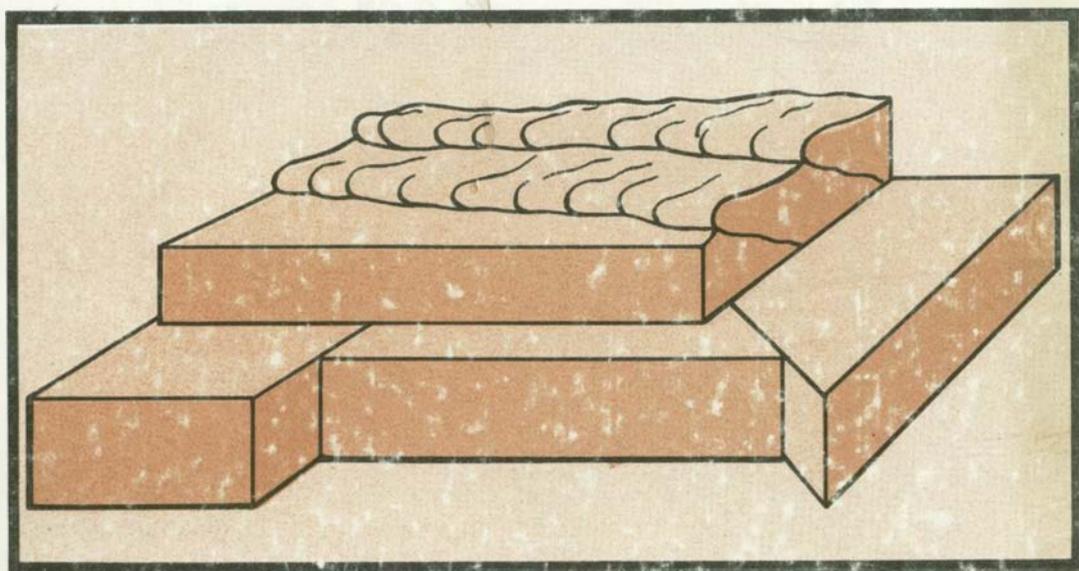


Академия наук СССР

ISSN 0002-3272.

# НЕОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ



·Наука·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

# НЕОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

11

*Труды, вып. 427*



---

МОСКВА

"НАУКА"

1988

NEOTECTONICS AND THE RECENT GEODYNAMICS  
OF MOBIL BELTS*Transactions, vol. 427*

Авторы

В.Г. ТРИФОНОВ, Г.А. ВОСТРИКОВ, А.И. КОЖУРИН, Н.В. ЛУКИНА,  
В.И. МАКАРОВ, С.Ф. СКОБЕЛЕВ**Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов / В.Г. Трифонов, Г.А. Востриков, А.И. Кожурин и др. — М.: Наука, 1988. — 365 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 427). — ISBN 5-02-002049-4**

В монографии рассматриваются неотектоника, глубинное строение и современная геодинамика подвижных в неоген-четвертичное время поясов. Подробно описаны тектонотипы характерных сочетаний новейших структур: Курило-Камчатская островодужная система, Карибская область взаимодействия континентальных и океанических структур, Памиро-Гималайская область дисгармоничного скупывания континентальной литосферы, Монгольская область преобладающих сдвиговых перемещений, Алтае-Саянская область торшения континентальной литосферы и Байкальская рифтовая система. Другие подвижные пояса анализируются в сравнении с тектонотипами. Подробно описан новый метод изучения современной геодинамики путем анализа графиков повторяемости землетрясений. Предлагается мобилистская концепция новейшего тектогенеза — концепция тектоники расслоенной литосферы. Книга рассчитана на широкий круг геологов, геоморфологов, геофизиков.

Табл. 11. Ил. 97. Библиогр.: 539 назв.

Рецензенты:

*В.С. Буртман, Ю.К. Шукин*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев* (главный редактор),  
*В.Г. Гербова*, член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников*

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР *П.Н. Кропоткин*

Reviewers:

*V.S. Burtman, Yu.K. Shchukin*

Editorial board:

Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR *P.P. Timofeev* (Editor-in-Chief),  
*V.G. Gerbova*, Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR *A.L. Knipper, V.A. Krashenninikov*

Responsible editor

Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR *P.N. Kropotkin*H 1904030000-257  
042(02)-88 216-88-П

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-002049-4

## ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая вниманию читателей коллективная монография завершает серию фундаментальных работ по главным проблемам неотектоники. Первая монография этой серии – “Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов” [1982] – была посвящена современному глубинному строению активных областей, сопоставлению новейших структур, развивающихся на разных уровнях земной коры и верхней мантии, и обоснованию важнейшего положения геотектоники – тектонической расслоенности литосферы. Во второй монографии – “Позднечетвертичный тектогенез” В.Г. Трифонова [1983] – основное внимание было уделено соотношениям активных структур в плане, хотя затрагивались также вопросы глубинного строения и проблема современной тектонической расслоенности литосферы получила дополнительное обоснование. В третьей монографии – “Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли” [1985] – рассматривалось развитие новейших структур во времени: показана возможность детального изучения неравномерностей неотектонического развития, позволяющих говорить о разных режимах современных движений и выделять глобальные и региональные фазы и эпизоды тектонической активизации; проанализированы особенности неотектонического этапа развития Земли, проявившиеся в полной мере с позднего миоцена и отличающие новейший этап от более ранних эпох мезозоя и кайнозоя.

Дополняя и развивая результаты четырехмерного изучения новейших структур (в объеме и во времени), обобщенные в указанных работах, данная монография посвящена вопросам современной геодинамики – происхождения новейших структур в их взаимосвязи и взаимообусловленности с учетом особенностей строения литосферы рассматриваемых регионов. Эта задача решается на конкретных примерах – тектонотипах, представляющих различные геодинамические обстановки новейшего и современного структурообразования в подвижных поясах.

То обстоятельство, что монография завершает серию фундаментальных работ, определяет ее своеобразие. Авторы опирались на ранее достигнутые результаты, и это избавило от необходимости повторять их. Поэтому, например, из обширного круга методических вопросов рассматривается лишь один, ранее подробно не освещавшийся, – возможность исследования современной геодинамики и физических свойств литосферы с помощью графиков повторяемости землетрясений. Среди рассматриваемых тектонотипов отсутствует Тяньшанский ороген и система сдвигов Сан-Андреас. Центральный Тянь-Шань подробно описан в специальной работе [Макаров, 1977], а другие важные сведения о тяньшанском орогенезе, как и о системе Сан-Андреас, содержатся в упомянутых выше монографиях. По этой же причине неравномерно охарактеризован Памиро-Гималайский регион: основное внимание здесь уделено зоне сочленений Памира и Тянь-Шаня и Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоне, по которым получены новые интересные результаты. Несмотря на многочисленные публикации других исследователей, и прежде всего иркутской школы геологов, авторы

сочли необходимым при описании тектонотипов, кратко обобщив предшествовавший опыт, дать также свою интерпретацию Байкальской рифтовой системы.

В итоге монография построена следующим образом. Ее открывает методическая глава, почти целиком посвященная использованию графиков повторяемости землетрясений для изучения современной геодинамики сейсмичных областей. Далее следует подробное описание тектонотипов новейших подвижных поясов, сначала приокеанических, затем внутриконтинентальных. В качестве тектонотипа приокеанических новейших структур взята Курило-Камчатская островодужная система, где наиболее подробно рассмотрена Центральная Камчатка. Своеобразное положение занимает Карибский регион, который, с одной стороны, как и Курило-Камчатский, является частью Приоокеанского подвижного мегапояса, а с другой стороны, обладает некоторыми чертами мезозойско-кайнозойского развития, общими с областями Тетиса и проливающими свет на особенности неотектоники западной части Альпийско-Азиатского мегапояса. Первой среди собственно внутриконтинентальных орогенов описана Памиро-Гималайская область дисгармоничного сгущивания континентальной литосферы. Затем рассмотрены системы сдвигов Монголии, Алтае-Саянская область новейшего торошения континентальной литосферы и Байкальская рифтовая система. Специальная глава посвящена сравнительному анализу новейших структур Альпийско-Азиатского орогенического мегапояса и пространственных соотношений выделенных в его пределах тектонотипов. В последней главе обобщаются глобальные закономерности новейшего тектогенеза и предлагается концепция неотектонического развития литосферы, важная для решения общетектонических задач.

Авторы далеки от мысли, что обсуждаемый цикл работ и, в частности, данная монография дают исчерпывающие ответы на все важнейшие вопросы неотектоники. Это лишь остановка в пути, необходимая для подведения итогов пройденного, ясного осознания современного состояния науки и формирования узловых задач нового уровня, которые составляют программу дальнейших исследований.

Авторы считают приятным долгом выразить благодарность академику Ю.М. Пушаровскому, члену-корреспонденту АН СССР П.Н. Кропоткину, В.П. Мясникову, А.С. Перфильеву, В.С. Пономареву и Ю.К. Шукину за обсуждение монографии и полезные замечания, а также П.П. Белухину, Г.И. Волчковой, Е.А. Малеевой и Н.Р. Салахетдиновой за помощь в оформлении работы.

## К МЕТОДИКЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГРАФИКОВ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЕОДИНАМИКИ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНОВ)

### 1.1. ОБЗОР МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШЕЙ И СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ<sup>1</sup>

Задачи неотектоники можно разбить на четыре группы: 1) изучение морфологии, кинетики и пространственных соотношений новейших структур на поверхности планеты; 2) изучение современного состояния и тектонических процессов в недрах земной коры и верхней мантии и их соотношений с неотектоническими образованиями земной поверхности; 3) исследование развития новейших структур и корреляция неотектонических событий в различных районах; 4) количественная оценка возникающих деформаций и смещений, действующих напряжений, возможных причин тектогенеза, т.е. круг вопросов, объединяемых понятием "современная геодинамика". Столь широкий спектр решаемых задач требует комплексного применения разнообразных методов, не только традиционно геологических, но и физических, механических, географических, исторических.

Изучение морфологии и кинематики новейших структур основано прежде всего на традиционных методах структурной геологии, но с одним существенным дополнением. В качестве "маркирующего горизонта" используются не только и, пожалуй, даже не столько новейшие отложения, сколько земная поверхность и формы современного рельефа. Они непрерывно изменяются под действием эндогенных факторов, так что изучение этих факторов, морфологии и эволюции рельефа в разных ландшафтных условиях, т.е. решение сугубо геоморфологических задач, становится обязательным элементом такого структурно-геологического исследования. Широкое применение при этом находит анализ аэрокосмических изображений, позволяющий на адекватном материале выделять и картировать разнообразные новейшие структуры независимо от ландшафтных условий и доступности. Особенно важны аэрокосмические изображения при исследовании пространственных соотношений и ранговой соподчиненности новейших структур. В последнее время все большее значение приобретают также методы выявления крупномасштабных горизонтальных неотектонических перемещений путем определения магнитных склонений и наклонов в горных породах того или иного возраста.

Повышенный интерес представляют проявления голоценового тектогенеза, и прежде всего голоценовые смещения по разломам. Хорошая сохранность позволяет достаточно надежно обособлять их от более ранних неотектонических образований и количественно определять горизонтальные и вертикальные подвижки. В качестве реперов для таких оценок могут быть использованы не только позднечетвертичные отложения и формы рельефа, но и антропогенные объекты — древние постройки, ирригационные системы, анализ которых требует привлечения не только геолого-геоморфологических, но и аэрогеологических и исторических материалов.

<sup>1</sup> Раздел написан совместно с В.Г. Трифоновым.

Методически своеобразно исследование неотектоники океанов, опирающееся на изучение донного рельефа и рыхлых отложений. Возможности их прямого наблюдения (например, фотографирования) ограничены, и решающую роль играют сейсмоакустические методы, среди которых наиболее перспективен сейчас метод многолучевого эхолотирования, позволяющий точнее других методов определять морфологию и площадное распространение структур.

Изучение глубинной неотектоники и современных тектонических процессов в недрах литосферы опирается в основном на геофизические методы исследования: гравиметрический, геотермальный, сейсмического зондирования (того или иного типа) и, пожалуй, в наибольшей мере сейсмологические. Существенную информацию о глубинной неотектонике дает изучение геохимии и петрологии новейшего вулканизма, а также гидрохимический, газовый и изотопный анализы источников подземных флюидов. Важные сведения о процессах в недрах литосферы получаются в результате экспериментального изучения физического состояния, фазовых и минеральных превращений вещества в условиях высоких температур и давлений. Комплексной интерпретации этих весьма разнообразных данных помогают космические снимки, на которых нередко видны косвенные проявления глубинных новейших структур в современном ландшафте, и прежде всего в некоторых особенностях рельефа. Подобные проявления обнаруживаются и структурно-геоморфологическими исследованиями.

Корреляция тектонических событий новейшего этапа и восстановление истории развития новейших структур опираются на методы биостратиграфического, литолого-фациального и формационного изучения новейших отложений, дополняемые разнообразными геоморфологическими методами, анализом несогласий изменений структурных планов и стилей деформаций. Если биостратиграфические и литолого-фациальные методы широко применяются и при подобном изучении более древних геологических образований и их неотектоническая специфика состоит лишь в возможностях более дробного расчленения толщ, более широкого территориального охвата и соответственно более детальной и вместе с тем всесторонней расшифровки структурной эволюции, то ряд методов и подходов используется при анализе корреляции лишь новейших тектонических событий. Это прежде всего возможность коррелировать новейшие отложения с синхронными им формами рельефа — террасами и поверхностями выравнивания, обеспечивая тем самым глобальность исследования в полном смысле слова. К числу специфично неотектонических относятся археологический, термолюминесцентный и тефрохронологический методы возрастной датировки геологических образований, определение палеотемператур по изотопам кислорода, детальные палеогеографические и палеоклиматические реконструкции на основе фациального и палеоэкологического анализа. Хотя метод палеомагнитной стратиграфии опробывается сейчас и для более древних геологических эпох, он по-прежнему остается надежным только в применении к новейшим образованиям. Последнее справедливо и в отношении ритмостратиграфии.

Широкие возможности, вплоть до выявления отдельных сейсмических импульсов движения, открываются сейчас в исследовании голоценовой тектонической активности. Это определяется хорошей сохранностью смещений, позволяющей применять статистические методы их обработки, а также точность датировок событий с помощью радиоуглеродных, археологических определений и исторических данных.

Высокая точность и детальность определения морфологии новейших структур, амплитуд и скорости создавших их тектонических движений, истории развития структур, параметров сейсмичности и других геофизических данных открыли возможности количественной оценки распределения смещений, деформаций и действующих тектонических напряжений как по поверхности Земли, так и на разных уровнях литосферы. Это позволяет решать, хотя порой и гипотетически, вопросы генезиса новейших структур, локальные и глобальные проблемы геодинамики неотектонического этапа на основе фундаментальных достижений математики и физики.

Таким образом, неотектоника использует широкий набор методов исследования,

более обширный, чем любая другая отрасль геологии. На примере неотектоники мы убеждаемся в необходимости и эффективности комплексного применения разных методов и достижений различных наук. Только комплексность может обеспечить прогресс в познании такого сложного объекта исследования, каким является Земля, особенно ее верхняя оболочка — литосфера.

Большинство перечисленных неотектонических исследований описано в более ранних работах [Геологические..., 1978; Тектоническая..., 1982; Космическая..., 1983; Корреляция..., 1985; Трифионов, 1983, 1985; и др.], что избавляет от необходимости их повторного рассмотрения. Некоторые частные вопросы методики будут подниматься и решаться в следующих главах по ходу изложения. Вместе с тем в предыдущих наших публикациях остался слабо освещенным и обоснованным новый метод изучения современной геодинамики сейсмоактивных районов путем анализа графиков повторяемости землетрясений. Следующие разделы настоящей главы посвящены изложению этого метода, представляющегося нам весьма перспективным.

## 1.2. АНАЛИЗ ГРАФИКОВ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ УСЛОВИЙ СОВРЕМЕННОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Успех в изучении современного тектогенеза во многом зависит от точности и детальности представлений о механических свойствах горных масс земной коры и верхней мантии, о кинематических и динамических характеристиках тектонических структур на глубинах, недоступных для прямого наблюдения. Эти представления основываются на информации, получаемой геофизическими методами — главным образом сейсмическими и сейсмологическими, и на результатах лабораторных исследований горных пород того типа и в условиях тех температур и давлений, существование которых предполагается на той или иной глубине.

Большую часть геофизической информации получают методами, основанными на измерении скоростей распространения и затухания сейсмических волн. Эти методы позволяют определить реакцию материала земных недр только на весьма быстро (с периодами от 0,1 с до максимум 1 ч) меняющиеся напряжения и на деформации весьма малой величины. Однако механические свойства тех же самых горных масс, такие, как жесткость, прочность, вязкость, характер их реакции на действие нагрузки не постоянны, а сильно меняются в зависимости от величины нагрузки, масштаба времени и рассматриваемых пространственных взаимоотношений [Кузнецова, 1969; Аки, 1985; и др.]. Поэтому такие данные не могут непосредственно характеризовать упругие или реологические свойства горных масс по отношению к длительной геологической деформации. Выводы о реакции горных масс на длительные напряжения, получаемые при лабораторных исследованиях, сильно зависят от предположений о распределениях (прежде всего по глубине) их вещественно-минерального состава, температуры и скорости деформации. Наконец, методы, разработанные в сейсмологии, позволяют (в принципе) определять тензор скорости деформации, вызываемой совокупностью динамических смещений по разрывам сплошности в очагах землетрясений [Ризниченко, 1965а; Костров, 1975; и др.], оценивать величины снимающихся в очагах напряжений [Райс, 1982; и др.], но не дают информации о механических свойствах этих подверженных сейсмическому процессу горных масс и о величине действующих в них напряжений.

Таким образом, каждый из имеющихся методов имеет свои достоинства, но не свободен и от недостатков. Поэтому при исследовании процесса современного тектогенеза используется комплекс данных, получаемых разными методами; и, чем шире этот комплекс, тем лучше.

В настоящей главе предлагается метод, позволяющий оценивать относительные величины, характеризующие механические свойства горных масс, геодинамические параметры и вариации их в пространстве и во времени. Он основан на интерпретации в терминах сейсмического течения горных масс характеристик главной статистической

закономерности, которой подчиняются совокупности землетрясений – распределения их по величине, по энергии.

Деформирование, перемещение горных масс под действием тектонических нагрузок осуществляется не только за счет непрерывной деформации – вязкого, пластического или катакластического (по микротрещинам) течения, но и за счет разрывно-непрерывной деформации – квазипластического течения. Элементами такого, сейсмического, течения горных масс являются упругие деформации, предшествующие землетрясениям, и дискретные в пространстве и во времени подвижки в очагах землетрясений [Ризниченко, 1965а, 1971б]. В тектоническом течении горных масс квазипластическая его часть может быть весьма большой, особенно в условиях относительно невысоких давлений и температур, характерных для "гранитного" слоя земной коры [Николаевский, 1982; и др.]. Уже одно это определяет необходимость изучения количественных характеристик сейсмического процесса при исследовании современного тектогенеза. Сейсмический процесс, как одно из проявлений тектогенеза, протекает в том же субстрате и при тех же условиях, поэтому его параметры могут характеризовать и процесс тектогенеза. Для этого нужно только наполнить их физическим содержанием, интерпретировать их в терминах геодинамики, таких, как жесткость, прочность, вязкость, скорость деформации горных масс, сдвиговое напряжение, литостатическое давление, температура.

Сейсмический процесс формально может быть представлен в виде функции трех пространственных координат, времени и величины события (землетрясения) [Методы..., 1960] или в виде многомерного случайного процесса [Ризниченко, 1965б; Каган, 1973], который обычно изучают в отдельных сечениях: пространственном (картирование сейсмичности), временном (анализ последовательностей землетрясений), пространственно-временном и магнитудном или энергетическом (распределение событий по величине). В зависимости от масштаба рассмотрения, от уровня генерализации при изучении сейсмического процесса выявляются разные его стороны и специфические их свойства. Так, можно говорить о пространственно-временных областях, превышающих или много меньших, чем размеры очагов и средний период возникновения землетрясений данного диапазона энергий. То же явление на одном уровне генерализации может рассматриваться как закономерность, а на другом – как одна из флуктуаций.

Распределение землетрясений по величине в сейсмологической практике принято характеризовать графиками повторяемости – зависимостями  $\lg n(M)$  или  $\lg n(K)$  логарифма повторяемости  $n$  землетрясений от их магнитуды  $M$  или энергетического класса  $K$  – логарифмических величин, широко применяющихся для энергетической классификации землетрясений. Графики  $\lg n(M)$  строятся в диапазоне магнитуд  $\Delta M$ , который справа ограничен магнитудой  $M_2$  максимального наблюдаемого землетрясения, а слева – магнитудой  $M_1$ , такой, что землетрясения с  $M < M_1$  уже непредставительны, регистрируются не полностью. Обычно этот диапазон невелик:  $\Delta M = 1,5-3$ . Повторяемость определяется как количества землетрясений с магнитудами в интервалах  $M \pm \delta M$ , как правило, равной ширины ( $\delta M = \text{const}$ ) и нормируются по площади (обычно на  $1000 \text{ км}^2$ ) и по времени (на 1 год). Упрощенное нормирование по площади (вместо объема горных масс) оправданно при изучении кбровой сейсмичности, когда толщина поверхностного слоя, генерирующего землетрясения, примерно одинакова в разных районах. Пример графика повторяемости  $\lg n(K)$  землетрясений по энергетическому классу, полученного по материалам трехлетних наблюдений в Гармском районе Таджикистана, представлен на рис. 1. Он построен по интервалам  $K \pm \delta K = 0,6$  (т.е.  $\delta K = 0,3$ ).

В узких диапазонах магнитуд (или классов  $K$ ) графики повторяемости обычно описываются эмпирическими линейными выражениями следующего вида:

$$\lg n = a - b(M - \bar{M}), \quad (1.1)$$

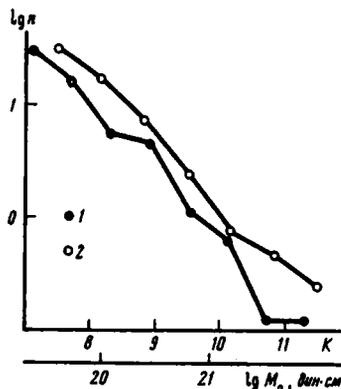
где  $\lg n$  и  $a$  – логарифмы повторяемостей землетрясений в магнитудных интервалах

$M \pm \delta M$  и  $\bar{M} \pm \delta \bar{M}$  соответственно,  $b$  — модуль углового коэффициента (наклон).  
 Магнитуда  $\bar{M}$  принимается постоянной:  $\bar{M} = 0; 8$  (в шкале энергетического класса —  $\bar{K} = 7; 10; 15$ ).

Статистическая закономерность, выражаемая графиком повторяемости, выполняется также для магнитуд или энергетических классов горных ударов, максимальных амплитуд (или их квадратов) сейсмоакустических импульсов в шахтах и акустических импульсов, возникающих при образовании микротрещин в образцах горных пород и модельных материалов в процессе их деформирования под прессом [Виноградов, 1964 и др.; Mogi, 1962a и др.; Scholz, 1968b; Neunhöfer, 1969b; Каган, 1969; и др.]. В узких энергетических диапазонах они также могут описываться линейным приближением (1.1).

Рис. 1. Графики повторяемости местных землетрясений в Гармском районе Таджикистана

1 —  $\lg n(K \pm \delta K)$  при  $\delta K = 0,3$ ;  
 2 —  $\lg n(\lg M_0 \pm \delta \lg M_0)$  при  $\delta \lg M_0 = 0,2$



Параметры  $a$  и  $b$  — уровень и наклон — графиков повторяемости в линейном приближении (1.1) варьируют в пространстве и во времени. Это установлено многочисленными исследованиями по данным наблюдений (как долговременных, так и краткострочных) землетрясений (как сильных, так и слабых) в различных сейсмически активных районах разного масштаба (от глобального до локального). Повторяемость  $n(\bar{M} \pm \delta M) = 10^a$  при том же или при не слишком сильно меняющемся наклоне графиков  $\lg n(M)$  может служить мерой сейсмической активности [Методы..., 1960], она меняется от района к району и особенно высока там, где можно предполагать повышенные тектонические напряжения (например, в районах островных дуг или альпийских горных сооружений Евразии). В континентальной земной коре сейсмическая активность и величина  $a$  быстро уменьшаются с ростом глубин. Параметр  $b$  варьирует от одного сейсмического района к другому: в магнитудной шкале в пределах примерно от 0,5–0,6 (в нижней части земной коры и в верхней мантии) до 1,1–1,2 (в районах срединно-океанических хребтов).

Если сейсмический процесс представляет собой один из важнейших физических процессов, протекающих в Земле, то распределение землетрясений по величине (график повторяемости) — это одна из важнейших его характеристик, привлекающая внимание сейсмологов не только как основа для расчета количественных характеристик сейсмичности, но и своим физическим смыслом.

В многочисленных работах [Ризниченко, 1964; Бутовская, Кузнецова, 1971; Востриков, 1973, 1980; Wyss, 1973; Арефьев и др., 1980; Соловьев, Полякова, 1981; Шенкова, Карник, 1982; и др.] рассматривались внутренние корреляции между параметрами графика повторяемости (такими, как коэффициенты  $a$  и  $b$  его линейного приближения, величина (энергия) максимального наблюдаемого в данном сейсмическом районе землетрясения, количество  $\Sigma n$  и общая энергия землетрясений данного энергетического диапазона в единицах объема и времени) или между этими параметрами, с одной стороны, и параметрами очагов землетрясений, а также их глубиной — с другой. Параллельно

проводились работы по математическому и физическому моделированию, направленные на выяснение внутренних причинных связей между показателями сейсмичности, на изучение закономерностей, физических факторов, управляющих параметрами сейсмического процесса и графика повторяемости, в частности.

В лабораторных условиях сейсмичность моделируется процессом образования микротрещин при разрушении образцов горных пород или модельных материалов. Испытания проводятся, как правило, в условиях одноосного или трехосного сжатия с различными, постоянными в течение опыта скоростями осевой деформации образца. Графики повторяемости  $\lg n$  ( $\lg A$ ) упругих импульсов, возникающих на микротрещинах, по максимальной амплитуде  $A$  в области относительно сильных импульсов обычно испытывают излом, правый загиб вниз, но в остальных своих частях, в узких амплитудных диапазонах  $\Delta \lg A \approx 1$ , могут рассматриваться в линейном приближении (1.1). Установлены зависимости параметров этих линейных приближений от механических свойств материала образцов, таких, как гетерогенность, эффективная упругость и прочность (напряжение, при котором происходит разрушение образцов), и от характеристик режима нагружения, таких, как скорость осевой деформации образца и эффективное напряжение сдвига, действующие в нем.

При построении моделей сейсмического процесса использовались как общие принципы механики [Ризниченко, 1968], так и аналогии, более или менее формальные, с другими, подобными физическими процессами [Челидзе, 1979; Петров, 1981; и др.]. Посредством континуальной энергетической модели сейсмического режима [Ризниченко, 1968; Ризниченко, Артамонов, 1975] сейсмичность как самовоспроизводящийся процесс разрушения—восстановления среды была описана дифференциальными уравнениями, решение которых позволило предложить объяснение пространственно-временной квазипериодичности высвобождения сейсмической энергии и количественно оценить некоторые эффективные физико-механические параметры среды.

Разрабатываемая модель сейсмического процесса как последовательности статистически охарактеризованных по прочности мгновенных состояний случайно неоднородной среды [Кузнецова, 1969, 1976, 1983] учитывает фундаментальное его свойство — дискретность в пространстве и во времени и опирается на него. Другими словами, процессу дробления горных масс в модели соответствует эволюция статистически охарактеризованного состояния системы различных по прочности дискретных элементов (среды), макроскопические параметры которой выражены в терминах процесса сейсмического течения, таких, как упругость, прочность, вязкость, напряжение сдвига. Распределение вероятностей сейсмических событий по величине определяется условиями распространения разрывов сплошности, трещин в случайно неоднородной среде, т.е. макроскопическими параметрами системы и режимом внешнего воздействия (скоростью деформации); изменение этих условий приводит к изменению статистики событий (графика повторяемости), пространственные координаты которых остаются детерминированными. При определенных соотношениях между параметрами модели характеристики расчетных графиков повторяемости, а также зависимости их от механических свойств среды и режима внешнего воздействия качественно совпадают с получаемыми при лабораторном испытании образцов.

Работы по моделированию были направлены главным образом на выяснение физического смысла и причин, вызывающих вариации наклона  $b$  графиков повторяемости. В результате этих работ установлено, что величина  $b$  не является функцией только какого-либо одного из параметров образца (модели) или режима нагружения, но зависит от всех исследованных параметров. К уменьшению (или увеличению) наклона графика повторяемости приводят следующие изменения в величине этих параметров: уменьшение (или увеличение) эффективного модуля упругости или степени гетерогенности среды [Виноградов, 1964; Mogi, 1962a; Кузнецова, 1969; Виноградов и др. 1975], увеличение (или уменьшение) прочности или скорости осевой деформации [Виноградов, 1964; Кузнецова, 1969] или среднего напряжения в образце (модели) [Scholz, 1968a, b].

В отличие от модельных исследований вариации наклона  $b$  графиков повторяемости землетрясений, наблюдаемые в естественных условиях, могут вызываться изменением не одного (или двух) геодинамического параметра при постоянстве остальных, а многих или всех исследованных на моделях параметров, причем эти изменения могут быть направлены и в противоположные (в смысле влияния на величину  $b$ ) стороны. Поэтому данные о величине и вариациях только наклона, только одного параметра наблюдаемых графиков повторяемости недостаточны для суждения о значениях и вариациях характеристик горных масс и режима тектонического нагружения.

Закономерности и причины вариации уровня  $a$  графиков повторяемости в работах по моделированию либо не исследовались [Scholz, 1968b; Кузнецова, 1969, 1983], либо исследовались в гораздо меньшей степени, недостаточно [Виноградов, 1964; Виноградов и др., 1975]. Опубликованные данные [Виноградов, 1964; Виноградов и др., 1975] позволяют, однако, установить, что когда наклон графиков повторяемости, например, уменьшается при увеличении макроскопической прочности материала образца или скорости осевой деформации или эффективного среднего напряжения, то уровень их увеличивается; при уменьшении же величины  $b$ , вызванном уменьшением гетерогенности (увеличением однородности) материала, уровень  $a$  также уменьшается.

Согласно данным, представленным в некоторых работах по испытанию образцов в условиях трехосного сжатия [Scholz, 1968a,b], интенсивность процесса микротрещинообразования и соответственно уровень  $a$  графиков повторяемости упругих импульсов возрастают при прочих равных условиях с ростом обжимающего давления [Scholz, 1968a,b]. "Пластичность" образцов возрастает, "хрупкость" уменьшается, наклон графиков повторяемости увеличивается. Однако при этом растут предел упругости и прочность образцов. При тех же относительных (к разрушающему) напряжениях наклоны  $b$  одинаковы (для той же горной породы) при разных значениях всестороннего сжатия [Scholz, 1968a,b].

При длительных нагружениях и малых скоростях деформации в земной коре и верхней мантии наклоны графиков повторяемости землетрясений уменьшаются с ростом глубины так же, как и их уровни [Бутовская, Кузнецова, 1971; Шенкова Карник, 1982; Аверьянова, 1975]. Гетерогенность горных масс с ростом глубины уменьшается, а литостатическое давление и температура ("пластичность") с ростом глубины увеличиваются. Наоборот, афтершоки сильных землетрясений генерируются в условиях повышенной гетерогенности среды и поля напряжений, поэтому сейсмическая активность (и параметр  $a$ ) при этом существенно выше, а наклоны графиков повторяемости афтершоков не меньше (во многих случаях и больше) соответствующих параметров графиков повторяемости "нормальных" землетрясений<sup>1</sup>. Изменение других механических свойств сейсмогенерирующих горных масс и режима их тектонического нагружения вызывает противоположно направленные вариации параметров  $a$  и  $b$  графиков повторяемости землетрясений — уменьшение уровня при увеличении наклона и наоборот.

Механические свойства блоков горных масс и режим их тектонического нагружения удобно характеризовать средними значениями макроскопических параметров сейсмического течения<sup>2</sup>, такими, как напряжение сдвига  $\sigma$ , модуль сдвига  $\mu$ , скорость разрывно-непрерывной (сейсмической) деформации  $\dot{\epsilon}_c$ , сейсмическая вязкость (понимаемая как коэффициент пропорциональности между напряжением и скоростью деформации:  $\eta_c = \sigma / \dot{\epsilon}_c$ ) и время релаксации  $\tau_c = \eta_c / \mu$ . Тогда гетерогенность горных масс, литостатическое давление и температура, которым они подвержены, и различные вариации этих характеристик описываются значением и вариациями одного параметра

<sup>1</sup> В отличие от "нормальной" сейсмичности афтершоковый процесс существенно нестационарен. При затухании его с течением времени наклон графиков повторяемости афтершоков изменяется, причем монотонно [Аверьянова, 1975]. Поэтому прямое сравнение среднего для той или иной афтершоковой последовательности значения этого параметра с соответствующими значениями, характерными для "нормальной" сейсмичности, может оказаться неправомочным.

<sup>2</sup> О параметрах  $\sigma$  и  $\dot{\epsilon}_c$  мы для простоты изложения говорим как о скалярных величинах.

ра — сейсмической вязкости  $\eta_c$ . Можно говорить также и о соответствующих макро-скопических параметрах  $\sigma, \mu, \dot{\epsilon}_d, \eta_d, \tau_d$  сплошного — истинно вязкого или пластическо-го — течения горных масс (и значения  $\sigma, \mu$  считать одинаковыми, теми же, для истинно-го и сейсмического течения).

В отличие от параметров истинно вязкого течения величины  $\sigma, \mu, \dot{\epsilon}_c, \eta_c$  понимаются не только как средние, но и как эффективные параметры; значения их зависят от объема горных масс, подверженных сейсмическому процессу, а также от масштаба рассмотрения, от уровня генерализации, на котором он изучается.

Макроскопические параметры  $\mu$  и  $\dot{\epsilon}_c$  сейсмического течения в том или ином блоке горных масс можно оценить соответственно по данным о скоростях распространения поперечных сейсмических волн и из среднего значения суммы  $\Sigma M_0$  сейсмических моментов землетрясений, генерированных в единице объема за единицу времени [Костров, 1975], полученной по данным долгосрочных сейсмологических наблюдений<sup>1</sup>. Неизвестными остаются два других параметра — напряжение и сейсмическая вязкость. Работу по установлению детерминированных связей этих параметров с характеристиками графиков повторяемости землетрясений целесообразно начинать с частного случая, когда один из этих параметров можно считать неизменяющимся, постоянным. Такой случай реализуется при статистической обработке большого числа графиков повторяемости землетрясений с очагами в земной коре, наблюдаемых в самых разных районах земного шара [Востриков, 1980].

При низких скоростях деформации, свойственных процессу тектогенеза, эффективную вязкость  $\eta_c$  в первом приближении можно считать независящей от напряжений (или слабо уменьшающейся при росте напряжения) [Кузнецова, 1969]. Факторы, определяющие квазивязкость верхнего, наиболее сейсмически активного слоя земной коры, такие, как температура, литостатическое давление, гетерогенность, можно считать колеблющимися от одного сейсмического района к другому около некоторых средних значений, характерных для сейсмически активных частей этого слоя земной коры в целом. Именно для случая землетрясений в земной коре наблюдаются обратные корреляционные зависимости между параметрами  $a$  и  $b$  графиков повторяемости при вариациях их как во времени [Бунэ, 1970], так и в пространстве (от одного сейсмического района к другому) [Востриков, 1980]. По тенденции эти зависимости совпадают с аналогичными зависимостями, полученными при испытании образцов различных горных пород с постоянной скоростью осевой деформации [Востриков, 1980] и образцов того же материала с различными постоянными скоростями деформации [Виноградов, 1964].

В каждой из перечисленных выше зависимостей между наклоном и уровнем графиков повторяемости параметр  $a$  мы определяли как логарифм повторяемости землетрясений той же, постоянной магнитуды  $\bar{M}$ :  $a = \lg n(\bar{M} \pm \delta \bar{M})$  — или для графиков повторяемости  $\lg n(\lg A)$  амплитуд упругих импульсов:  $a = \lg n(\lg A \pm \delta \lg A)$ , — но не произвольной магнитуды  $\bar{M}$  (или величины  $\lg A$ ), а средней в диапазоне  $\Delta M$  (или  $\Delta \lg A$ ), в котором графики повторяемости аппроксимированы линейным выражением вида (1.1). В следующем разделе мы покажем, что только такие зависимости имеют физический смысл. Если же, как это часто делается [Chouhan, 1970], сравнивать наклоны графиков повторяемости, полученных в диапазоне магнитуд от  $M_1 = 5,5 - 6,0$  до  $M_2 = 8,0 - 8,5$  со средним значением, равным  $6,5 - 7,0$ , с их уровнями  $a$ , измеренными при магнитуде  $\bar{M} = 0$  (много меньшей этого среднего значения), то зависимость между параметрами  $a$  и  $b$  может получиться (и получается) прямой, поскольку так определяемая величина  $a$  уже заранее (по определению) связана с параметром  $b$  сильной прямой зависимостью. Выбор магнитуды  $\bar{M} = 0$  для определения уровней  $a$  графиков повторяемости землетрясений много большей силы условен, определяется только удобством вычислений; если величины  $a$  определять при еще меньшей магнитуде или при магнитуде, много большей среднего в диапазоне  $\Delta M$  значения, то зависимость их от наклонов графиков повто-

<sup>1</sup> Подробно на оценке величины  $\dot{\epsilon}_c$  мы остановимся в следующих разделах данной главы.

ряемости будет в первом случае еще более сильной, а во втором тоже сильной, но уже обратной.

Существование зависимости между наклоном и уровнем (измеренным в средней точке диапазона  $\Delta M$ ) графиков повторяемости землетрясений в земной коре, построенных в узких диапазонах  $\Delta M$ , дает основание для следующих предположений. В более широких диапазонах магнитуд графики повторяемости  $\lg n(M)$  могут описываться кривыми (или прямыми), зависящими только от одного параметра, а не от двух, как линейное приближение (1.1). Если считать, что эффективная сейсмическая вязкость сейсмически активных горных масс в земной коре примерно постоянна, флуктуирует около некоторого среднего значения, то упомянутый параметр графиков повторяемости должен зависеть от эффективных значений напряжения сдвига и от скорости деформации при квазивязком течении горных масс. Кроме того, нужно ожидать зависимости этого параметра от объема горных масс, вовлеченных в сейсмический процесс, и от пространственного масштаба, на котором этот процесс изучается (очаговая зона сильного землетрясения, локальный сейсмический район, регион).

При увеличении диапазона  $\Delta M$ , особенно в области относительно сильных событий — не только землетрясений [Gutenberg, Richter, 1956; Neuhöfer, 1969a], но и горных ударов [Neuhöfer, 1969b] и сейсмоакустических импульсов в шахтах [Каган, 1969], часто отмечают отклонения графиков повторяемости от линейности, увеличение их наклона с ростом магнитуды. Тогда их аппроксимируют либо двумя отрезками прямых вида (1.1) [Gutenberg, Richter, 1956], либо гауссовскими [Каган, 1969; Neuhöfer, 1969a, b] и другими [Cosentino, Lusio, 1977; и др.] кривыми. Нелинейны также и графики повторяемости упругих импульсов, регистрируемых в образцах горных пород и модельных материалов. Если их аппроксимировать двумя отрезками прямых вида (1.1), наклоны этих отрезков оказываются связанными прямой зависимостью: с увеличением наклона графика в области относительно слабых импульсов увеличивается наклон и второй ветви — в области сильных импульсов [Виноградов и др., 1975].

В зависимости от силы землетрясений, глубины их гипоцентров и эпицентральных расстояний землетрясения регистрируются различной аппаратурой и классифицируются в различных шкалах магнитуд ( $M_{LN}$ ,  $m_{PV}$  и др.), основанных на разных типах волн и разных частотах колебаний. Все эти магнитуды являются относительными характеристиками силы землетрясений в ограниченном ее диапазоне. Переход от одной магнитудной шкалы к другой осуществляется с помощью корреляционных соотношений, получаемых в энергетическом диапазоне, в котором шкалы перекрываются. Коэффициенты в этих соотношениях варьируют от района к району, зависят от многих трудно учитываемых факторов. Точность переходных соотношений, если их использовать для построения графиков повторяемости в широком энергетическом диапазоне путем "сшивания" разных магнитудных шкал, может оказаться недостаточной для установления наличия или отсутствия зависимости наклона графиков повторяемости от магнитуды. Таким образом, большая часть графиков повторяемости по необходимости строится в диапазонах  $\Delta M$  слишком узких, по малому количеству относительно сильных землетрясений, повторяемости которых, как событий редких, подвержены большому флуктуациям. Поэтому вопрос о линейности или нелинейности каждого из таких графиков по отдельности в большинстве случаев остается открытым.

Нелинейность зависимостей  $\lg n(M)$  для коровых землетрясений в широком магнитудном диапазоне мы установили [Востриков, 1980], исходя из описанных выше предположений, по большому количеству линейных аппроксимаций в узких диапазонах  $\Delta M$  графиков повторяемости землетрясений в различных сейсмически активных районах Земли. Вкратце результаты этой работы описаны в следующем разделе данной главы. Графики повторяемости коровых землетрясений подчиняются (с естественным разбросом, отклонениями) семейству кривых, в целом характеризующемуся тремя постоянными коэффициентами. Форма каждой конкретной кривой из этого семейства определяется конкретным значением одного-единственного параметра. Это семейство мы ниже называем законом повторяемости коровых землетрясений.

Далее, по данным об очаговых параметрах сильных землетрясений и о графиках повторяемости их афтершоков, а также по данным о графиках повторяемости "нормальных" землетрясений в земной коре выяснен физический смысл параметра графика повторяемости (аппроксимирующей кривой) в терминах процесса сейсмического течения горных масс. С использованием результатов моделирования сейсмического процесса и данных о графиках повторяемости землетрясений, генерированных в условиях заведомо различной эффективной сейсмической вязкости, полученный закон повторяемости обобщен на случай произвольного, любого значения этой величины, отличающегося от среднего для земной коры. При вариациях эффективной сейсмической вязкости (точнее, времени релаксации  $\tau_c$ ) меняются коэффициенты, характеризующие выше упомянутое семейство кривых, которому подчиняются графики повторяемости; установлены в первом приближении взаимные зависимости между этими коэффициентами и связь их с величиной, пропорциональной времени релаксации  $\tau_c$ . С использованием уравнения состояния горных масс, подвергнутых сейсмическому процессу (максвелловское тело), и обобщенного закона повторяемости землетрясений получены выражения величин, пропорциональных макроскопическим параметрам сейсмического течения, через коэффициенты в выражении, описывающем семейство графиков повторяемости, и параметр конкретного графика. Значения коэффициентов и параметра, соответствующие наблюдаемому графику повторяемости, определяются из параметров его линейного приближения в узком энергетическом диапазоне.

Для количественной оценки макроскопических параметров сейсмического течения по графикам повторяемости графики эти необходимо строить по энергетической характеристике очага в отличие от магнитуды, имеющей ясный физический смысл (и размерность энергии). В принципе такой характеристикой может служить сейсмический момент очага землетрясения ( $M_0$ ). Однако в настоящее время величина  $M_0$  при рутинной обработке землетрясений не изменяется. Поэтому графики  $\lg n(\lg M_0)$  можно получить только пересчетом из графиков  $\lg n(M)$  или  $\lg n(K)$  с помощью корреляционных соотношений между величинами  $\lg M_0$  и  $M$  (или  $K$ ) — способом, аналогичным переходу от одной магнитудной шкалы к другой. Вычисленные таким образом параметры графиков повторяемости  $\lg n(\lg M_0)$ , особенно коэффициенты и параметры нелинейных приближений, могут и отличаться от тех, которые получались бы при непосредственном измерении значений  $M_0$ . Это обстоятельство является одной из причин, по которым из наблюдаемых графиков повторяемости определяются не собственно макроскопические параметры сейсмического течения, а только величины, им пропорциональные.

### 1.3. ЗАКОН ПОВТОРЯЕМОСТИ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Вид функции плотности повторяемости  $\lg n(M)$  — графиков повторяемости в широком диапазоне  $\Delta M$  — можно установить, а не задавать его заранее, если параметры линейных приближений (1.1) графиков повторяемости в различных узких диапазонах  $\Delta M$  варьируют не произвольно, но подчиняются при этом некоторому закону. Предположение о существовании такого закона основывается на следующем. Вид функции плотности повторяемости землетрясений определяется процессом деформирования горных масс, образования в них нарушений сплошности под действием тектонических сил. Этот процесс качественно един; при вариациях его количественных характеристик меняется не вид функции  $\lg n(M)$ , а только ее количественные параметры (коэффициенты). Тогда функции  $\lg n(M)$ , реальные графики повторяемости, соответствующие различным конкретным значениям параметров тектонического процесса, должны составлять некоторое семейство, т.е. количественные параметры их должны варьировать не произвольно, а так, чтобы любая возможная функция  $\lg n(M)$  являлась частным решением некоторого дифференциального уравнения:

$$\frac{d}{dM} \lg n(M) = (\lg n)' = F [M, \lg n(M)]. \quad (1.2)$$

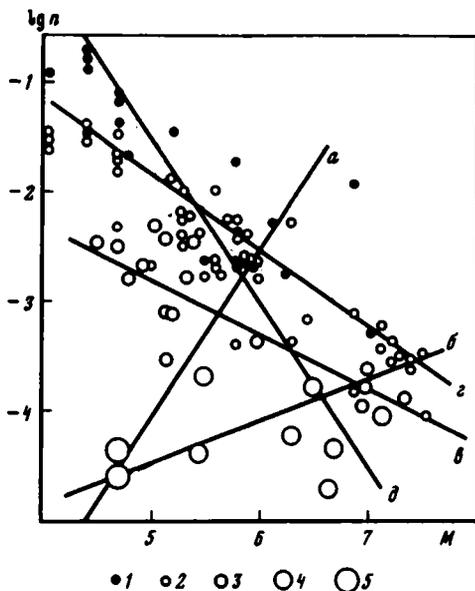


Рис. 2. Совокупность точечных измерений поля  $M$ ,  $\lg n$ ,  $(\lg n)'$

1–5 – значения модуля производной  $(\lg n)'$ : 1 –  $< 0,6$ ; 2 –  $0,61-0,8$ ; 3 –  $0,81-1,0$ ; 4 –  $1,01-1,2$ ; 5 –  $> 1,2$

a–d – сечения, по которым строились зависимости рис. 4

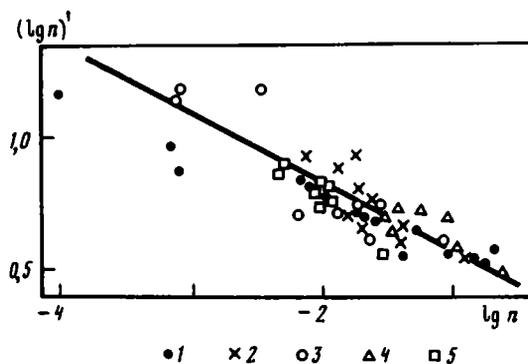


Рис. 3. Сводная зависимость между двумя параметрами поля  $M$ ,  $\lg n$ ,  $(\lg n)'$  при постоянном значении третьего –  $M = 4,7 = \text{const}$

1–5 – индивидуальные зависимости: 1 – при  $M = 4,7 \pm 0,25$ ; 2 – при  $M = 5,2 \pm 0,25$ ; 3 – при  $M = 5,7 \pm 0,25$ ; 4 – при  $M = 6,2 \pm 0,25$ ; 5 – при  $M = 6,8 \pm 0,25$

Общее решение этого уравнения соответствует семейству графиков повторяемости. Зависимости вида (1.1) можно считать линейными приближениями искомых функций  $\lg n(M)$  в узких диапазонах  $\Delta M$ . Если их параметры  $\bar{M}$ ,  $a$ ,  $b$  варьирует (от района к району или во времени) не произвольно, а подчиняясь некоторым взаимным зависимостям, то эти зависимости и определяют функцию  $F$  в последнем уравнении; изучая их, можно эту функцию найти, т.е. составить дифференциальное уравнение, решение которого даст искомую функцию плотности повторяемости.

Такая работа проделана по литературным данным о долговременных графиках повторяемости вида (1.1) коровых землетрясений, наблюдаемых в различных сейсмических районах Земли. Причины, по которым использованы данные о землетрясениях только в пределах земной коры, изложены выше, в разделе 1.2. Чтобы сделать исходные графики сопоставимыми, повторяемости в зависимостях вида (1.1) пронормированы по площади, по времени и приведены к одинаковой, постоянной ( $\delta M = \text{const}$ ) ширине магнитудных интервалов  $M \pm \delta M$  [Востриков, 1980]. Магнитуда  $\bar{M}$  в (1.1) принималась не постоянной, а в каждом случае равной среднему в диапазоне  $\Delta M$  значению. Тогда величина  $a$  в зависимости (1.1) равна значению соответствующей нелинейной функции плотности повторяемости  $\lg n(M)$  при  $M = \bar{M}$ . В дальнейшем значения функции  $\lg n(M)$  при конкретных значениях магнитуды ( $\bar{M}$ ) мы будем обозначать как  $\lg n$ , а сами эти значения, когда путаница исключена, просто как  $M$ . При не слишком больших  $\Delta M$  коэффициенты  $b$  в зависимостях (1.1) можно в каждом случае считать равными (с точностью до знака) производной искомой функции  $\lg n(M)$  при  $M = \bar{M}$ :  $-b = \Delta \lg n(M) / \Delta M = d \lg n(M) / dM = (\lg n)'$ . Таким образом, из большого количества исходных зависимостей вида (1.1), построенных в различных диапазонах  $\Delta M$  и отличающихся параметрами  $a$  и  $b$  (и  $\bar{M}$ ), был получен трехмерный массив магнитуд  $M = \bar{M}$

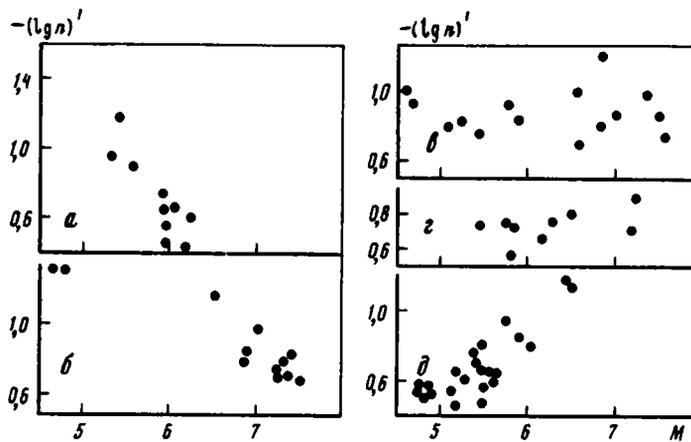


Рис. 4. Зависимости производной  $(\lg n)'$  от магнитуды, полученные по сечениям поля  $M, \lg n, (\lg n)'$ , отмеченным на рис. 2

$a - \lg n = 1,5 (M - 5) - 4,1 (\pm 0,3)$ ;  $б - \ln n = 0,35 (M - 5) - 4,4 (\pm 0,2)$ ;  $в - \lg n = -0,5 (M - 5) - 2,8 (\pm 0,2)$ ;  $з - \lg n = -0,7 (M - 5) - 1,8 (\pm 0,2)$ ;  $д - \lg n = -1,2 (M - 5) - 1,5 (\pm 0,2)$

(аргументов), соответствующих им значений функций  $\lg n$  (при  $M = \bar{M}$ ) и производных этих функций по магнитуде  $(\lg n)'$  (при  $M = \bar{M}$ ).

Графически полученный массив представлен на рис. 2. В трехмерном пространстве он может представляться как совокупность точек с координатами  $M, \lg n, (\lg n)'$ . Если вариации параметров исходных зависимостей вида (1.1) подчиняются некоторому закону, точки не будут располагаться хаотично; они должны принадлежать некоторой поверхности, уравнение которой — это уравнение (1.2). Тогда все возможные графики повторяемости  $\lg n(M)$  образуют семейство кривых (а может быть, и прямых), лежащее на упомянутой поверхности и являющееся графическим представлением общего решения уравнения (1.2).

Были изучены линии пересечения искомой поверхности с плоскостями, параллельными координатным, и с другими плоскостями заданной ориентации, т.е. построены частные зависимости между величинами  $(\lg n)'$  и  $\lg n$  при различных  $M = \text{const}$ , величинами  $(\lg n)'$  и  $M$  при различных  $\lg n = \text{const}$ , величинами  $\lg n$  и  $M$  при различных  $(\lg n)' = \text{const}$  и др.

Например, получено пять зависимостей между значениями  $(\lg n)'$  и  $\lg n$ : при  $M = 4,7 \pm 0,25 = \text{const}$ ;  $M = 5,2 \pm 0,25 = \text{const}$  и т.д. В совмещенном виде [Востриков, 1980] они представлены на рис. 3. Зависимости эти оказались прямыми и хорошо аппроксимируемыми линейными выражениями с угловыми коэффициентами, колеблющимися около значения  $\alpha_1 = 0,29$ . Линейны и все другие изученные зависимости. На рис. 4 представлены зависимости между величинами  $(\lg n)'$  и  $M$ , полученные по сечениям графика рис. 2 прямыми  $\lg n = pM + q$  с разными значениями коэффициентов  $p$  и  $q$ . Геометрически в трехмерном пространстве  $M, \lg n, (\lg n)'$  — это линии пересечения искомой поверхности с разными наклонными плоскостями. Линии хорошо аппроксимируются отрезками прямых, угловые коэффициенты которых зависят от параметра  $p$  секущей плоскости так, как если бы искомая поверхность была плоской. Совместный анализ экспериментальных данных показал [Востриков, 1980], что они удовлетворяют уравнению плоскости

$$\frac{d}{dM} \lg n(M) - \alpha_1 \lg n(M) - \alpha_1 \beta M = n_{00}, \quad (1.3)$$

где  $\alpha_1 = 0,29 = \text{const}$ ;  $\beta = 0,55 = \text{const}$  и  $n_{00} = -0,90 = \text{const}$ . Коэффициенты  $\alpha_1$  и  $\beta$  являются угловыми коэффициентами в частных зависимостях  $(\lg n)' = \alpha_1 \lg n + \text{const}$

при  $M = \text{const}$  и  $\lg n = \text{const} - \beta M$  при  $(\lg n)' = \text{const}$ , т.е. равны тангенсам углов между линиями пересечения плоскости (1.3) с плоскостями, параллельными координатным, и осями координат.

Таким образом, параметры графиков повторяемости коровых землетрясений удовлетворяют линейному дифференциальному уравнению первого порядка (1.3). Его общий интеграл находится по формуле [Г. Корн, Т. Корн, 1968]

$$\lg n(M) = \int (\alpha_1 \beta M + n_{00}) dM + C e^{\alpha_1 M},$$

из которой после вычислений получается

$$\lg n(M) = \lg n_0 - \beta M + C e^{\alpha_1 M}, \quad (1.4)$$

где  $n_0$  — постоянная:  $\lg n_0 = - (n_{00} + \beta) / \alpha_1$ . Графически решению (1.4) соответствует семейство интегральных кривых, каждая из которых определяется значением произвольной постоянной  $C$ , которая имеет размерность аргумента, т.е. магнитуды. Параметр  $\beta$  — это модуль углового коэффициента изоклин, прямых, проходящих через точки поля  $M, \lg n, (\lg n)'$  с равными значениями производной. Общее решение (1.4) можно переписать в более удобном виде:

$$\lg n(M) = \lg n_0 - \beta(M - M_1) - \frac{1}{\ln 10} 10^{\alpha(M - \lg \theta)}, \quad (1.5)$$

где  $M_1$  — некоторая постоянная магнитуда;  $n_0, \alpha, \beta$  — постоянные коэффициенты;  $\theta$  — параметр, величина которого определяет конкретное частное решение (размерность величины  $\lg \theta$  соответствует размерности магнитуды). Коэффициенты  $\alpha$  и  $\beta$  равны соответственно:  $\alpha = \alpha_1 / \ln 10 = 0,13$ ;  $\beta = 0,55$ . Если нормировать повторяемости  $n(M)$  по площади на  $1000 \text{ км}^2$ , по времени на 1 год и принять  $M_1 = 0, \delta M = 0,25 = \text{const}$ , то коэффициент  $n_0$  (в 1,5) оказывается равным 15. Он имеет смысл повторяемости землетрясений в интервале  $M_1 \pm \delta M = 0 \pm 0,25$  при  $\theta \rightarrow \infty$ .

*Исследование закона повторяемости.* Обозначим через  $m$  любую энергетическую характеристику очага землетрясений (сейсмический момент  $M_0$ , сейсмическую энергию и пр.) и будем называть ее "энергией". Если магнитуда связана с величиной  $m$  соотношением

$$\lg m = AM + B, \quad (1.6)$$

где  $A$  и  $B$  — коэффициенты, то графики повторяемости в линейном приближении и более общие функции плотности повторяемости  $\lg n(\lg m)$  будут соответственно описываться следующими выражениями:

$$\lg n(\lg m) = a - b(\lg m - \overline{\lg m}) \quad (1.7)$$

и

$$\lg n(\lg m) = \lg n_0 - \beta \lg \left( \frac{m}{m_1} \right) - \frac{1}{\ln 10} \left( \frac{m}{\theta} \right)^\alpha, \quad (1.8)$$

параметры которых можно рассчитать, зная соответствующие параметры (1.1) и (1.5), по следующим формулам:  $\lg m = AM + B$ ;  $b = b_M / A$ ;  $\lg m_1 = AM_1 + B$ ;  $\alpha = \alpha_M / A$ ;  $\lg \theta = A \lg \theta_M + B$  (символам, относящимся к выражениям (1.1) и (1.5), здесь присвоен индекс  $M$ ). В простейшем случае, представленном на рис. 5, а,  $m = 10^M$ .

Выражение (1.8) — и (1.5) — описывает однопараметрическое семейство кривых  $\lg n(\lg m, \theta)$ , уровень которых тем ниже, а наклон увеличивается с ростом "энергии" тем быстрее, чем меньше параметр  $\theta$  кривой. При увеличении  $\theta$  или  $n$  при уменьшении  $m$  кривые асимптотически стремятся к прямой  $\lg n(\lg m) = \lg n_0 - \beta(\lg m - \lg m_1)$ , наклон которой ( $\beta$ ) равен наклону изоклин, а уровень при  $m = m_1$  определяется коэффициентом  $n_0$  (см. рис. 5).

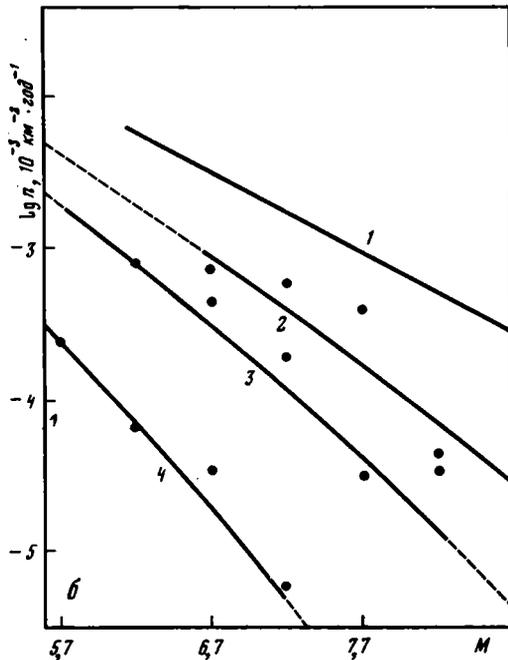
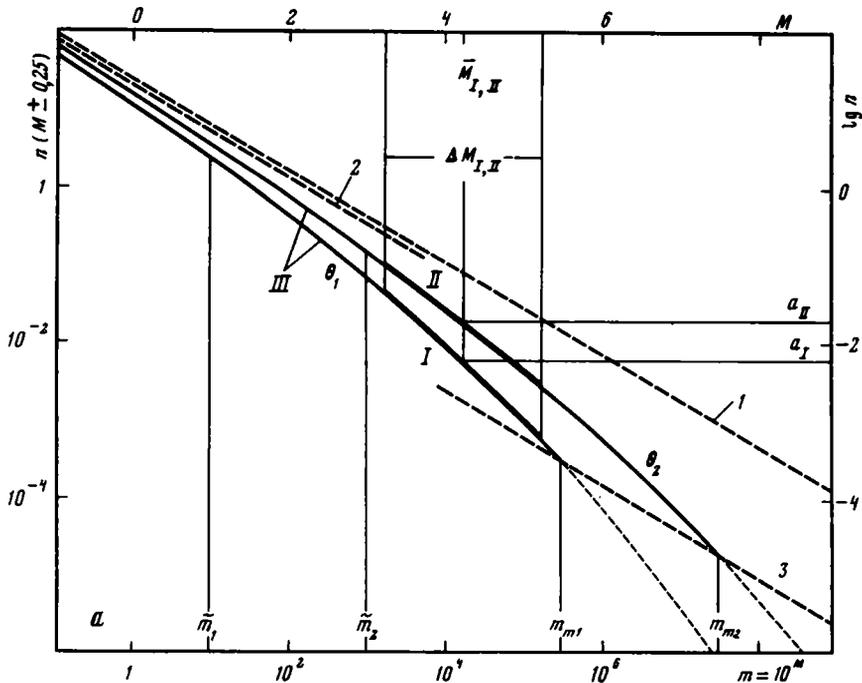


Рис. 5. Закон повторяемости магнитуд коровых землетрясений

*a* — общий вид. *I*, *II* — квазилинейные графики повторяемости вида (1.1); *III* — соответствующие кривые вида (1.5); *1* — асимптота закона при  $m/\theta \rightarrow 0$ ; *2*, *3* — прямые  $m_0/\theta = 3 \cdot 10^{-5} = \text{const}$  (2) и  $m_m/\theta = 3 \cdot 10^5 = \text{const}$  (3); остальные обозначения см. в тексте

*b* — повторяемости магнитуд землетрясений в глобальных сейсмических районах, аппроксимированные кривыми вида (1.5). *1* — асимптота; *2–4* — районы Гутенберга—Рихтера: *2* — 14 (Новые Гебриды),  $\lg \theta = 5,9$ ; *3* — 3 (Калифорния),  $\lg \theta = 3,9$ ; *4* — 40 (Срединный хребт Ледовитого океана),  $\lg \theta = 1,1$

Коэффициенты  $n_0$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$  в (1.8) безразмерны (точнее, коэффициент  $n_0$  имеет размерность  $\text{объем}^{-1} \times \text{время}^{-1}$ ) и постоянны, они не изменяются от одной совокупности коровых землетрясений к другой и являются характеристиками всего семейства кривых (1.8), т.е. закона повторяемости землетрясений. Каждая индивидуальная кривая — функция плотности повторяемости — характеризуется только параметром  $\theta$ . (В простейшем случае, представленном на рис. 5, величина  $\theta = 10^{\lg \theta}$  имеет размерность  $10^M$ .)

Существование нелинейного закона повторяемости  $\lg n(\lg m, \theta)$  или  $\lg n(M, \theta)$ , которому подчиняются и графики повторяемости, интерпретируемые в линейном приближении, означает, в частности, что угловой коэффициент  $b$  в (1.1) не может служить характеристикой графиков повторяемости сам по себе, без учета диапазонов  $\Delta M$  (одинаковы или различны магнитуды  $\bar{M}$ ), в которых эти графики построены. Вообще для характеристики графиков повторяемости в терминах линейного приближения (1.7) необходимо не менее двух параметров: либо  $a$  и  $b$ , либо  $a$  и  $\bar{M}$ , либо  $b$  и  $\bar{M}$ . Параметр  $\theta$  может служить единственной характеристикой графиков повторяемости, построенных в узких диапазонах  $\Delta M$  или  $\Delta \lg m$ . Связь его с параметрами  $a, b, \bar{\lg m}$  можно получить из формулы (1.8) и ее первой производной по логарифму "энергии"  $d \lg n / d \lg m = (\lg n)'$ :

$$(\lg n)' = -\beta - \alpha \left( \frac{m}{\theta} \right)^\alpha. \quad (1.9)$$

Переходя к терминам линейного приближения (1.7), т.е. подставляя в выражения (1.8)–(1.9) вместо величин  $\lg m, \lg n(\lg m)$  и  $(\lg n)'$  соответственно  $\bar{\lg m}, a = \lg n(\bar{\lg m})$  и  $-b = [\lg n(\lg m)]'$ , получаем

$$\theta = \frac{10^{\bar{\lg m}}}{[(\lg n_0 - \lg n(\bar{\lg m}) - \beta \bar{\lg m}) \ln 10]^{1/\alpha}} \quad (1.10)$$

и

$$\theta = 10^{\bar{\lg m}} \left( \frac{b - \beta}{\alpha} \right)^{1/\alpha}. \quad (1.11)$$

На рис. 5, б представлена иллюстрация подчиненности графиков повторяемости коровых землетрясений единому закону повторяемости. Экспериментальные графики построены по данным из работы [Chouhan et al., 1968] для трех из глобальных сейсмических районов, выделенных Б. Гутенбергом и Ч. Рихтером [1948]. Параметры  $\theta$  аппроксимирующих кривых вычислены по формуле (1.10) при  $m = 10^M$ , после чего для вычисления повторяемостей  $\lg n(M)$  использована формула (1.5).

Подтверждением подчинения совокупностей коровых землетрясений закону повторяемости (1.8) может служить и зависимость общего количества  $\Sigma n$  землетрясений с "энергиями", не меньшими некоторой величины  $m_0$ , от параметра  $\theta$  соответствующей аппроксимирующей кривой  $\lg n(\lg m)$ . Представленные на рис. 6 графики зависимостей  $\Sigma n(\theta)$  построены по данным из работы [Chouhan, 1970] о графиках повторяемости в глобальных районах Гутенберга–Рихтера.

Функция плотности повторяемости  $n(m)$  "энергии"  $m$  получается [Г. Корн, Т. Корн, 1968] из формулы (1.8) в следующем виде:

$$n(m) = \frac{n_0 m_0^\beta}{\ln 10} m^{-\beta-1} e^{-(m/\theta)^\alpha}. \quad (1.12)$$

Величина  $\Sigma n$  может быть подсчитана как интеграл этой функции в пределах от  $m_0$  до "энергии"  $m_m^*$  максимального наблюдаемого землетрясения. Переходя к новой пере-

$$\Sigma n (m_0 \leq m \leq m_m^H), 10^{-3} \text{ км}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$$

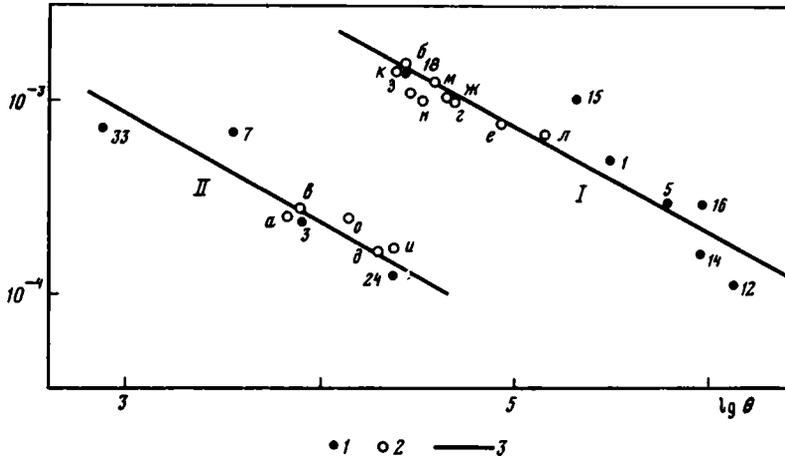


Рис. 6. Зависимости общего количества землетрясений с "энергией" не меньшей, чем  $m_0$ , от параметра  $\theta$  в глобальных сейсмических районах, полученные при  $m_0/\theta = 10^{1,6} = \text{const}$  (I) и  $m_0/\theta = 10^{3,0} = \text{const}$  (II)

1, 2 — данные наблюдений в районах Гутенберга—Рихтера (1) и в укрупненных районах (2): а — 2, 3, б — 3, 4, в — 2-4, г — 3-5, д — 2-5, е — 3-6, ж — 2, 6, з — 3-7, и — 2-7, к — 4, 5, л — 5, 6, м — 5-7, н — 4-6, о — 4-7 (цифры — номера районов Гутенберга—Рихтера); 3 — зависимости  $\Sigma n = \text{const}/\theta^{0,55}$

менной интегрирования  $m/\theta$ , получаем [Г. Корн, Т. Корн, 1968]

$$\Sigma n = \int_{m_0}^{m_m^H} n(m) dm = \frac{n_0 m_1^\beta}{\alpha \ln 10} \theta^{-\beta} \int_{k_1}^{k_2} \left(\frac{m}{\theta}\right)^{-\beta-1} e^{-(m/\theta)^\alpha} d\left(\frac{m}{\theta}\right), \quad (1.13)$$

где  $k_1 = m_0/\theta$ ,  $k_2 = m_m^H/\theta$ . Вклад в интеграл (1.13) землетрясений с "энергиями", сравнимыми (или большими) с величиной  $m_m^H$ , ничтожен, поэтому его можно считать зависящим только от нижнего предела интегрирования  $m_0/\theta$ . Если в каждом случае выбирать "энергию"  $m_0$  такой, чтобы отношение  $m_0/\theta$  не изменялось, было постоянным, независимым от параметра  $\theta$  конкретной совокупности землетрясений, то интеграл в (1.13) будет всегда равен постоянной величине и зависимости  $\Sigma n(\theta)$  будут иметь вид  $\Sigma n = \text{const} \cdot \theta^{-\beta} = \text{const} \cdot \theta^{-0,55}$ . От выбора отношения  $m_0/\theta$  зависит только величина постоянного члена в этом соотношении.

Зависимости рис. 6 построены при двух значениях  $m_0/\theta$ :  $10^{3,0}$  и  $10^{1,6}$ . Экспериментальные значения сумм  $\Sigma n (m_0 \leq m \leq m_m^H)$  землетрясений с "энергиями" от  $m_0$  до  $m_m^H$  получены непосредственно из оригинальных графиков повторяемости. Параметры линейных приближений этих графиков, по которым вычислялись соответствующие значения параметра  $\theta$ , весьма различаются: наклоны  $b$  меняются от 0,7 до 0,98, уровни  $a$  — от -3,97 (при  $\bar{M} = 6,95$ ) до -3,4 (при  $\bar{M} = 7,25$ ), величины  $\lg m = \bar{M}$  варьируют от 6,95 до 8,3 (см. ниже, табл. 2). Тем не менее зависимости на рис. 6 соответствуют формуле (1.13) при  $\beta = 0,55$ , подтверждая таким образом нелинейность графиков повторяемости землетрясений и соответствие их закону повторяемости (1.8).

Из модельных экспериментов, качественные выводы которых справедливы и для сейсмологического диапазона энергий, известно, что наклон  $b$  графиков повторяемости (1.7) зависит от режима нагружения образцов горных пород; он уменьшается при увеличении скорости деформации [Виноградов, 1964], при увеличении среднего уровня напряжений и общей энергии, выделяемой при микротрещинообразовании в единице объема за единицу времени [Scholz, 1968a,b]. Из формулы (1.11) и рис. 5

можно видеть (достаточно положить  $\lg m = \text{const}$ ), что это соответствует увеличению параметра  $\theta$ .

Однако параметр закона повторяемости имеет размерность "энергии", поэтому естественно искать его связи с энергетическими характеристиками сейсмического процесса, такими, как "энергия" максимального возможного землетрясения ( $m_m$ ), общая "энергия", выделяемая совокупностью очагов землетрясений в единице объема горных пород за единицу времени ( $\Sigma m$ ), и т.п.

Пользуясь тем, что коэффициент  $\beta$  в формуле (1.12) меньше единицы, связь величин  $\theta$  и  $\Sigma m$  можно выразить аналитически [Г. Корн, Т. Корн, 1968]:

$$\Sigma m = \int_0^{\infty} m \cdot n(m) dm = \frac{n_0 m_1^\beta}{\alpha \ln 10} \Gamma\left(\frac{1-\beta}{\alpha}\right) \theta^{1-\beta}, \quad (1.14)$$

где  $n(m)$  – это функция (1.12), а  $\Gamma\left(\frac{1-\beta}{\alpha}\right)$  – гамма-функция. В отличие от вычислений

$\Sigma m$  на основе линейного приближения (1.7) расчет по этой формуле не требует ограничения "энергии" максимального возможного землетрясения (обрезания графиков повторяемости справа); общая "энергия" и без того получается конечной.

Однако объемы генерирующих сейсмичность массивов горных пород в любом случае конечны, так же как и плотность "энергии", снимающейся в очагах землетрясений, поэтому все же приходится использовать понятие максимального возможного землетрясения. Используя (1.12) и переходя к новой переменной интегрирования  $m/\theta$ , получаем

$$\Sigma m = \int_0^{m_m} m \cdot n(m) dm = \frac{n_0 m_1^\beta}{\alpha \ln 10} \theta^{1-\beta} \int_0^{m_m/\theta} \left(\frac{m}{\theta}\right)^{-\beta} e^{-(m/\theta)^\alpha} d\left(\frac{m}{\theta}\right). \quad (1.15)$$

Заметим, что интеграл в последней формуле зависит только от верхнего предела интегрирования. Поэтому если отношение  $m_m/\theta$  не изменяется от района к району, т.е. постоянно независимо от величины  $\theta$ , то этот интеграл равен постоянной величине. Тогда отношение общих "энергий", определяемых формулами (1.14) и (1.15), также постоянно и, таким образом, формула (1.14) позволяет с точностью до постоянной оценивать общую "энергию", выделяющуюся в единице объема генерирующих землетрясения горных пород за единицу времени. В этом случае параметр  $\theta$  пропорционален "энергии" максимального возможного землетрясения и в принципе может быть использован для ее оценки.

Ниже представлены корреляционные зависимости параметров  $\theta$  графиков повторяемости землетрясений от соответствующих наблюдаемых значений величин  $m_m$  и  $\Sigma m$ . Кроме того, исследуется связь этого параметра с объемом сейсмогенерирующей области ( $V$ ) горных пород, которую мы понимаем как некоторую сейсмически активную область в литосфере, квазиоднородную в геологическом и тектоническом смысле, а также по сейсмическому режиму и ответственную за подготовку максимального возможного землетрясения.

Как синоним термина "сейсмогенерирующая область" мы будем также употреблять выражение "сейсмогенерирующий объем".

#### 1.4. ПАРАМЕТР $\theta$ И "ЭНЕРГИЯ" МАКСИМАЛЬНОГО ВОЗМОЖНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Ввиду крайней редкости сейсмических событий, близких к максимальным, оценка "энергии"  $m_m$  максимального землетрясения, возможного в том или ином сейсмическом районе, чрезвычайно затруднена. Это землетрясение всегда может оказаться большим, чем максимальное из уже наблюдаемых. Современный подход к проблеме максимального возможного землетрясения основывается на использовании комп-

Таблица 1  
Основные параметры сильных землетрясений и графиков повторяемости афтершоков

Номер землетрясения	Дата	Район	<i>M</i>	Шкала	$\Delta M$	<i>b</i>	Механизм очага	Литературный источник
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	7.03.1927	Япония, Танго	7,6	<i>S</i>	2,7-5,3	0,67	-	11, 12, 18, 4, 14, 24
2	25.11.1930	Кита-Изу	7,0	<i>S</i>	-	-	-	7, 9, 11, 6, 24
3	21.09.1931	Саитама	7,0	<i>S</i>	-	-	0	4, 24
4	2.03.1933	Санрику	8,5	<i>S</i>	6,5-7,25	0,96	-	7, 9, 10, 19, 4, 23
5	5.11.1938	Фукусима	7,6	<i>S</i>	2,3-4,6	0,54	-	10, 19, 1, 24
6	10.09.1943	Тоттори	7,4	<i>S</i>	2,7-5,3	0,83	-	7, 9, 10, 11, 23, 24
				<i>S</i>	2,7-6,1	0,83		
7	7.12.1944	Тонанкай	8,0	<i>S</i>	2,4-6,6	0,58	+	7, 9, 19, 23, 24
8	20.12.1944	Нанкайдо	8,2	<i>S</i>	3,0-7,0	0,58	+	7, 9, 10, 19, 23
9	12.01.1945	Микава	7,1	<i>S</i>	2,6-4,6	0,58	-	7, 23, 24
10	28.06.1948	Фукуи	7,3	<i>S</i>	2,6-2,4	0,72	0	7, 9, 11, 23, 24
11	4.03.1952	Токачи	8,2	<i>LH</i>	5,0-6,5	0,50	-	7, 9, 11, 10, 19, 1, 4, 24
				<i>LH</i>	5,5-7,0	0,70		
12	25.11.1953	Бозо	7,5	<i>S</i>	5,0-6,6	0,87	-	1, 23, 24
				<i>S</i>	3,5-6,6	0,75		
13	20.03.1960	Санрику	8,0	<i>LH</i>	5,0-6,25	0,62	-	1, 24
14	26.03.1963	Шизен-Мизаки	6,9	<i>S</i>	-	-	0	7, 24
15	7.05.1964	П-ов Ога	6,9	<i>S</i>	-	-	+	9, 1, 24
16	16.06.1964	Ниягата	7,6	<i>S</i>	4,1-6,1	0,83	+	7, 9, 11, 24
17	16.05.1968	Токачи	8,0	<i>LH</i>	5,0-6,5	0,62	+	7, 9, 1, 4, 24
				<i>S</i>	3,7-7,5	0,75		
				<i>S</i>	5,0-7,5			
18	4.11.1952	Камчатка	8,5	<i>LH</i>	5,0-6,75	0,50	-	9, 13, 19, 6, 1, 24
				<i>S</i>	5,2-6,8	0,74		
				<i>S</i>	6,75-7,5	1,04		
19	9.03.1957	Алеуты	8,3	<i>LH</i>	6,5-7,5	0,98	-	5, 19, 1, 20, 24
20	6. 11, 1958	Курилы	8, 25	<i>LH</i>	5,0-7,25	0,65	+	4, 19, 1, 24
21	4.05.1959	Камчатка	8,2	<i>LH</i>	4,75-6,5	0,75*	-	4, 19, 24
22	13.10.1963	Южные Курилы	8,25	<i>LH</i>	5,0-7,25	0,75	+	7, 9, 1, 19
23	28.03.1964	Аляска	8,5	<i>LH</i>	5,0-7,1	0,74	+	9, 19, 6, 1, 20, 24
24	4.02.1965	Алеуты	8,2	<i>LH</i>	5,0-6,25	0,59	0	7, 8, 9, 13, 19, 1, 24
				<i>LH</i>	6,25-7,5	0,80		
25	29.01.1968	Курилы	7,5	<i>LH</i>	4,0-6,25	0,60	+	1, 24
26	11.08.1969	Курилы	8,0	<i>LH</i>	5,0-7,0	0,62	+	7, 9, 1
27	10.03.1933	Лонг-Бич, Калифорния	6,3	<i>L</i>	3,85-5,45	0,55	0	20, 24
28	4.12.1944	Дезерт Хот Спрингс	6,5	<i>L</i>	3,0-4,9	0,69	-	5, 8, 20, 24
29	21.07.1952	Керн-Каунти	7,7	<i>L</i>	4,1-6,4	0,66	+	7, 8, 9, 5, 11, 20, 24
30	22.03.1957	Сан-Франциско	5,3	<i>L</i>	2,0-4,4	0,56		5, 8, 20, 24
31	14.09.1963	Салинас	5,4	<i>L</i>	1,5-4,6	0,41		8, 20, 24
32	16.11.1964	Корралитос	3,5	<i>L</i>	1,5-3,5	0,51		8, 20, 16
33	10.09.1965	Антиох	4,9	<i>L</i>	1,5-2,8	0,57		8, 20, 17
34	28.06.1966	Паркфилд	5,6	<i>L</i>	2,0-5,0	0,61	0	7, 8, 14, 20, 24
35	12.09.1966	Траки	5,8	<i>L</i>	2,3-4,9	0,57	0	7, 8, 4
36	9.02.1971	Сан-Фернандо	6,6	<i>L</i>	3,3-5,5	0,62	+	7, 9, 8
37	22.05.1960	Чили	8,5	<i>S</i>	6,4-7,4	0,98	+	7, 9, 13, 19, 22, 24
38	27.07.1962	Гавайи	6,1	<i>S</i>	-	-	0	15, 24

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
39	5.09.1971	Сахалин	7,2	LH	—	—	+	3,9
40	30.01.1973	Мексика	7,5	S	—	—	+	21
41	11.04.1956	Гарм	13	K	6-9	0,73*	+	
42	31.07.1959	Гарм	13	K	6-9	0,59	+	
43	11.04.1966	Гарм	12,8	K	6,0-9,0*	0,57*	+	
44	14.04.1966	Гарм	13,1	K	6,5-9,5*	0,50*	+	
45	14.05.1970	Дагестан	6,6	K	9-11*	0,41*	0	21
			(LH)	K	11-13*	0,97*		

Примечание. Чаша оценка параметров очага или графика повторяемости. S, LH, L, K — шкала, в которой измерена магнитуда  $M$  главного землетрясения и (в диапазоне  $\Delta M$ ) построен график повторяемости афтершоков;  $b$  — наклон графика повторяемости по сейсмическому моменту; механизм очага: "—" — сбросы и сбросо-сдвиги, 0 — сдвиги, "+" — взбросы и взбросо-сдвиги. Литература: 1 — [Аверьянова, 1975], 2 — [Арефьев и др., 1980], 3 — [Оскорбин, 1971], 4 — [Федотов, 1965], 5 — [Bath, Duda, 1964], 6 — [Chinneri, 1964], 7 — [Geller, 1976], 8 — [Gibovicz, 1973], 9 — [Gibovicz, 1977], 10 — [Goto, 1962], 11 — [Iida, 1965], 12 — [Kanamori, 1965], 13 — [Kanamori, 1977], 14 — [King, Knopoff, 1968], 15 — [Kojanagi et al., 1966], 16 — [McEvilly, 1966], 17 — [McEvilly, 1967], 18 — [Mogi, 1962b], 19 — [Mogi, 1968], 20 — [Ranalli, 1969], 21 — [Reyes et al., 1979], 22 — [Suyhigo, 1966], 23 — [Utsu, 1961], 24 — [Utsu, 1969].

лекса геологических, геофизических и сейсмологических данных [Сейсмическое..., 1980].

Проблема оконтуривания сейсмогенерирующей области не менее сложна. В первом приближении можно отождествить ее с так называемой областью подготовки [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966] наблюдаемого максимального (или близкого к максимальному) землетрясения. В течение некоторого времени перед землетрясением (времени подготовки) в этой области наблюдаются различные геофизические, геохимические и сейсмологические аномалии [Рикитаке, 1979], в частности закономерно изменяются параметры сейсмического режима [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966; Бунэ и др., 1968]. Чем больше область подготовки и чем дольше готовится землетрясение, тем больше его "энергия" [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966; Рикитаке, 1979]. Процесс подготовки землетрясения (в том числе и максимального) происходит в объеме (сейсмогенерирующем) горных пород много большем, чем объем его очага. Так, для одного из сильнейших землетрясений — Ассамского (1950 г., с магнитудой  $M = 8,6$ ) площадь зоны подготовки составляет  $(2,5-5) \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>, а площадь разрыва в очаге —  $2 \cdot 10^4$  км<sup>2</sup> [Gibovicz, 1977]. Время подготовки этого землетрясения равно 20 годам [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966]. Сейсмический процесс, протекающий в сейсмогенерирующем объеме за время, значительно большее времени подготовки максимального землетрясения, приближенно можно считать стационарным.

Поскольку четких геолого-тектонических или сейсмологических критериев для оценки "энергии" максимальных возможных землетрясений и для выделения ответственных за них сейсмогенерирующих объемов в настоящее время не существует, зависимость  $\theta(m_m)$  — и  $\theta(V)$  — мы изучали на примере афтершоковых последовательностей, сопровождающих сильные землетрясения. В этом случае сейсмогенерирующие объемы, т.е. объемы гипоцентральных областей афтершоков, можно измерить с хорошей точностью. Оценкой величины  $m_m$  может служить "энергия" максимального афтершока или главного землетрясения. Кроме того, зная эти величины, можно оценить плотность "энергии", выделившейся в очаге главного землетрясения.

Данные о параметрах сильных землетрясений и графиках повторяемости их афтершоков в основном заимствованы из литературы (табл. 1). Основными принципами

отбора были возможность так или иначе оценить объем афтершоковой области и наличие достаточно надежного графика повторяемости, построенного не менее чем по 30 событиям.

Оценки наклонов  $b$  графиков вида (1.1) сделаны авторами оригинальных статей методом наименьших квадратов [Аверьянова, 1975; и др.], по формуле Утсу [Utsu, 1969; Ranalli, 1969; Gibovicz, 1973] и визуально по кумулятивным графикам повторяемости [Utsu, 1961]. При наличии явных правых загибов оригинальных графиков вниз мы обрезали их так, чтобы исключить области загибов, и наклон  $b$  определяли заново только в диапазоне  $\Delta M$ , в котором график линеен. Для оценки величин  $b$  нами использован метод наименьших квадратов. Графики повторяемости афтершоков землетрясений 6, 11, 12, 17, 18, 24 и 45 (см. табл. 1) существенно нелинейны. Они аппроксимировались двумя или тремя отрезками кусочно-линейной зависимости.

В табл. 1 представлены только основные параметры главных землетрясений и графиков повторяемости их афтершоков. Прочие динамические, геометрические параметры очагов и единицы их измерения видны из нижеследующих рисунков, нумерация точек на которых соответствует номерам землетрясений в табл. 1. Мы оперировали следующими параметрами: сейсмическим моментом очага  $M_0$ ; скачком напряжений в очаге  $\Delta \sigma$  (сброшенным напряжением), площадью  $S_a$  эпицентральной зоны и объемом  $V_a$  гипоцентральной области афтершоков; средним значением  $\lg M_0$  в диапазоне  $\Delta \lg M_0$ , в котором построен график повторяемости афтершоков, и, наконец, площадью  $LM$  поверхности разрыва в очаге главного землетрясения. Последняя величина равна произведению длины  $L$  разрыва на его ширину  $W$ ; по предложению Канамори [Kanamori, 1977] она измеряется по размерам и конфигурации гипоцентральной зоны афтершоков, происходящих в первые 24 ч после главного землетрясения.

Сейсмические моменты очагов землетрясений 41–44 оценены нами по кодам-волнам, зарегистрированным аппаратурой СКМ-3М сети станций Комплексной сейсмологической экспедиции (КСЭ) Института физики Земли (ИФЗ) АН СССР [Востриков, 1975], а величины  $S_a$ ,  $V_a$  и параметры графиков повторяемости измерены по данным каталога КСЭ.

*Переходные соотношения.* Для того чтобы сделать параметры графиков повторяемости сравнимыми, их необходимо привести к единой "энергетической" шкале. В качестве таковой выбрана шкала сейсмического момента очага. Для работы отобраны афтершоковые последовательности из тех районов и зарегистрированные в тех магнитудных шкалах, для которых существуют надежные зависимости вида (1.6), позволяющие пересчитать величину  $b$  в зависимостях вида (1.1) в величину наклона графика повторяемости афтершоков по логарифму сейсмического момента. Поскольку соотношения вида (1.6), связывающие магнитуду и сейсмический момент, являются корреляционными, то такой пересчет, конечно, только приближителен. Он подобен широко применяемому пересчету коэффициентов  $a$  и  $b$  из одной магнитудной шкалы в другую.

Возможно, однако, что точность такого пересчета достаточно хороша. В пользу этого свидетельствует соотношение наклонов представленных на рис. 1 графиков повторяемости землетрясений по энергетическому классу и по логарифму сейсмического момента очага. Графики рис. 1 построены по той же выборке землетрясений из каталогов КСЭ ИФЗ АН СССР. Величины  $K$  и  $M_0$  определялись независимо. Для небольшого числа входящих в каталог землетрясений значения  $M_0$  измерить не удалось; такие землетрясения не включены и в график  $\lg n(K)$ . Наклоны  $b_K$  и  $b_{M_0}$  графиков  $\lg n(K)$  и  $\lg n(\lg M_0)$  в их частях, которые можно аппроксимировать линейно ( $\Delta K = 7,5-10$ ;  $\lg M_0 \approx 19,5-21,5$ ), равны соответственно 0,64 и 1,04. Угловой коэффициент графика  $\lg n(\lg M_0)$ , построенного на основе прямых измерений сейсмических моментов землетрясений, хорошо совпадает ( $b_{M_0} \approx 0,6 b_K$ ) с вычисляемым по корреляционному соотношению вида (1.6)

$$\lg M_0 (\text{дин} \cdot \text{см}) = 0,6 K + 15,64,$$

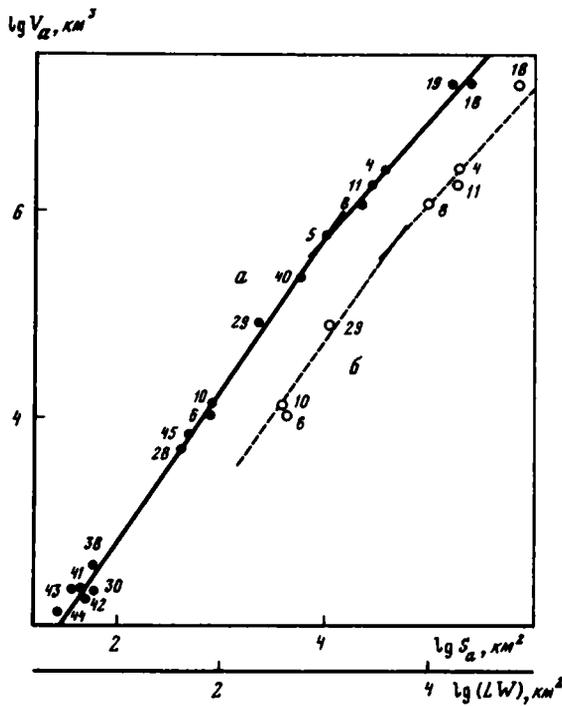


Рис. 7. Зависимости объема афтершоковой области от площади эпицентральной зоны афтершоков (а) и от площади разрыва в очаге главного землетрясения (б)

Цифры на рис. 7–10 – номера землетрясений (см. табл. 1)

полученному [Востриков, 1975] для землетрясений Гармского района Таджикистана с  $K \leq 11$ .

В области более сильных ( $K > 11$ ) землетрясений для перехода к шкале  $\lg M_0$  использовалось соотношение [Экспериментальные..., 1981]

$$\lg M_0 (\text{дин} \cdot \text{см}) = 0,8 K + 13,47. \quad (1.16)$$

Прочие использованные соотношения –  $\lg M_0(M_S)$ ,  $\lg M_0(M_{LH})$ ,  $\lg M_0(M_L)$  – также заимствованы из литературы [Халтурин, 1974; Wyss, Brune, 1968; и др.].

*Измерение объемов гипоцентральных областей афтершоков.* Только в немногих случаях объемы афтершоковых зон измерены непосредственно. Чтобы увеличить статистику, мы получили корреляционные соотношения  $V_a(S_a)$  и  $V_a(LH)$ . Для аппроксимирования экспериментальных зависимостей применен метод ортогональной регрессии.

Объем статистики в зависимости  $\lg V_a(\lg S_a)$ , представленной на рис. 7, невелик, но также невелико и рассеяние экспериментальных данных. График рис. 7 хорошо аппроксимируется двумя линейными выражениями:

$$\lg V_a = 1,46 \lg S_a - 0,12(\pm 0,21) \text{ при } 1,5 \leq \lg S_a \leq 4,0, \quad (1.17)$$

$$\lg V_a = 1,13 \lg S_a + 0,18(\pm 0,13) \text{ при } 4,0 < \lg S_a \leq 5,5. \quad (1.18)$$

Нелинейность зависимости рис. 7, уменьшение коэффициента при  $\lg S_a$  по сравнению с отвечающим геометрическому подобию  $\lg V \propto 3 \lg S/2$  объясняются изменением формы очагов с увеличением их объема: очаги очень сильных землетрясений увеличиваются больше за счет горизонтальной протяженности, чем за счет вертикальной.

График зависимости  $\lg S_a(\lg LW)$ , который мы здесь не представляем, хорошо

аппроксимируется единой линейной зависимостью

$$\lg S_a = 0,97 \lg(LW) + 0,41 (\pm 0,14) \text{ при } 2,0 < \lg(LW) \leq 5,3. \quad (1.19)$$

Из формул (1.17)–(1.19) получаются следующие зависимости, наряду с выражениями (1.17), (1.18) использованные для оценки объемов  $V_a$ :

$$\lg V_a = 1,42 \lg(LW) + 0,48 \text{ при } \lg(LW) \leq 3,6,$$

$$\lg V_a = 1,10 \lg(LW) + 1,64 \text{ при } \lg(LW) > 3,6.$$

Графически они представлены на рис. 7, из которого можно видеть сходимость рассчитанных значений с измеренными непосредственно.

В случаях, когда имелись оценки как  $LW$ , так и  $S_a$ , предпочтение отдавалось последним и формулам (1.17), (1.18). Когда имелось несколько оригинальных оценок  $S_a$ , принимались средние. Относительно большие разбросы крайних значений  $S_a$  показаны на рис. 7.

*Зависимость параметра  $\theta$  функций плотности повторяемости афтершоков от объема их гипоцентральной области и от сейсмического момента очага главного землетрясения.* Статистические характеристики совокупностей землетрясений могут зависеть не только от режима нагружения, не только от упругих свойств горных пород, но и от таких их характеристик как степень неоднородности, компетентность и пр. Поэтому при изучении закона повторяемости [Востриков, 1980] мы сознательно ограничились землетрясениями в земной коре. Очевидно, что графики повторяемости афтершоков (или подкоровых землетрясений) не удовлетворяют семейству кривых (1.8) с коэффициентами, значения которых получены по данным о "нормальной" коровой сейсмичности. При прочих равных условиях повторяемости афтершоков относительно вычислены по формуле (1.5) при  $n_0 = 15$ ,  $\alpha = 0,13$ ,  $\beta = 0,55$  повышены, а повторяемости подкоровых землетрясений – понижены [Kagan, Knopoff, 1980] (см. ниже, рис. 16).

Будем предполагать, что плотности повторяемостей афтершоков сильных землетрясений в земной коре подчиняются закону повторяемости вида (1.8), но с коэффициентами  $n_0$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$ , отличающимися от характерных для "нормальной" коровой сейсмичности. Другими словами, предположим, что все возможные графики повторяемости вида (1.7) афтершоков приблизительно удовлетворяют семейству кривых, описываемому формулой (1.8) с неизвестными, но постоянными коэффициентами  $n_0$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$ , и являются линейными приближениями этих кривых в узких диапазонах  $\Delta \lg M_0$ . Как и в случае "нормальной" сейсмичности, коэффициенты характеризуют семейство кривых в целом; каждая же индивидуальная кривая (или график вида (1.7)) отличается только параметром  $\theta$ .

В отличие от "нормальной" сейсмичности афтершоковый процесс не стационарен, а затухает с течением времени после главного землетрясения. Поэтому, чтобы избежать принципиальных трудностей при нормировании повторяемостей афтершоков по времени, относительные значения параметра  $\theta$  определялись по угловым коэффициентам (наклонам) линейных приближений графиков повторяемости вида (1.7).

Логарифмируя формулу (1.11), получаем

$$\lg \theta = \overline{\lg M_0} - \frac{1}{\alpha} \lg \left( \frac{b - \beta}{\alpha} \right). \quad (1.20)$$

Если некоторые величины, например  $V_a$  или  $M_0$ , пропорциональны параметру  $\theta$  (так, что  $V_a = \text{const} \cdot \theta$ ;  $M_0 = \text{const} \cdot \theta$  или  $\lg V_a = \lg \theta + \text{const}$ ;  $\lg M_0 = \lg \theta + \text{const}$ ), то из формулы (1.20) получаются следующие соотношения:

$$\overline{\lg M_0} = \lg V_a + c_1(b), \quad (1.21)$$

$$\overline{\lg M_0} = \lg M_0 + c_2(b), \quad (1.22)$$

где  $c_1(b) = \frac{1}{\alpha} \lg \left( \frac{b - \beta}{\alpha} \right) - \text{const}$ ;  $c_2(b) = \frac{1}{\alpha} \lg \left( \frac{b - \beta}{\alpha} \right) - \text{const}$ . При нашем пред-

положении последний член в формуле (1.20) и коэффициенты  $c_1(b)$ ,  $c_2(b)$  зависят только от углового коэффициента  $b$  и при  $b = \text{const}$  равны постоянным величинам.

Иначе говоря, если экспериментальные зависимости  $\overline{\lg M_0}(\lg V_a)$  и  $\overline{\lg M_0}(\lg M_0)$ , построенные при условии  $b = \text{const}$ , удовлетворяют соотношениям (1.21), (1.22) при  $c_1(b)$ ,  $c_2(b) = \text{const}$ , то величины  $V_a$  и  $M_0$  пропорциональны параметру  $\theta$  соответствующей афтершоковой последовательности.

Согласно, например, [Ranalli, 1969] и по нашим оценкам, погрешности измерения наклонов  $b$  обычно составляют  $\pm(0,1-0,2)$ , но иногда бывают и большими —  $\sigma_b = \pm(0,3-0,5)$ , сравнимыми с диапазоном, в котором варьируют наклоны индивидуальных графиков повторяемости ( $\Delta b = 0,41-1,04$ ). Поэтому зависимости  $\overline{\lg M_0}(\lg V_a, b)$  и  $\overline{\lg M_0}(\lg M_0, b)$ , представленные на рис. 8 и 9, построены всего для двух групп значений наклонов графиков повторяемости:  $b = 0,41-0,75$  (среднее значение  $\bar{b} = 0,62$ ) и  $b = 0,76-1,04$  ( $\bar{b} = 0,90$ ). Для обеих групп значений  $b$  экспериментальные зависимости рис. 8 хорошо аппроксимируются выражениями вида (1.21) при  $c_1(b) = \text{const}$ , а зависимости рис. 9 — выражениями вида (1.22) при  $c_2(b) = \text{const}$ . При этом, в согласии с (1.20) и (1.21), (1.22), коэффициенты  $c_1(b)$  и  $c_2(b)$  (т.е. значения  $\overline{\lg M_0}$  при  $\lg V_a = \text{const}$  и  $\overline{\lg M_0} = \text{const}$ ) тем больше, чем больше среднее значение наклона  $b$ , при котором построена зависимость.

На первый взгляд прямая пропорциональность величин  $\overline{\lg M_0}$  и  $\overline{\lg M_0}$  является просто следствием закона Бота, согласно которому разность магнитуд главного толчка ( $M$ ) и максимального афтершока ( $M_a$ ) для коровых землетрясений примерно постоянна. Действительно, если считать, что графики повторяемости афтершоков построены в примерно одинаковой длины диапазонах  $\Delta M$ , включающих в себя величину  $M_a$ , то максимальная магнитуда будет пропорциональна средней, и тогда  $M - M_a = \text{const}$ . В шкале сейсмического момента это соотношение, т.е.  $\overline{\lg M_0} = \overline{\lg M_0} - \text{const}$ , совпадает с зависимостью рис. 9. Если объем афтершоковой области пропорционален сейсмическому моменту очага главного землетрясения, то следствием закона Бота является и зависимость рис. 8. Дисперсия экспериментальных точек на рис. 8, 9 при этом должна быть случайной, независимой от наклона графиков повторяемости.

Однако это не так, дисперсия — величина отклонения экспериментальных данных от единых пропорциональных зависимостей — зависит от наклона  $b$  соответствующего графика повторяемости. Отклонение  $i$ -й точки на графиках рис. 8 и 9 от зависимостей (1.21), (1.22) при некоторых средних значениях коэффициентов  $c_1(b)$ ,  $c_2(b)$  описывается разностями  $(\lg V_a - \overline{\lg M_0})_i$  и  $(\lg M_0 - \overline{\lg M_0})_i$ . Зависимости этих разностей, которые, согласно (1.21), (1.22), равны соответственно  $-c_1(b_i)$  и  $-c_2(b_i)$ , от наклона  $b$  соответствующего графика повторяемости представлены на рис. 10. В соответствии с формулами (1.20) и (1.21), (1.22) эти зависимости оказываются нелинейными и обратными. Для сравнения представлены также кривые  $-c_1(b) = \text{const} - \frac{1}{\alpha} \lg\left(\frac{b-\beta}{\alpha}\right)$

(рис. 10, а) и  $-c_2(b) = \text{const} - \frac{1}{\alpha} \lg\left(\frac{b-\beta}{\alpha}\right)$  (рис. 10, б). Величины констант и значения

$\alpha = 0,251$ ,  $\beta = 0,268$  приняты условно такими, чтобы кривые согласовались с экспериментальными данными<sup>1</sup>. Границы коридоров, в которые попадает 67% точек, проведены на глаз.

Графики рис. 8–10 могут служить экспериментальным подтверждением сделанного выше предположения. Действительно, постоянство коэффициентов  $c_1(b)$  и  $c_2(b)$  в (1.21) и (1.22) при условии  $b = \text{const}$  означает, что графики повторяемости афтершоков, по данным о которых построены зависимости рис. 8 и 9, подчиняются (во всяком

<sup>1</sup> Однако соотношение между  $\alpha$  и  $\beta$  не произвольно, а определено согласно данным, представленным ниже.

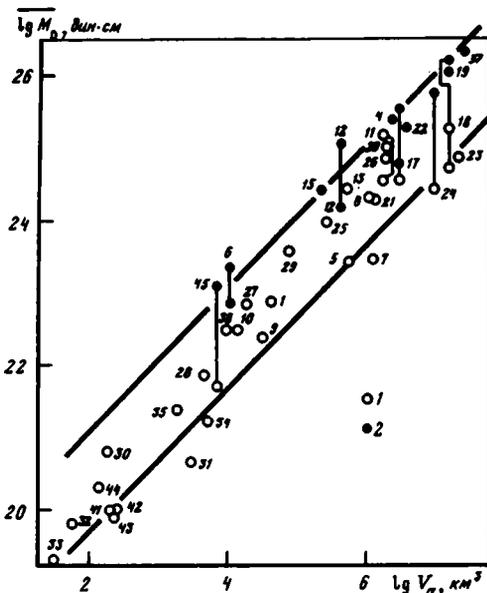


Рис. 8. Зависимость среднего значения диапазона  $\Delta \lg M_0$ , в котором построен график повторяемости афтершоков, от объема гипоцентральной области афтершоков  
 1 —  $b < 0,75$ ; 2 —  $b > 0,75$

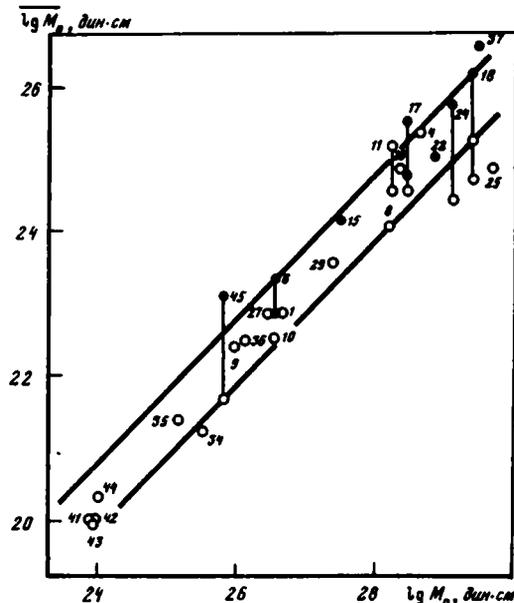


Рис. 9. Зависимость среднего значения диапазона  $\Delta \lg M_0$ , в котором построен график повторяемости афтершоков, от сейсмического момента очага главного землетрясения  
 Условные обозначения см. на рис. 8

случае приближенно) закону повторяемости вида (1.8) с коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  постоянными, не изменяющимися систематически с изменением величины  $\overline{\lg M_0}$ , а следовательно, и параметра  $\theta$ . В свою очередь, зависимости рис. 10, а, б удовлетворяют кривым  $c_1(b)$ ,  $c_2(b)$ , рассчитанным при  $\alpha, \beta = \text{const}$ .

Из сравнения формул (1.20) и (1.21), (1.22) следует (см. выше), что графики рис. 10 могут служить оценкой точности определения параметра  $\theta$  функции плотности повторяемости по формуле (1.20). Например, при  $b = 0,9 = \text{const}$  средняя квадратическая ошибка измерения величины  $\lg \theta$  не превышает (поскольку величины  $V_a$  и  $M_0$  сами измерены с погрешностями)  $\pm(0,25-0,3)$ . С уменьшением  $b$  она увеличивается: до  $\pm(0,4-0,5)$  при  $b = 0,7$  и до  $\pm 0,7$  при  $b = 0,6$  и т.д.

Поскольку зависимости (1.21), (1.22) являются в отличие от (1.20) не функциональными, а корреляционными, то дисперсия экспериментальных зависимостей рис. 9 и 10 должна зависеть и от тесноты связи величин  $V_a$  и  $M_0$  с параметром  $\theta$ . На рис. 8 и 9 представлены также линии стандартных отклонений от зависимостей вида (1.21) и (1.22) при средних значениях коэффициентов  $c_1(b)$  и  $c_2(b)$ . Во втором случае (см. рис. 9) стандартное отклонение меньше ( $\sigma_{\lg V_a} = 0,69$  и  $\sigma_{\lg M_0} = 0,47$ ). Заметим, что если зависимость  $\overline{\lg M_0}(\lg V_a, b)$  рис. 8 построить по той же выборке землетрясений, что и рис. 9, т.е. если исключить из графика рис. 8 точки 5, 12, 13, 19, 20, 25, 28, 30, 21, 32, 33, то дисперсия ее только возрастет.

Таким образом, рис. 9 и 10, б свидетельствуют о пропорциональности параметра  $\theta$  закона повторяемости величине  $M_0$ , которая является в данном случае "энергией" максимального землетрясения или по крайней мере величиной, пропорциональной этой "энергии" (поскольку, согласно закону Бота, отношение "энергии" главного толчка и максимального афтершока колеблется около постоянного значения).

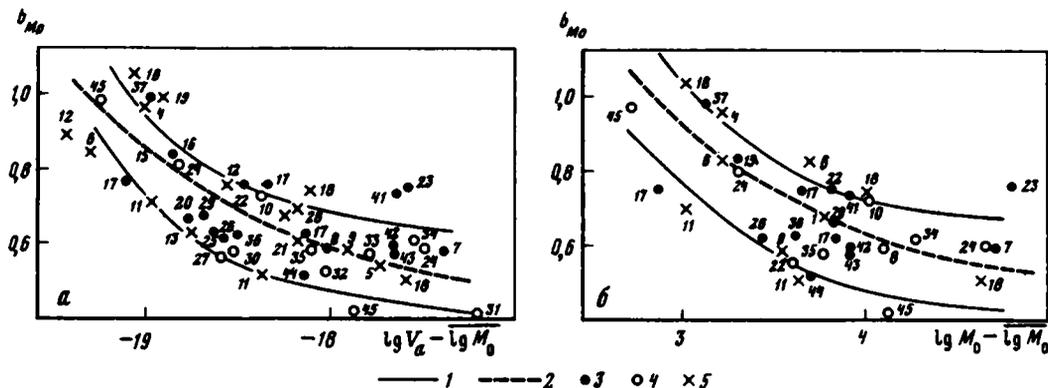


Рис. 10. Зависимость отклонения от прямых пропорциональностей, аппроксимирующих рис. 8 (а) и 9 (б), от наклона графика повторяемости афтершоков

1 — границы доверительных коридоров; 2 — условные расчетные кривые; 3—5 — механизм очага главного землетрясения: 3 — сброс или сбросо-сдвиг, 4 — сдвиг, 5 — взброс или взбросо-сдвиг

Сейсмический момент главного землетрясения можно представить как произведение объема  $V_a$  очага на скачок напряжений в нем  $\Delta\sigma$ , происшедшей при землетрясении [Ризниченко, 19766], т.е. величина  $\Delta\sigma$  может рассматриваться как плотность "энергии", снятой в очаге. Поскольку графики рис. 8 и 10, а свидетельствуют о пропорциональности параметра  $\theta$  объему  $V_a$ , то одновременно  $\theta = \text{const} \cdot V_a$  и  $\theta = \text{const} \cdot \Delta\sigma V_a = \text{const} \times X M_0$ . Следовательно, скачок напряжений не изменяется систематически в зависимости от объема очага землетрясения (диапазон изменения величин  $M_0$  и  $V_a$  на рис. 8 и 9 составляет 7 порядков), т.е. эти величины независимы. Однако при тех же размерах очагов землетрясений скачок напряжений варьирует от случая к случаю. Поскольку параметр  $\theta$  имеет размерность сейсмического момента, то теснота связи величин в первой из написанных выше зависимостей меньше, чем во второй. Это подчеркивает зависимость параметра  $\theta$  не только от величины сейсмогенерирующего объема, но и от плотности снимающейся "энергии", от величины напряжений, питающих сейсмический процесс.

Сейсмогенерирующий объем  $V$  и его напряженное состояние в случае "нормальной" сейсмичности (не афтершоков) могут быть и взаимозависимыми. Так, например, магнитуды сильных землетрясений растут, по-видимому, быстрее, чем объемы зон их подготовки [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966]. Тогда параметр  $\theta$  может быть связан с величиной  $V$  более сложно, чем это описано выше.

### 1.5. ПАРАМЕТР $\theta$ И ОБЩАЯ "ЭНЕРГИЯ" ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Связь параметра  $\theta$  с другими характеристиками сейсмического процесса изучалась по данным о коровых землетрясениях в сейсмических районах земного шара, выделенных Б. Гутенбергом и Ч. Рихтером [1948]. Используются графики повторяемости магнитуд землетрясений, построенные по данным долговременных (больше 40 лет) наблюдений [Chouhan et al., 1968]. Оригинальные графики повторяемости построены по магнитудным интервалам  $M_i \pm 0,25$ , где  $M_i = 5,7 + 0,5i$ , а  $i = 0, 1, 2, \dots$  (см. рис. 5). Мы отобрали графики, включающие (после отбрасывания связанных с пропусками слабых землетрясений левых загибов вниз) больше 30 событий, и определили коэффициенты  $b$  (по формуле Утсу [Utsu, 1965]) и  $a = \lg n(\lg m)$  (по методу наименьших квадратов) в аппроксимирующих графики зависимостях вида (1.7). Поскольку для большинства районов нет надежных переходных соотношений между магнитудой и сейсмическим моментом (или сейсмической энергией) очага, под "энергией" мы понимаем здесь величину  $m = 10^M$ . Повторяемости нормировались по площади на  $1000 \text{ км}^2$  и по времени

Таблица 2

Параметры глобальных сейсмических районов Гутенберга–Рихтера  
и графиков повторяемости магнитуд зарегистрированных  
в них землетрясений

Номер района	$Q$	$\Delta M$	$\bar{M}$	$M_m$	$b$	$-a$	$\lg \theta_n$	$\lg \theta_b$	$\lg \theta$	$M_m - \lg \theta$
1	9,33	1,8	7,4	8,3	0,78	3,65	5,5	5,2	5,5	2,8
3	8,51	2,0	7,0	8,3	0,86	3,79	3,9	3,9	3,9	4,4
5	12,02	1,6	7,3	8,1	0,70	3,25	5,8	6,7	5,8	2,4
7	14,45	1,8	6,9	7,8	0,80	3,77	3,5	4,4	3,5	4,3
8	41,66	2,1	7,55	8,6	0,73	4,08	4,3	6,3	—	2,3
12	11,48	2,3	7,15	8,3	0,72	3,57	5,0	6,1	6,1	2,2
14	6,92	1,7	7,35	8,2	0,84	3,52	5,9	4,5	5,9	2,3
15	9,55	1,5	7,25	8,0	0,79	3,58	5,3	5,0	5,3	2,7
16	6,31	1,5	7,25	8,1	0,75	3,40	6,2	5,7	5,9	2,2
18	6,16	2,0	7,0	8,0	0,98	3,62	4,3	4,5	4,4	3,5
19	11,75	1,5	7,75	8,5	1,14	3,64	6,3	2,5	—	—
24	20,42	1,7	7,35	8,2	0,90	3,90	4,4	3,8	4,4	3,8
32	85,11	1,5	6,75	7,5	1,12	4,36	1,8	1,5	1,8	6,0
33	30,90	1,9	6,95	7,9	0,99	3,97	3,1	2,6	2,9	4,8
37	97,72	1,3	6,65	7,3	1,2	4,71	1,0	1,4	1,0	6,3
40	47,86	1,6	6,3	7,1	1,17	4,26	1,1	0,8	1,1	6,0
43	39,51	1,0	6,5	7,0	1,18	3,79	2,5	1,0	2,5	4,5

Примечание.  $Q$  — площадь района,  $10^5$  км<sup>2</sup>;  $a \equiv \lg n(\bar{M})$ ,  $10^{-3}$  км<sup>-2</sup> · год<sup>-1</sup>;  $\theta_n$  и  $\theta_b$  — определения по формулам (1.10) и (1.11);  $\theta$  — принятое значение; остальные обозначения см. в тексте.

Сейсмические районы: 1 — Алеутские острова и Аляска, 3 — Калифорния, 5 — Мексика, 7 — Карибский бассейн, 8 — Южная Америка, 12 — Кермадек и Тонга, 14 — Новые Гебриды, 15 — Соломоновы острова, 16 — Новая Гвинея, 18 — Марианские острова, 19 — Японские и Курильские острова и Камчатка, 24 — о-ва Рюкю, 32 — Срединно-Атлантический хребет, 33 — хребты Индийского океана, 37 — Африка, 40 — Арктический хребет, 43 — юго-восток Тихого океана.

на 1 год. Площади сейсмических районов оценивались при этом [Востриков, 1980] по соответствующим картам эпицентров. Основные данные о размерах сейсмических районов и о параметрах графиков повторяемости представлены в табл. 2.

Параметры  $\theta$ , характеризующие совокупности землетрясений, вычислялись по формулам (1.10), (1.11). Сходимость результатов вычислений можно видеть из табл. 2. В некоторых случаях (особенно для района 19) они весьма различны. С использованием величин  $\theta_n$  и  $\theta_b$  по формуле (1.5) вычислялись логарифмы повторяемостей в интервалах  $M_i \pm 0,25$  (где  $M_i = 5,7 + 0,5i$ , а  $i = 0, 1, 2, \dots$ ) и по критерию минимума суммы квадратов разностей логарифмов расчетных и наблюдаемых повторяемостей выбиралось значение  $\theta$  ( $\theta_n$  или  $\theta_b$ ).

Оценки по формуле (1.11) очень чувствительны к величине  $b$ , так как  $\alpha \ll 1$  и  $b - \beta < 1$ , а погрешности последней бывают велики. Погрешности измерения величины  $\theta_n$  меньше; они определяются в основном только ошибкой при нормировании по площади. Поэтому кривые вида (1.5), рассчитанные с использованием величин  $\theta_n$ , лучше согласуются с наблюдаемыми графиками повторяемости. Только в трех случаях для параметра  $\theta$  приняты оценки по формуле (1.11) (см. табл. 2). Данные о районах 8 и 19 в дальнейшем не учитывались; в этих случаях с использованием как  $\theta_n$ , так и  $\theta_b$  не получается удовлетворительного согласия расчетных кривых вида (1.5) с наблюдаемыми графиками повторяемости.

Параметр  $\theta$  и общая "энергия" землетрясений. Зависимость общей "энергии"  $\Sigma t$ , выделяющейся из очагов землетрясений в единице сейсмогенерирующего объема за единицу времени, от параметра  $\theta$  графика повторяемости этих землетрясений описывается формулами (1.14) и (1.15). Первая из них никаких ограничений "энергии" воз-

можно землетрясения не требует:  $\Sigma m \equiv \Sigma m (0 < m < \infty)$ . В величину  $\Sigma m$ , вычисляемую по второй, входят только землетрясения, "энергия" которых не больше некоторой величины  $m_m$ , называемой "энергией" максимального возможного землетрясения:  $\Sigma m \equiv \Sigma m (0 < m \leq m_m)$ . Для последовательностей афтершоков сильных землетрясений величины  $\theta$  и  $m_m$  пропорциональны, поэтому справедливо соотношение  $\Sigma m \equiv \Sigma m (0 < m \leq m_m) = \text{const} \cdot \theta^{1-\beta}$  и значения  $\Sigma m$ , определяемые по формулам (1.14) и (1.15), отличаются только постоянным коэффициентом. Если максимальные "энергии", наблюдаемые в том или ином сейсмическом районе ( $m_m^H$ ), равны или близки к максимальным возможным, то такие же соотношения должны существовать и для "нормальной" сейсмичности.

Обозначим через  $(\Sigma m)_{\infty}^P$  и  $(\Sigma m)^P$  значения общей "энергии", вычисляемые соответственно по формулам (1.14) и (1.15), и через  $(\Sigma m)^H$  значение, получаемое из данных наблюдений.

Величины  $(\Sigma m)^P$  вычислялись в магнитудных диапазонах от  $M = 0$  до  $M = M_m^H$  численным методом. По известному значению параметра  $\theta$  (см. табл. 2) вычислялись с помощью формулы (1.5) повторяемости  $n_i$  при  $M_i = 0; 0,5; 1,0; \dots$ , т.е. в точках  $M_i = 0,5i$  ( $i = 0, 1, 2, \dots$ ). В интервалах между этими точками функция (1.5) аппроксимировалась отрезками прямых  $\lg n = \lg n_i - b_i M$  с наклоном  $b_i$  (т.е. функция (1.12) аппроксимировалась отрезками степенной функции  $n(m) = n_i/m^{b_i+1}$ ) и значение  $(\Sigma m)^P$  получалось как сумма величин "энергии" ( $2\delta m_i$ ), выделяющейся в каждом из этих интервалов [Г. Корн, Т. Корн, 1968]:

$$2\delta m_i = \int_{k_1}^{k_2} m \cdot n(m) dm = \frac{n_i 10^{M_i}}{(1-b_i) \ln 10} [10^{0,5(1-b_i)} - 1],$$

где  $k_1 = 10^{M_i}$ ;  $k_2 = 10^{M_i+1}$ ;  $b_i = -\Delta \lg n / \Delta M = (\lg n_i - \lg n_{i+1}) / 0,5$ . В крайнем правом интервале, включающем "энергию" максимального землетрясения, интегрирование проводилось до величины  $m_m^H$ .

Наблюдаемые значения  $(\Sigma m)^H$  получены в магнитудных диапазонах от  $M = 5,5$  до  $M = M_m^H$  просто как суммы произведений  $\sum_i 10^{M_i} \cdot n_i$ , где  $M_i$  — магнитуды, средние в ин-

тервалах, по которым построены оригинальные графики повторяемости (1.1);  $n_i$  — нормированные по площади и по времени повторяемости землетрясений в этих магнитудных интервалах (см. выше). Погрешностями такого способа оценки величин  $(\Sigma m)^H$  мы пренебрегли.

На рис. 11 расчетные  $(\Sigma m)^P$  и наблюдаемые  $(\Sigma m)^H$  общие "энергии" отнесены к соответствующим значениям  $(\Sigma m)_{\infty}^P$ , рассчитанным по формуле (1.14), и представлены в зависимости от отношения  $m_m^H/\theta$ , которое является верхним пределом интегрирования в формуле (1.15). Отношение  $(\Sigma m)^P/(\Sigma m)_{\infty}^P$  общих "энергий", рассчитанных по формулам (1.15) и (1.14), увеличивается с ростом  $m_m^H/\theta$ . Применительно к конкретному графику повторяемости ( $\theta = \text{const}$ ) это означает увеличение "энергии" максимального землетрясения.

Экспериментальная зависимость отношений  $(\Sigma m)^H/(\Sigma m)_{\infty}^P$  от величин  $m_m^H/\theta$ , также представленная на рис. 11, хорошо совпадает с расчетной. За исключением района 37, разность логарифмов наблюдаемой общей "энергии" и рассчитанной по формуле (1.15) нигде не превышает 0,15.

Особенно сильно отношение общих "энергий" возрастает при увеличении  $m_m^H/\theta$  от 3 до 5,5. При  $m_m^H/\theta > 6,5$  отношение  $(\Sigma m)^P/(\Sigma m)_{\infty}^P$  примерно равно единице, и в практических целях может быть использована формула (1.14), в которой общая "энергия" определяется единственной переменной величиной, параметром  $\theta$  графика повторяемости землетрясений.

Зависимости величин общей "энергии" и "энергии" максимального землетрясения, наблюдаемых в сейсмических районах Гутенберга—Рихтера, от характеризующих райо-

$$(\Sigma m)^{H/P} / (\Sigma m)_{\infty}^P$$

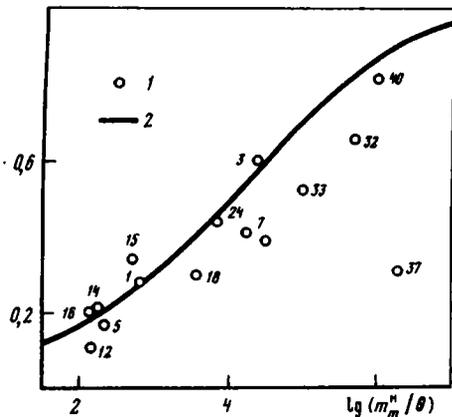


Рис. 11. Зависимости отношения общей "энергии"  $(\Sigma m)^{H \cdot P} = \Sigma m$  ( $0 < m < m_m$ ) к рассчитанной по формуле (1.14) от отношения  $m_m^H / \theta$

1, 2 – расчет по значениям: 1 –  $\theta$ ,  $m_m^H$  и  $(\Sigma m)^H$ , наблюдаемым в глобальных сейсмических районах (цифры на рис. 11–15 – номера районов Гутенберга–Рихтера); 2 –  $(\Sigma m)_{\infty}^P$ , рассчитанным по формуле (1.15)

$$\lg(\Sigma m), 10^{-3} \text{ км}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$$

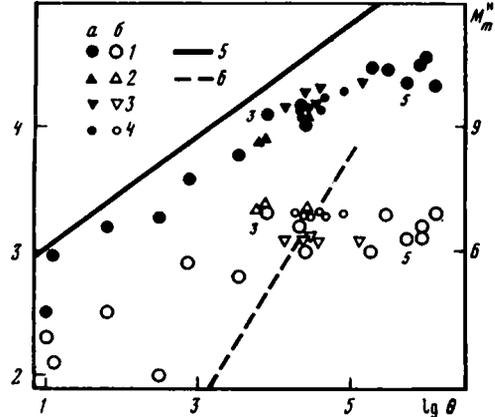


Рис. 12. Зависимость общей "энергии" (а) и максимальной магнитуды (б) землетрясений от параметра  $\theta$

1–4 – данные наблюдений: 1 – в сейсмических районах Гутенберга–Рихтера, 2–4 – в районах крупных (2 – на основе района 3, 3–5, 4 – того и другого вместе); 5, 6 – зависимости: 5 –  $\Sigma m(\theta)$ , рассчитанная по формуле (1.14), 6 –  $M_m^H - \lg \theta = 3,75$

ны значений параметра  $\theta$  представлены на рис. 12. Здесь же представлена зависимость  $\Sigma m(\theta)$ , рассчитанная по формуле (1.14). Как и следовало ожидать, наблюдаемые значения  $\Sigma m$  в общем занижены относительно расчетных. Однако экспериментальная зависимость  $\lg \Sigma m(\lg \theta)$  оказывается более слабой, чем выражаемая формулой (1.14). Она резко выполаживается (отношение  $(\Sigma m)^{H/P} / (\Sigma m)_{\infty}^P$  уменьшается) в области больших значений параметра  $\theta$  (районы 1, 5, 12, 14–16; см. табл. 2). Чем меньше параметр  $\theta$  графика повторяемости и "энергия" максимального землетрясения, наблюдаемого в районе, тем больше отношение  $(\Sigma m)^{H/P} / (\Sigma m)_{\infty}^P$  приближается к единице. Это объясняется возрастанием отношения  $m_m^H / \theta$  при уменьшении величин  $m_m^H$  и  $\theta$ , которое непосредственно видно из графика зависимости  $M_m^H(\lg \theta)$  рис. 12: при уменьшении величины  $\lg \theta$  от 4,5 до 1 магнитуды  $M_m^H$  уменьшаются в значительно меньших пределах (от 8,2 до 7,0). В области больших значений параметра  $\theta$  ( $\lg \theta > 4,5$ ) магнитуды  $M_m^H$  максимальных землетрясений, наблюдаемых в разных районах, примерно одинаковы, т.е. отношение  $m_m^H / \theta$  изменяется с изменением параметра  $\theta$  еще сильнее.

Покажем, что увеличение отношения  $m_m^H / \theta$  обусловлено занижением параметра  $\theta$  в относительно более крупных районах. Непосредственное сравнение площадей  $Q$  районов Гутенберга–Рихтера и параметров  $\theta$  графиков повторяемости землетрясений в этих районах показывает их обратную зависимость (см. табл. 2). Эта зависимость настолько сильна, что отношение  $m_m^H / \theta$  в таких районах, как, например, 32, 37, 40, 43 (см. табл. 2), увеличено, несмотря на то что "энергии" (магнитуды) максимальных наблюдаемых землетрясений понижены по сравнению с другими районами.

Площади таких глобальных сейсмических районов, как 32, 37, 40, 43 (см. табл. 2), заведомо и значительно превышают площади  $S_n$  областей подготовки наблюдаемых там максимальных землетрясений:  $M_m^H = 7,5; 7,9; 7,3; 7,1; 7,0$  соответственно. (Площадь зоны подготовки землетрясения с  $M = 8,6$  составляет примерно  $(2,5-5) \cdot 10^6$  км [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966].) Можно думать, что в таких больших и неодно-

родных в сейсмическом отношении районах наиболее активны области, в которых наблюдаются максимальные землетрясения. Если площадь района, в котором получен график повторяемости, во много раз больше площади области подготовки максимального наблюдаемого землетрясения, то при нормировании по площади повторяемость  $n(\bar{M})$  значительно занижается относительно значения, среднего для упомянутой области. За счет присоединения относительно менее сейсмоактивных областей, т.е. включения в график повторяемости относительно слабых землетрясений, наклон  $b$  графика повторяемости должен при этом увеличиваться относительно среднего для области подготовки значения. Согласно формулам (1.10), (1.11), параметр  $\theta$ , определенный по графику повторяемости для всего района Гутенберга–Рихтера, будет в таком случае занижен относительно неизвестного нам параметра  $\theta_V$  графика повторяемости, характеризующего именно сейсмогенерирующий объем  $V$ , объем горных масс, ответственный за подготовку максимального землетрясения. Возможно также, что значения  $\theta$ , полученные в относительно небольших районах (1, 5, 14–16; см. табл. 2), завышены по сравнению с соответствующими величинами  $\theta_V$ , вследствие чего отношения  $m_m^H/\theta$  в таких районах понижены.

Эти предположения проверены следующим образом. По оригинальным данным [Chouhan et al., 1968] для районов Западного побережья Северной Америки (районы 2–7; табл. 3, см. табл. 2) мы построили графики повторяемости и определили параметры  $\theta$ , а также суммы  $(\Sigma m)^H$  для районов более крупных, чем каждый из этих районов. В качестве основы для укрупнения взяты районы 3 и 5. В первом из них за время наблюдений произошло наиболее сильное землетрясение, а второй, кроме большого значения  $M_m^H$ , характеризуется еще и большой величиной параметра  $\theta$ . Укрупнение заключалось в объединении основного района с одним или несколькими смежными с ними:  $5 + 4$ ,  $5 + 6$ ,  $5 + 4 + 6$  и т.д. Основные данные об укрупненных районах и о вычисленных в них характеристиках сейсмического процесса представлены в табл. 3.

Данными по укрупненным районам дополнены зависимости  $\Sigma m(\theta)$ ,  $m_m^H(\theta)$  рис. 12 и  $\theta(Q)$ , полученные по характеристикам глобальных районов Гутенберга–Рихтера<sup>1</sup>. Эти данные показывают (см. рис. 12, табл. 3), что по мере укрупнения высокосейсмичного района 5, характеризующегося большими значениями величин  $\theta$  и  $(\Sigma m)^H$ , средний для укрупненного района параметр  $\theta$  быстро уменьшается (см. табл. 2, 3 и рис. 12), а отношение  $m_m^H/\theta$  — и  $(\Sigma m)^H/(\Sigma m)^P$  — быстро увеличивается, приближаясь к значениям, характерным для районов 7 и 24, размеры которых сравнимы с размерами укрупненных районов. При укрупнении на основе района 3, для которого характерны относительно большая "энергия" максимального наблюдаемого землетрясения и относительно меньшая сейсмическая активность, т.е. меньшие значения  $\theta$  и  $(\Sigma m)^H$ , параметр  $\theta$ , наоборот, возрастает (см. табл. 2, 3 и рис. 12), а отношения  $m_m^H/\theta$  и  $(\Sigma m)^H/(\Sigma m)^P$  уменьшаются, также, но с другой стороны, приближаясь к значениям, характерным для районов 7 и 24, и достигая их. Наблюдаемые значения общей "энергии" при этом изменяются в меньшей степени: при укрупнении на основе района 5 уменьшаются примерно в 2 раза, а при укрупнении на основе района 3 и конечном счете увеличиваются в 1,5 раза (см. табл. 3).

Если считать, что наблюдаемое значение  $m_m^H$  может служить оценкой "энергии"  $m_m$  максимального землетрясения, возможного в том или ином сейсмическом районе (равно величине  $m_m$  или близко к ней), то, как уставновлено в предыдущем разделе, "энергия"  $m_m^H$  должна быть пропорциональна параметру  $\theta_V$  долговременного графика повторяемости, построенного в соответствующем сейсмогенерирующем объеме. Эта пропорциональность графически представлена на рис. 12 прямой  $\lg \theta = M_m^H - 3,75$ , которая проведена условно так, чтобы она проходила примерно посередине облака экспериментальных точек на графике зависимости  $M_m^H(\lg \theta)$ , построенном по характеристикам районов Гутенберга–Рихтера (неукрупненным). Экспериментальные точки в зави-

<sup>1</sup> Последняя зависимость графически не представлена, она видна из табл. 2

Таблица 3

Параметры укрупненных районов и графиков повторяемости магнитуд зарегистрированных в них землетрясений

Районы		$Q'$	$-\lg n(M=7)$	$\lg \theta_n$	$\lg(\Sigma m)^H$	$M_m^H$	$M_m^H - \lg \theta$
укрупненные	Гутенберга-Рихтера						
1	2	3	4	5	6	7	8
	2	8,91			3,55	7,3	
	3	8,51		3,9	4,10	8,3	4,4
	4	3,24				7,6	
	5	12,02		5,8	4,36	8,1	2,4
	6	4,27			4,41	8,0	
	7	14,45		3,5	3,77	7,8	4,3
а	2,3	17,4	3,78	3,8	3,890	8,3	4,5
б	3,4	11,75	3,604	4,4	4,051	8,3	3,9
в	2,3,4	20,65	3,768	3,9	3,859	8,3	4,4
г	3,4,5	23,75	3,545	4,7	4,228	8,3	3,6
д	2,3,4,5	32,65	3,637	4,3	4,121	8,3	4,0
е	3,4,5,6	28,10	3,481	4,9	4,267	8,3	3,4
ж	2,3,4,5,6	37,00	3,554	4,6	4,142	8,3	3,7
з	3,4,5,6,7	42,6	3,600	4,4	4,147	8,3	3,9
и	2,3,4,5,6,7	51,5	3,622	4,4	4,085	8,3	3,9
к	4,5	15,25	3,622	4,4	4,283	8,1	3,7
л	5,6	16,35	3,434	5,1	4,374	8,1	3,0
м	4,5,6	19,60	3,570	4,6	4,321	8,1	3,5
н	5,6,7	30,85	3,584	4,5	4,178	8,1	3,6
о	4,5,6,7	34,10	3,686	4,1	4,155	8,1	4,0

Примечание.  $n(M=7)$  — нормированная повторяемость землетрясений в магнитудном интервале  $M=7 \pm 0,25$ . Остальные обозначения см. в табл. 2 и в тексте.

симости  $M_m^H(\lg \theta)$ , построенные по данным для укрупненных районов, по мере укрупнения все более приближается к этой прямой: как справа, со стороны большого значения  $\theta$ , характерного для района 5, так и слева, при укрупнении района 3.

В сейсмических районах, по размерам превышающих ответственные за максимальные землетрясения сейсмогенерирующие области, занижаются относительно соответствующих характеристик  $(\Sigma m)_V$  этих областей также и наблюдаемые средние величины  $(\Sigma m)^H$  общей "энергии" землетрясений, происходящих в единице объема района за единицу времени. Если энергия  $m_m^H$  максимального наблюдаемого землетрясения пропорциональна параметру  $\theta_V$ , среднему для соответствующей сейсмогенерирующей области, то из формулы (1.15) получается (в логарифмическом виде) следующее соотношение:

$$\lg(\Sigma m)_V = (1-\beta)M_m^H + \text{const},$$

где  $\beta = 0,55$ . Однако представленная на рис. 13а экспериментальная зависимость между величинами  $\lg(\Sigma m)^H$  и  $M_m^H$  оказалась более сильной. Это объясняется относительным занижением общей "энергии"  $(\Sigma m)^H$  в больших районах 32, 33, 37, 40, 43, для которых характерны пониженные значения магнитуд  $M_m^H$ , и относительным завышением ее в районах 1, 5, 14–16, 19, в которых наблюдаются большие магнитуды  $M_m^H$ , но площадь которых меньше.

При укрупнении районов 5 и 3 (см. табл. 3) величины  $(\Sigma m)^H$  уменьшаются, и зависимость рис. 13а выполаживается по мере приближения размеров укрупненных районов к размерам относительно больших районов Гутенберга-Рихтера (32, 33, 37, 40,

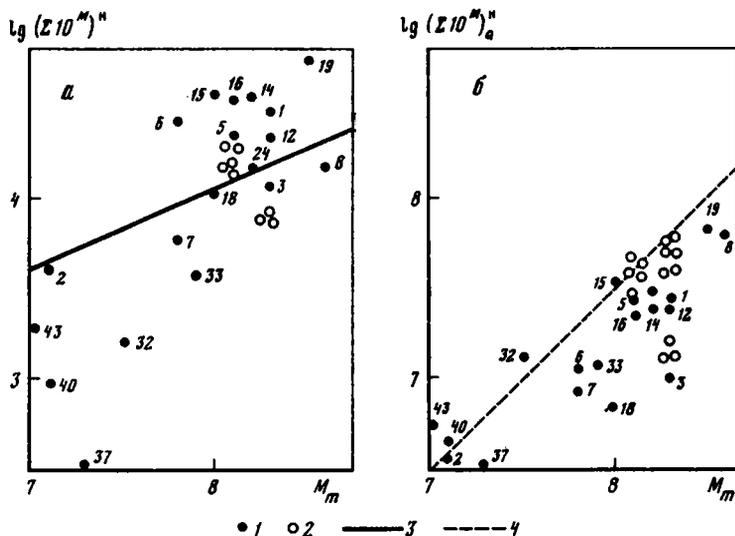


Рис. 13. Зависимости от максимальной магнитуды общей "энергии" землетрясений, выделяющейся в среднем за единицу времени (1 год) из единицы объема ( $1000 \times 60 \text{ км}^3$ ) (а) и во всем глобальном сейсмическом районе (б)

1, 2 — данные наблюдений: 1 — в районах Гутенберга—Рихтера, 2 — в районах укрупненных (см. табл. 3); 3, 4 — зависимости: 3 — рассчитанная по формуле (1.26), 4 — прямопропорциональная

43). Уменьшение общей "энергии"  $(\Sigma m)^n$  происходит только при укрупнении, осуществляемом за счет присоединения к основному району районов менее сейсмически активных. Так, при укрупнении на основе района 3 это наблюдается только до тех пор, пока в укрупненный район не попадает высокосейсмичный район 5 Гутенберга—Рихтера (см. табл. 3).

#### 1.6. ПАРАМЕТР $\theta$ , СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИЙ ОБЪЕМ И "ЭНЕРГИЯ" МАКСИМАЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Для шести сильных ( $M > 6$ ) и одного средней силы коровых землетрясений, происшедших в разных районах Евразии, В.И. Кейлис-Борок и Л.Н. Малиновская [1966] выделили области, в которых в течение некоторого времени, предшествующего землетрясению, закономерно изменяется сейсмический режим, — области подготовки. Эти области выделялись путем сравнения карт эпицентров за последовательные промежутки времени перед изучаемым "готовящимся" землетрясением. В каждом случае на некотором количестве карт было видно увеличение со временем (от карты к карте) плотности эпицентров и одновременное расширение занимаемой ими области. Эта расширенная область после существенной генерализации ее границ и принималась за область подготовки.

Сейсмический режим в области подготовки характеризовался изменяющейся во времени суммой [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966]

$$\Sigma(t) = \frac{(M^* - \gamma)}{\sum (M^* - \gamma) - \delta M} N_M P_M,$$

где  $N_M$  — число землетрясений с магнитудой  $M$  за время от  $t - \Delta t$  до  $t$ ;  $P_M$  — вес землетрясений с магнитудой  $M$ ;  $M^*$  — магнитуда "готовящегося" землетрясения;  $\gamma = 1/4$  или  $1/2$  — в зависимости от точности определения магнитуды  $M$ ;  $\delta M$  — интервал магнитуд землетрясений, включенных в суммирование. Веса  $P_M$  подбирались так, чтобы в сумме

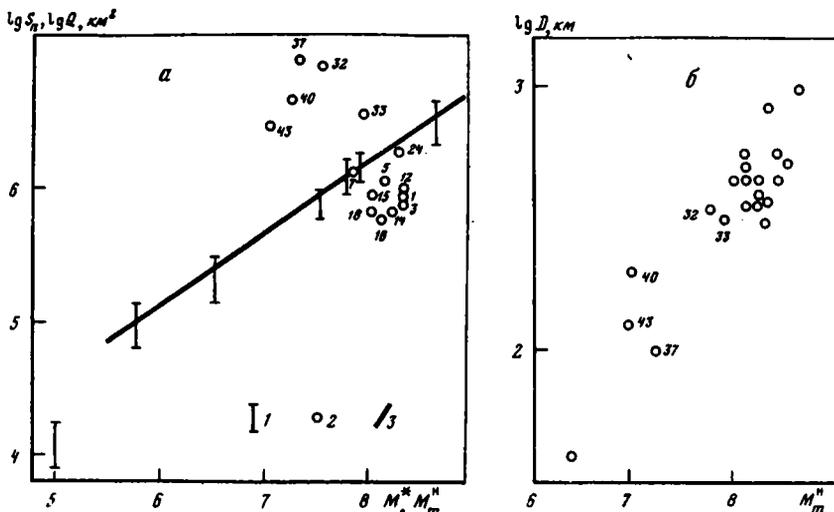


Рис. 14. Зависимость площади области подготовки сильного землетрясения от его магнитуды (а) и зависимости площади (а) и ширины (б) глобального сейсмического района от магнитуды максимального наблюдаемого землетрясения

1 — площади областей подготовки и размах возможных значений по В.И. Кейлис-Бороку и Л.Н. Малиновской [1966]; 2 — данные для районов Гутенберга-Рихтера; 3 — зависимость (1.23)

$\Sigma(t)$  были существенно представлены все землетрясения в изучаемом диапазоне "энергии", т.е. так, чтобы сумма  $\Sigma(t)$  одинаково зависела как от количества землетрясений в этом диапазоне, так и от общей "энергии", выделяющейся в их очагах.

Площадь  $S_{\text{п}}$  области подготовки землетрясения зависит от его "энергии". Эта зависимость, заимствованная из работы В.И. Кейлис-Борока и Л.Н. Малиновской, в логарифмическом виде —  $\lg S_{\text{п}}(M)$  — представлена на рис. 14,а. В области  $M > 6$  мы аппроксимировали ее следующим выражением (звездочка при величине  $M$  опущена):

$$\lg S_{\text{п}}(10^3 \text{ км}^2) = 0.55M - 1.15. \quad (1.23)$$

На рис. 14,а представлены также экспериментальные данные о зависимости между логарифмами величин площади  $Q$  глобального сейсмического района и "энергии"  $m_m^H$  максимального наблюдаемого в нем землетрясения. Некоторые районы (32, 37 и др.) оказались значительно большими, чем области подготовки (как они определены В.И. Кейлис-Бороком и Л.Н. Малиновской) максимальных наблюдаемых в них землетрясений. Прочие районы (1, 5, 12, 16, 19) меньше областей подготовки землетрясений с магнитудой  $M = M_m^H$ . Только районы 7 и 24 примерно равны по площади областям подготовки наблюдаемых в них максимальных землетрясений.

На рис.15 в логарифмическом виде представлены значения  $m_m^H/\theta$ , полученные в том или ином сейсмическом районе, в зависимости от отношения  $Q/S_{\text{п}}$  площадей этого района и области подготовки максимального наблюдаемого в нем землетрясения. Площадь  $S_{\text{п}}$  при этом определялась из соотношения (1.23). Для больших по площади сейсмических районов (32, 33, 37, 40, 43) характерны повышенные значения отношения  $m_m^H/\theta$ , а для меньших (1, 3, 5, 12, 14, 16, 18, 19) — пониженные, несмотря на то что в первых наблюдаются относительно меньшие "энергии"  $m_m^H$  ( $M_m^H = 7,0-7,9$ ), чем во вторых ( $M_m^H = 8,0-8,5$ ). Чем больше сейсмический район превышает по площади область подготовки максимального наблюдаемого землетрясения, тем больше среднее для района значение параметра  $\theta$  занижается относительно "энергии" этого землетрясения, а значит, и относительно параметра  $\theta_{\nu}$ , характеризующего область подготовки, т.е. сейсмогенерирующую область. Наоборот, значения параметра  $\theta$ , полученные в малых

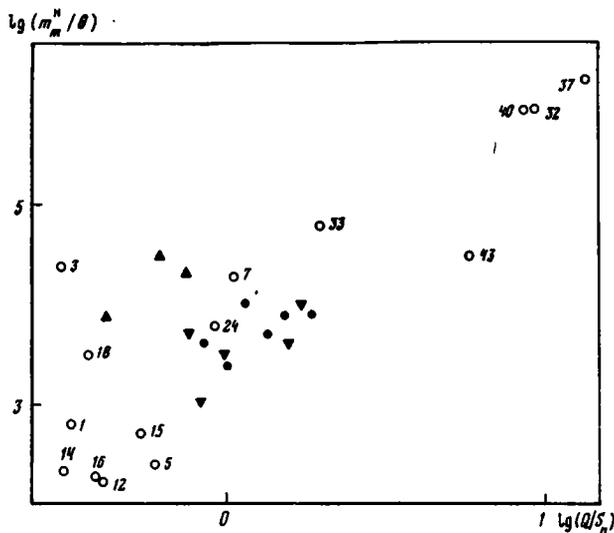


Рис. 15. Зависимость между отношениями максимальной наблюдаемой "энергии" к параметру  $\theta$  в глобальном сейсмическом районе и его площади к площади области подготовки максимального землетрясения, определенной согласно выражению (1.23)

Условные обозначения см. на рис. 12

районах ( $Q/S_n < 1$ ), завышены относительно величин  $(m_m^H)_V$  и  $\theta_V$ . При укрупнении сейсмических районов 3 и 5, характеризующихся соответственно повышенными и пониженными отношениями  $m_m^H/\theta$ , экспериментальные данные приближаются (с разных сторон) к общей зависимости рис. 15 между величинами  $\lg(m_m^H/\theta)$  и  $\lg(Q/S_n)$ .

Значения  $\theta$ , определенные в районах, для которых отношение  $Q/S_n$  равно единице, соответствуют параметру  $\theta_V$ , среднему для сейсмогенерирующей области. Величину отношения  $m_m^H/\theta_V$  в таких районах можно оценить из зависимости рис. 15. Логарифм ее  $M_m^H - \lg\theta_V$  колеблется в пределах от 3,4 до 4,2, что в общем согласуется с прямой  $M_m^H - \lg\theta = 3,75$ , проведенной на рис. 12 визуально. Примем для логарифма отношения  $m_m^H/\theta_V$  значение  $k = 4$ . Пользуясь постоянством этого отношения, можно оценивать значения параметра  $\theta_V$  (долговременные средние для сейсмогенерирующих областей, ответственных за максимальные наблюдаемые землетрясения) по "энергии" этих землетрясений:  $\theta_V = m_m^H/10^k = m_m^H \cdot 10^{-4}$ , или  $\lg\theta_V = M_m^H - 4$ .

Поскольку отношение  $m_m^H/\theta_V$  постоянно, то постоянно и отношение  $\Sigma m(0 < m \leq m_m^H) / \Sigma m(0 < m < \infty)$  сумм  $\Sigma m$ , вычисляемых по землетрясениям с "энергиями" в диапазонах от 0 до  $m_m^H$  (формула (1.15)) и от 0 до  $\infty$  (формула (1.14)):

$$\Sigma m(0 < m \leq m_m^H) = k_1 \Sigma m(0 < m < \infty), \quad (1.24)$$

где  $k_1$  — коэффициент. Вообще коэффициент  $k_1$  зависит от отношения  $m_m^H/\theta$  (см. рис. 11), но когда  $\theta \equiv \theta_V$  и  $m_m^H/\theta_V = \text{const}$ , т.е. когда по формуле (1.24) вычисляется общая "энергия", средняя для сейсмогенерирующего объема  $V$ , то этот коэффициент равен постоянной величине. Согласно расчетной зависимости рис. 11, при  $m_m^H/\theta_V = 10^4$   $k_1 = 0,49$ . (Если принять отношение  $m_m^H/\theta_V$  равным  $10^{3,75}$ , то коэффициент  $k_1$  в формуле (1.24) будет равен 0,43; если  $m_m^H/\theta_V = 10^{3,8}$ , то  $k_1 \approx 0,38$ )

Таким образом, формула (1.14), скорректированная коэффициентом  $k_1$ , может быть использована для расчета среднего значения общей "энергии"  $(\Sigma m)_V$  землетрясений в диапазоне  $0 < m < m_m^H$ , происходящих в единице сейсмогенерирующего объема за единицу времени. Значение параметра  $\theta_V$ , среднее для сейсмогенерирующего объема, может при этом оцениваться по величине  $m_m^H$  "энергии" максимального наблюдаемого

в сейсмическом районе землетрясения:

$$(\Sigma m)_V = \frac{k_1 n_0 m_1^{\beta}}{10^{k(1-\beta)}} \Gamma\left(\frac{1-\beta}{\alpha}\right) (m_m^H)^{1-\beta}. \quad (1.25)$$

Подставляя в формулу (1.25) численные значения коэффициентов  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  закона повторяемости коровых землетрясений по магнитуде и принимая  $k = 4$ ,  $k_1 = 0,49$ , получаем следующее простое соотношение между величинами "энергии"  $m_m^H = 10^{M_m^H}$  максимального наблюдаемого в сейсмическом районе землетрясения и (нормированной площади на 1000 км<sup>2</sup> и по времени на 1 год) общей "энергии"  $(\Sigma m)_V$ , средней для сейсмогенерирующей области, которая ответственна за это максимальное землетрясение:

$$(\Sigma m)_V = 2,9(m_m^H)^{0,45}$$

или в логарифмическом виде

$$\lg(\Sigma m)_V = 0,45 M_m^H + 0,46. \quad (1.26)$$

Прямая (1.26) графически представлена на рис. 13.а. В больших по площади районах ( $Q/S_n > 1$ ), характеризующихся повышенными значениями отношения  $m_m^H/\theta$  (районы 7, 32, 33, 37, 40, 43), средние нормированные значения общей "энергии"  $(\Sigma m)^H$  занижены. В районах, которые по площади меньше, чем области подготовки наблюдаемых в них максимальных землетрясений, наблюдаемые значения  $(\Sigma m)^H$  завышены.

Для пространственного распределения коровой сейсмичности в глобальном масштабе характерна локализация землетрясений в сейсмических поясах, имеющих очень большое протяжение, ветвящихся и изменяющих направление. В частности, это относится к землетрясениям в сейсмических районах 32, 33, 40, 43 Гутенберга-Рихтера, тяготеющих к поясу срединно-океанических хребтов и связанным с ними трансформным разломам (см. табл. 2). Расчленение такого пояса на генетически самостоятельные сейсмические районы может быть и неоднозначным и неправомерным. Более уверенно на карте эпицентров можно измерить ширину сейсмического пояса в области локализации эпицентра максимального землетрясения (ширину  $D$  сейсмического района).

На рис. 14,б представлена заимствованная [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966] зависимость логарифма величины  $D$  от магнитуды соответствующего максимального землетрясения. Отмечены номера больших (океанических) районов. В отличие от площадей (см. рис. 14,а) поперечные размеры этих районов не завышаются, они тем меньше, чем меньше "энергия" максимального наблюдаемого в районе землетрясения.

Для пространственного распределения сейсмичности характерна также тенденция к сосредоточению в "гранитном" слое земной коры, во всяком случае в литосферном слое, подошва которого расположена на глубинах 100–150 км под континентами и на глубинах 50–100 км под океанами. Ниже, в астеносфере с ее пониженной вязкостью и повышенной текучестью, тектонические напряжения накапливаться не могут. Поэтому форма областей подготовки максимальных землетрясений существенно неизометрична; сейсмогенерирующие объемы различаются по величине в основном за счет различия их горизонтальных размеров. Из зависимостей рис. 14,а, б вытекает, что в противном случае сейсмогенерирующие области, ответственные за землетрясения с магнитудой  $M \approx 8,5$ , распространялись бы далеко в астеносферу, до глубин в тысячи километров. Интересно, что "энергия" сильных землетрясений примерно в одинаковой степени зависит как от площади области подготовки (см. рис. 14,а), так и от ширины соответствующего сейсмического района (см. рис. 14,б). Возможно, что объем сейсмогенерирующей области определяется даже не просто ее горизонтальными размерами, а в основном поперечными размерами геологических структур, тектонический процесс в которых приводит к возникновению землетрясений.

Главным образом за счет горизонтальных размеров увеличиваются с ростом магнитуды землетрясений не только объемы ответственных за них областей подготовки,

но и собственно объемы очагов землетрясений. В какой-то мере форма очага как области, из которой высвобождается "энергия" землетрясения, определяется формой гипоцентральной области его афтершоков [Ризниченко, 1976а]. Представленная на рис. 7 экспериментальная зависимость между величинами объема  $V_a$  гипоцентральной области афтершоков и площади  $S_a$  их эпицентральной зоны в области  $S_a \leq 10^4$  км<sup>2</sup> описывается выражением (1.17) —  $\lg V_a \approx 1,46 \lg S_a$ , допускающим изометричность и геометрическое подобие гипоцентральных областей афтершоков относительно более слабых и более сильных землетрясений. Очаги больших  $S_a > 10^4$  км<sup>2</sup> землетрясений уже не изометричны и не подобны геометрически; объемы гипоцентральных областей афтершоков таких землетрясений увеличиваются с ростом магнитуды только (в основном) за счет горизонтальных размеров (за счет увеличения площади  $S_a$ ):  $\lg V_a \approx 1,13 \lg S_a$  (1.18). Согласно многочисленным корреляционным соотношениям  $\lg S_a(M)$  [Востриков, 1973], площадь эпицентральной зоны афтершоков порядка  $10^4$  км<sup>2</sup> характерна для землетрясений с магнитудами, близкими к 7,5. В этой области ( $M \approx 7,5$ ) терпит излом и зависимость объема  $V_a$  от площади  $LW$  главного разрыва в очаге землетрясений (см. рис. 7).

Объемы областей подготовки во много раз больше, чем объемы очагов "подготовленных" ими землетрясений. Поэтому замедление (и прекращение) роста их вертикальных размеров с увеличением магнитуды "подготовленного" землетрясения должно наблюдаться уже в области более слабых ( $M < 7,5$ ;  $\lg S_a < 10^4$  км<sup>2</sup>) землетрясений.

Рассмотрим теперь зависимость от величины  $m_m^H$  (и, следовательно, от параметра  $\theta_V$ ) среднего значения общей "энергии" землетрясений, происходящих в единицу времени не в единице объема, а во всем сейсмогенерирующем объеме:  $(\Sigma m)_V = V \times (\Sigma m)^H$ , или, с учетом вышесказанного,  $(\Sigma m)_V = \text{const } S_{\pi} \cdot (\Sigma m)^H$ . Согласно формуле (1.15), эта зависимость в логарифмическом виде должна выражаться соотношением

$$\lg (\Sigma m)_V = \text{const} + \lg V + (1 - \beta) M_m^H,$$

или

$$\lg [S_{\pi} \cdot (\Sigma m)^H] = \text{const} + (1 - \beta + x) M_m^H, \quad (1.27)$$

если логарифм величины сейсмогенерирующего объема (или площади области подготовки) связать с магнитудой максимального наблюдаемого землетрясения линейной зависимостью:  $\lg V = \text{const} + \lg S_{\pi} = \text{const} + x M_m^H$ . Если угловой коэффициент  $x$  в этой зависимости меньше единицы, если, например,  $x \approx \beta$ , как в соответствующем экспериментальном соотношении (1.23), то выражение (1.27) будет близко к прямой пропорциональности:  $\lg (\Sigma m)_V \approx M_m^H$ , т.е.  $(\Sigma m)_V \approx m_m^H$ . Если, как в случае последо-

вательностей афтершоков сильных землетрясений (см. выше), "энергия" максимального землетрясения пропорциональна величине подготовившего его сейсмогенерирующего объема ( $x = 1$ ), то зависимость (1.27) более сильная:  $\lg (\Sigma m)_V \approx (2 - \beta) M_m^H$ .

В другом же крайнем случае — постоянства величины  $V$  и независимости ее от "энергии"  $m_m^H$  ( $x = 0$ ) — угловой коэффициент  $(1 - \beta)$  в зависимости (1.27) будет меньше единицы.

Оценкой общей "энергии"  $(\Sigma m)_V$  может служить также величина  $(\Sigma m)_Q^H = (\Sigma m)^H \times Q$ , т.е. среднее значение общей "энергии" всех землетрясений, происходящих в пределах сейсмического района за 1 год. При построении графиков повторяемости [Choulan et al., 1968] и при определении их характеристик, в том числе и общей "энергии", учитывались только землетрясения с глубинами гипоцентров от 0 до 60 км (поверхностные). Поэтому можно считать, что толщина производящего землетрясения слоя горных масс примерно одинакова во всех районах т.е. что площадь  $Q$  сейсмического района характеризует объем этого слоя. Очевидно, что суммы  $(\Sigma m)_Q^H$  дают тем более

завышенные относительно значений  $(\Sigma m)_V^H$  оценки общей "энергии", чем больше "объем" сейсмического района завышен относительно сейсмогенерирующего объема, контролируемого площадью  $S_{\Pi}$  области подготовки, и наоборот.

Зависимость логарифма величины  $(\Sigma m)_Q^H$  от магнитуды максимального землетрясения, наблюдаемого в сейсмическом районе, представлена на рис. 13, б. При прочих равных условиях с увеличением "объема"  $Q$  (отношения  $Q/S_{\Pi}$ ) общая "энергия"  $(\Sigma m)_Q^H$  не уменьшается, как нормированная величина  $(\Sigma m)^H$ , а увеличивается, и наоборот. Поэтому экспериментальная зависимость рис. 13, б оказывается более слабой, чем определяемая выражением (1.27). Однако при укрупнении районов 3 и 5 Гутенберга-Рихтера, небольших по площади, но характеризующихся большими магнитудами максимальных землетрясений, суммы  $(\Sigma m)_Q^H$  увеличиваются. Если на графике рис. 13, б принимать во внимание величины  $(\Sigma m)_Q^H$  и  $m_m^H$  только для больших районов, т.е. для районов 32, 33, 37, 40, 43 и укрупненных (см. табл. 2 и 3), то зависимость между этими величинами оказывается близкой к прямой пропорциональности:  $\lg(\Sigma m)_Q^H \propto M_m^H$ .

Представленные на рис. 13–15 экспериментальные данные свидетельствуют о том, что в случае "нормальной" коровой сейсмичности с увеличением (или уменьшением) сейсмогенерирующего объема "энергия" максимального землетрясения растет (или уменьшается) быстрее, чем этот объем. Если зависимость между величинами  $V$  и  $m_m^H$  описать степенной функцией, то показатель степени ее оказывается примерно равным коэффициенту  $\beta$  закона повторяемости коровых землетрясений:  $V \propto m_m^{\beta}$ .

Эту зависимость не следует путать с зависимостью между величинами объема очага землетрясения и его "энергии" (не максимальными). Последняя, как показано выше, может быть и прямой пропорциональностью. (Так, показатель степени в зависимости площади эпицентральной зоны афтершоков от "энергии"  $m = 10^M$  главного землетрясения варьирует от одного сейсмического района к другому в пределах от 0,8 до 1,0 [Востриков, 1973].)

Учитывая установленную выше пропорциональность "энергии"  $m_m^H$  и параметра  $\theta_V$  закона повторяемости, долговременного среднего для сейсмогенерирующего объема  $V$ , можно считать справедливой также следующую зависимость:  $V \propto \theta_V^{\beta}$ .

### 1.7. ЗАКОН ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МАКРОСКОПИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ ГОРНЫХ МАСС

Поскольку сейсмогенерирующая область многократно превышает по объему очаг максимального возможного землетрясения, упругие деформации, предшествующие землетрясениям, и дискретные в пространстве и во времени смещения в очагах землетрясений — слабых и сильных, вплоть до максимального, — можно рассматривать как элементы, составляющие единый процесс квазипластического деформирования горных пород [Ризниченко, 1965а, 1976б; Костров, 1975]. Этот процесс является частью тектонических деформационных движений (тектонического течения) литосферы в больших пространственно-временных областях, которая обязана совокупности происходящих здесь землетрясений. Ю.В. Ризниченко назвал его сейсмическим течением горных масс.

Граница между дискретностью и сплошностью деформации, между частью ее, относимой к пластическому тектоническому течению, и частью, обязанной подвижкам в очагах землетрясений, в общем условна и зависит от масштаба рассматриваемого процесса [Кузнецова, 1969; Костров, 1975]. Так, если речь идет об относительно крупном тектоническом разрыве длиной  $L$ , то сопровождающая его формирование "пластическая" деформация складывается не только из дислокаций в кристаллах и микротрещин, но включает и сумму макроскопических смещений по разрывам сплошности в очагах относительно слабых землетрясений. Смещения по разрывам, длина которых меньше некоторого граничного значения  $l_0$ , такого, что  $l_0/L \ll 1 = \text{const}$ , и которым

соответствуют объемы очагов землетрясений, меньшие некоторого граничного значения  $v_0$ , относятся к сплошной "пластической" деформации, смещения в больших по объему очагах землетрясений ( $v \geq v_0$ ) рассматриваются как дискретные акты. Пространственный масштаб процесса сейсмического течения определяется величиной  $V$  сейсмогенерирующего объема (и объемом  $v_m$  очага максимального землетрясения), поэтому объем  $v_0$  очага минимального землетрясения изменяется от одного сейсмического района к другому так, что всегда выполняется условие  $v_0/V \ll 1 = \text{const}$  (и  $v_0/v_m \ll 1 = \text{const}$ ).

Так же можно говорить и об "энергии"  $m_0$  минимального в том или ином сейсмическом районе землетрясения. "Энергия"  $m_0$  также зависит от масштаба сейсмического процесса; величина ее не постоянна, а меняется от одного сейсмического района к другому так, что всегда остается пропорциональной "энергии" максимального землетрясения и параметру  $\theta_V$ , среднему для ответственного за это землетрясение сейсмогенерирующего объема:  $m_0/m_m \ll 1 = \text{const}$  и  $m_0/\theta_V \ll 1 = \text{const}$ .

Нормированное на единичный объем и единичное время общее количество  $\Sigma n$  землетрясений с "энергиями" в диапазоне  $m_0 \leq m \leq m_m$ , нижняя граница которого изменяется пропорционально масштабу сейсмического процесса, конечно и уменьшается с увеличением этого масштаба, т.е. с ростом параметра  $\theta_V$ , среднего для объема, в котором этот процесс протекает. Это подтверждается экспериментальными зависимостями рис. 6, которые согласуются с расчетами величины  $\Sigma n$  по формуле (1.13), если в том и другом случае под символом  $\theta$  понимать соответствующую характеристику  $\theta_V$  сейсмогенерирующего объема (формулы (1.9)–(1.15) справедливы для любой сейсмически активной области, в том числе и для сейсмогенерирующих объемов, для которых  $\theta \equiv \theta_V \approx m_m$ ).

Определяемая по формуле (1.15) при  $\theta \equiv \theta_V$  общая "энергия" землетрясений, происходящих в единице сейсмогенерирующего объема за единицу времени, практически не зависит от того, равен ли нижний предел интегрирования нулю или любому достаточно малому значению  $m_0/\theta_V$ . Величина  $\Sigma n$ , определяемая по формуле (1.13), наоборот, практически не зависит от верхнего предела интегрирования ( $\infty$  или  $m_m/\theta_V$ ), зато сильно зависит от выбора отношения  $m_0/\theta_V$  (т.е. от выбора конкретного значения величины  $m_0$  при заданных значениях  $\theta_V$  и  $m_m$ ). Поэтому средняя "энергия"  $\tilde{m}$  землетрясений в диапазоне  $m_0 \leq m \leq m_m$  так же сильно зависит от нижней границы этого диапазона, т.е. от выбора значения  $m_0$  при заданных значениях  $\theta_V$ ,  $m_m$  или от величин  $m_0/\theta_V$ ,  $m_0/m_m$  в общем случае.

Средняя "энергия"  $\tilde{m}$  по определению [Г. Корн, Т. Корн, 1968] равна отношению величин  $\Sigma m$  и  $\Sigma n$ , если их вычислять соответственно по формулам (1.15) и (1.13). Если выполняются условия  $m_0/\theta_V = \text{const}$  и  $m_0/m_m = \text{const}$ , то интегралы в этих формулах равны постоянным величинам и средняя "энергия"  $\tilde{m} = \Sigma m / \Sigma n$  оказывается равной параметру  $\theta_V$  с точностью до постоянной, величина которой зависит от того, каким конкретно выбрано отношение  $m_0/m_m$  (или  $m_0/\theta_V$ ).

"Энергия" землетрясения зависит от объема  $v$  его очага и от средней плотности выделяющейся в очаге "энергии":  $m = v \Delta \xi$ . (Если, например, под "энергией" понимать сейсмический момент землетрясения, то величина  $\Delta \xi$  эквивалентна среднему значению снятого в его очаге напряжения  $\Delta \sigma$  [Ризниченко, 1976б].) Подобно "энергии"  $m$ , величины  $v$  и  $\Delta \xi$  можно рассматривать как случайные и говорить об их средних (для совокупности землетрясений) значениях  $\tilde{v}$  и  $\Delta \xi$ . Если сейсмогенерирующий объем  $V$ , средняя плотность упругой энергии в котором равна  $\xi$ , мысленно разбить на некоторое количество меньших объемов, "микрообъемов", то в каждом из них будет своя, в общем случае отличающаяся от средней плотности упругой энергии  $\xi_j$ . С увеличением этих "микрообъемов" и уменьшением их количества дисперсия величины  $\xi_j$  относительно среднего значения  $\xi$  будет уменьшаться, индивидуальные для "микрообъемов" значения  $\xi_j$  будут все более приближаться к среднему. Плотность "энергии"  $\Delta \xi_j$ , снимающейся в том или ином очаге, также отличается от среднего для данной совокупности землетрясений значения  $\Delta \xi$ . Поэтому "энергия" землетрясений, произведенных одина-

ковыми по объему очагами, может быть различной. С увеличением размеров очагов плотности снимающейся в них "энергии" все меньше варьируют от случая к случаю и все больше приближаются к среднему для сейсмогенерирующего объема значению  $\widetilde{\Delta\xi}$ , так что для "энергии" максимального землетрясения можно записать следующее приближенное равенство:  $m_m = v_m \widetilde{\Delta\xi}$ .

Аналогичное равенство можно записать и для "энергии" минимального землетрясения:  $m_0 = v_0 \Delta\xi$ . Если при образовании нарушения сплошности в некотором объеме горных пород, равном величине  $v_0$ , снимается плотность "энергии" меньшая, чем средняя  $\widetilde{\Delta\xi}$ , т.е. выделяется "энергия" меньшая, чем величина  $m_0$ , то это событие относится не к землетрясениям, а к "пластической" деформации.

Таким образом, для сейсмогенерирующего объема справедливы следующие соотношения:

$$\theta_V = p_1 v_0 \widetilde{\Delta\xi} = p_2 v_m \widetilde{\Delta\xi} = p_3 V \widetilde{\Delta\xi}, \quad (1.28)$$

где  $p_1, p_2, p_3$  — постоянные коэффициенты. Величина  $p_1$  ( $p_1 \gg 1$ ) зависит от конкретного выбора отношения  $m_0/m_m$ .

Если считать, что плотность "энергии"  $\Delta\xi$ , снимающейся в очаге землетрясения, не зависит от его объема  $v$ , чему не противоречат результаты, полученные при исследовании последовательностей афтершоков сильных землетрясений (см. раздел 1.4), то среднее для совокупности землетрясений значение "энергии" равно произведению средних значений этих величин:  $\widetilde{m} = \widetilde{v} \widetilde{\Delta\xi}$  [Г. Корн, Т. Корн, 1968]. Тогда для параметра  $\theta_V$  совокупности землетрясений в сейсмогенерирующем объеме получается следующее соотношение:

$$\theta_V = p \widetilde{m} = p \widetilde{v} \widetilde{\Delta\xi}, \quad (1.29)$$

где  $p$  — постоянный коэффициент, величина которого зависит от конкретного выбора отношения  $m_0/m_m$  (или  $m_0/\theta_V$ ): увеличивается с уменьшением этого отношения. Если величины  $v$  и  $\Delta\xi$  взаимозависимы, то параметр  $\theta$  связан с средними значениями  $\widetilde{v}$  и  $\widetilde{\Delta\xi}$  более сложной, чем выражаемая соотношением (1.29), зависимостью, но, как и (1.29), эта зависимость прямая.

Подставляя в соотношение (1.28) установленные выше зависимости  $V \propto (m_m^n)^\beta \propto \theta_V^\beta$ ,  $\theta_V \propto V^{1/\beta}$ , мы приходим к выводу, что средняя величина плотности "энергии", снимающейся в очагах землетрясений сейсмогенерирующей области, увеличивается с увеличением ее объема:

$$\Delta\xi \propto V^{(1-\beta)/\beta},$$

где  $\beta < 1$ .

Этот вывод согласуется со следующим эффектом, впервые, по-видимому, указанным К.И. Кузнецовой [Кузнецова, 1969]. С увеличением масштаба рассматриваемого процесса (объема  $V$ ) все большее число мелких нарушений сплошности относится к "пластической" деформации. Эти нарушения увеличивают пластическую энергоемкость рассматриваемой системы, т.е. при прочих равных условиях снижают вероятность образования больших, близких к максимальным в объеме  $V$  разрывов. Одним из способов "компенсации" повышения пластичности является увеличение скорости деформации. Следовательно, для формирования относительно более крупных разрывов нужны и большие скорости деформации. При прочих равных условиях (неизменные температура, всестороннее давление и эффективная квазивязкость) повышение скорости деформации вызывает увеличение среднего для объема  $V$  напряжения, а следовательно, среднего значения перепада напряжений в очагах землетрясений (сброшенного напряжения).

*Связь параметров закона повторяемости и процесса сейсмического течения горных масс.* Скалярными макроскопическими параметрами сейсмического течения горных масс, средними для охваченного им объема  $V$  горных пород (сейсмогенерирующий объем), являются напряжение  $\sigma$ , сейсмическая скорость деформации  $\dot{\epsilon}_c = d\epsilon_c/dt$  за

счет течения и сейсмическая эффективная вязкость  $\eta_c$ , которая посредством модуля упругости  $\mu$  связана со средним значением сейсмического времени релаксации  $\tau_c = \eta_c/\mu$ .

В дальнейшем, если из текста понятно, что имеется в виду, мы будем иногда опускать индексы "с" у символов  $\dot{\epsilon}$ ,  $\eta$ ,  $\tau$  и называть обозначаемые ими величины просто скоростью деформации, вязкостью и временем релаксации.

К.И. Кузнецова [169] исследовала модель неоднородной упругой и релаксирующей среды с постоянным временем релаксации (тело Максвелла) и с временем релаксации, экспоненциально зависящим от напряжения:

$$\tau = \tau_0 e^{-A\sigma},$$

где  $\tau_0$  и  $A$  — постоянные (при условии постоянства температуры) коэффициенты. Прочность характеризовалась при этом функцией, связывающей скорость роста трещин (разрывов сплошности) с напряжением:

$$d\lambda/dt = B e^{D\delta},$$

где  $\lambda$  — длина трещины;  $t$  — время;  $B$  и  $D$  — коэффициенты, постоянные при постоянной температуре. Неоднородность среды принималась только за счет модуля упругости  $\mu$ , величина которого в локальных областях концентрации напряжений предполагалась подчиняющейся нормальному распределению. В пространстве эти локальные области с повышенными значениями  $\mu$  — "концентраторы напряжений" — считались распределенными случайно. Модель (среда) подвергалась воздействию чисто сдвиговой деформации.

Все многообразие форм разрушения такой модели обусловлено одновременным развитием с разными скоростями множества трещин в условиях накопления и релаксации напряжений, т.е. (при том же статистическом распределении неоднородностей) коэффициентами  $\tau_0$ ,  $A$ ,  $B$ ,  $D$  в двух последних выражениях. При различных значениях этих коэффициентов и при разной скорости деформации рассчитывались [Кузнецова, 1969] зависимости относительного количества образовавшихся в среде трещин от их длины  $\lg n(\lg \lambda)$  и от величины выделяющейся на них упругой энергии  $\lg n(\lg m)$ .

На основании сравнения полученных кривых с данными сейсмологических наблюдений К.И. Кузнецова пришла к выводу, что эффективная средняя квазивязкость геологической среды не зависит или слабо зависит от средних напряжений (зависимость эта обратная), что обобщенные реологические свойства этой среды отличаются от свойств отдельных горных пород и приближаются к свойствам максвелловского тела. Уравнение состояния (скалярное) такого тела имеет следующий вид:

$$\mu \frac{d\epsilon_c}{dt} = \frac{d\sigma}{dt} + \frac{\sigma}{\tau_c(\sigma)}. \quad (1.30)$$

Этим уравнением в его классическом приближении ( $\tau_c = \text{const}$ ) или в более общем виде ( $\tau_c = \tau_c(\sigma)$ ) мы будем описывать состояние среды в сейсмогенерирующей области  $V$ . В среднем за время  $T$ , много большее времени подготовки максимальных землетрясений, среднее в объеме  $V$  напряжение можно считать постоянным; и тогда из (1.30) получается уравнение состояния вязкой жидкости

$$\mu \dot{\epsilon}_c = \sigma / \tau_c(\sigma). \quad (1.31)$$

Если считать, как это обычно делается в практике обработки массовых сейсмологических данных, что смещения в очагах землетрясений имеют чисто сдвиговый характер, то величина  $\mu$  в уравнениях (1.30), (1.31) — это средний в объеме  $V$  модуль сдвига (а  $\sigma$  и  $\epsilon_c$  — сдвиговые напряжения и деформация). Тензор скорости сейсмической деформации  $\dot{\epsilon}_{ijk}$  в этом случае равен [Костров, 1975; Ризниченко, 1976а] сумме тензоров сейсмического момента  $M_{0ik}$  всех землетрясений, происходящих в единице объема за единицу времени. В применении к значениям, средним в сейсмогенерирующем объеме

ме  $V$  за время  $T$ , это равенство можно записать в следующем виде:

$$\dot{\epsilon}_{ik} = \frac{1}{2\mu V} \sum M_{0ik}/VT,$$

где  $\sum_V M_{0ik}$  — сумма тензоров всех землетрясений, генерированных в объеме  $V$  за время  $T$ .

Если считать, что главные оси тензоров  $M_{0ik}$  (и соответственно  $\dot{\epsilon}_{ik}$ ) всех землетрясений, происходящих в объеме  $V$  за время  $T$ , направлены одинаково, то последнее тензорное равенство превращается в скалярное (а тензор  $M_{0ik}$  превращается в принятую в сейсмологии скалярную величину сейсмического момента  $M_0$ ). Запишем это равенство так, чтобы его левая часть совпадала с левой частью уравнения (1.31):

$$\mu \dot{\epsilon}_c = \frac{1}{2} \sum_V M_0/VT, \quad (1.32)$$

где  $\sum_V M_0$  — сумма сейсмических моментов землетрясений, генерированных в объеме  $V$  за время  $T$ ; нижний предел величины  $M_0$  этих землетрясений равен нулю, а верхний — максимальному наблюдаемому значению  $M_{0m}^H$ .

Для того чтобы связать макроскопические параметры сейсмического течения и закона повторяемости землетрясений, представим сумму  $\sum_V M_0$  в (1.32) как функцию

параметра  $\theta_V$  и коэффициентов  $\alpha, \beta, n_0$ . Эта функция определяется формулой (1.25) — или формулами (1.14) и (1.24), — если под "энергией" в ней понимать величину  $M_0$ . В этом случае параметр  $\theta_V$  в законе повторяемости (1.8) и в формуле (1.14) имеет размерность сейсмического момента (сила  $\times$  длина), так же как и "энергия" в формуле (1.25). Напомним, что коэффициенты  $\alpha$  и  $\beta$  в выражениях (1.8), (1.14), (1.25) безразмерны, а величина  $n_0$  имеет размерность (объем $^{-1}$   $\times$  время $^{-1}$ ), поскольку повторяемости в законе (1.8) и суммы  $\sum m = \sum M_0$  — в (1.14) и (1.25) нормированы на единицу объема (на площадь в  $1000^3$  км $^2$ , при допущении, что мощность сейсмогенерирующего слоя примерно одинакова) и на единицу времени (1 год). Чтобы получить сумму сейсмических моментов землетрясений, происшедших в сейсмогенерирующем объеме  $V$  за время  $T$ , нужно домножить формулу (1.25) на величины  $V$  и  $T$ . Мы сделаем это, вводя безразмерный коэффициент  $(n_0)_V = n_0 VT$ :

$$(\sum_V M_0)_V = k_1 \frac{(n_0)_V M_{0,1}^\beta}{\alpha \ln 10} \Gamma\left(\frac{1-\beta}{\alpha}\right) \theta_V^{1-\beta}.$$

Используя последнюю формулу, представим правую часть выражения (1.32) аналогично правой части (1.31), т.е. в виде дроби, числитель которой имеет размерность напряжений, а знаменатель — размерность времени:

$$\mu\sigma / \tau(\sigma) = \frac{q \cdot \theta_V}{2V} \left/ \frac{q\alpha \ln 10 \theta_V^\beta T}{(n_0)_V M_{0,1}^\beta \Gamma\left(\frac{1-\beta}{\alpha}\right)} \right., \quad (1.33)$$

где  $q$  — безразмерный коэффициент.

Формула (1.33) получена на основании следующих соображений.

Параметр  $\theta$  определяет конкретный график повторяемости и не зависит от коэффициентов  $\alpha, \beta, n_0$ , характеризующих все семейство кривых  $\lg l(\lg M_0, \theta)$  вида (1.8), т.е. определяющих закон повторяемости в целом. Он связан с характерными для сейсмогенерирующей области величинами объемов  $v_0, v_m, V$  и со средним значением напряжений, снимающихся в очагах землетрясений ( $\Delta\sigma$ ), соотношениями (1.28): например,  $\theta_V = p_3 V \Delta\sigma$ , где  $p_3 \ll 1$ . Отношение  $\theta_V / V = p_3 \Delta\sigma$  имеет размерность напряжения, поэтому отнесено в числитель. Однако величина его много меньше, чем  $\Delta\sigma$ , а следовательно, и чем среднее для объема  $V$  напряжение. Чтобы сделать числитель (1.33) равным величине  $\sigma$ , в него (а следовательно, и в знаменатель) введен коэффициент  $q$ .

Безразмерный коэффициент  $(n_0)_V$  и связанные с ним величины  $V$  и  $T$  введены в формулу (1.33) только для того, чтобы подчеркнуть размерности других входящих в нее величин и то обстоятельство, что они относятся не к произвольному массиву горных пород, а именно к сейсмогенерирующему объему.

При изменении сейсмической вязкости и времени релаксации среды, производящей землетрясения, изменяются количественные характеристики закона повторяемости — коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$ . Вместе с тем время релаксации может зависеть от среднего для сейсмогенерирующего объема напряжения. Поэтому величина  $\theta^\beta$ , а для сохранения размерности и  $M_{01}^\beta$ , отнесена в знаменатель (1.33).

Можно показать, что формула (1.33) является единственно возможным выражением отношения  $\mu\sigma/\tau$  на основе закона повторяемости землетрясений. Другие преобразования формулы для расчета суммы  $\Sigma M_0$  в дробь с размерностью (напряжение/время) не могут иметь места.

Возвращаясь в формуле (1.33) к размерному коэффициенту  $n_0$  и вводя некоторую величину  $M^*$ , имеющую размерность объема, такую, что  $V^* = 2V/q$ , получаем для числителя и знаменателя (1.33)

$$\sigma = \theta_V / V^* \quad (1.34)$$

и

$$\tau(\sigma) = \frac{\alpha \ln 10 \theta^\beta}{n_0 V^* M_{01}^\beta \Gamma\left(\frac{1-\beta}{\alpha}\right)} \quad (1.35)$$

Вопрос о численном значении величины  $V^*$  (точнее, отношения  $V^*/V$ ) остается открытым, так же как остаются неопределенными отношения  $\nu_0/V$  и  $\nu/V$ .

Зависимость времени релаксации от напряжения определяется в формуле (1.35) отношением  $\theta^\beta/V^*$  (или  $\theta^\beta/V$ ), т.е. тем, как связаны между собой величины сейсмогенерирующего объема и соответствующего ему параметра  $\theta_V$ . Представленные выше данные позволяют описывать эту связь степенной зависимостью. Для общего случая запишем эту зависимость в следующем виде:

$$V \propto \theta^{\beta+\kappa}$$

или

$$\theta \propto V^{1/(\beta+\kappa)}$$

Если подставить первое из этих соотношений в формулу (1.34), можно получить следующую зависимость между параметром  $\theta$  и напряжением:

$$\sigma \propto \theta^{1-\beta-\kappa} \quad (1.36)$$

или

$$\theta \propto \sigma^{1/(1-\beta-\kappa)}, \quad (1.37)$$

а если подставить второе, то получается зависимость между величинами сейсмогенерирующего объема и напряжения:

$$\sigma \propto V^{\frac{1-\beta-\kappa}{\beta+\kappa}} \quad (1.38)$$

Подставляя те же соотношения в формулу (1.35), можно получить

$$\tau(\sigma) \propto \frac{\alpha}{n_0 \Gamma\left(\frac{1-\beta}{\alpha}\right)} \theta^{-\kappa}, \quad (1.39)$$

а также

$$\tau(\sigma) \propto V^{-\frac{\kappa}{\beta+\kappa}} \quad (1.40)$$

и

$$\tau(\sigma) \propto \sigma^{\frac{\kappa}{1-\beta-\kappa}} \quad (1.41)$$

Если  $\kappa > 0$ , то, согласно (1.41), время релаксации уменьшается с ростом напряжения (только если  $\kappa \leq 1 - \beta$ ), а также с увеличением сейсмогенерирующего объема — формула (1.40). Напряжение, согласно формуле (1.38), с ростом сейсмогенерирующего объема увеличивается (только для  $\kappa \leq 1 - \beta$ ).

Если  $\kappa > 1 - \beta$ , то сейсмогенерирующий объем растет быстрее параметра  $\theta$  и напряжения при этом уменьшается.

Рассмотрим случай  $\kappa = 1 - \beta$ , т.е. случай пропорциональной зависимости величин сейсмогенерирующего объема и параметра  $\theta$  ( $V^* \propto \theta$ ) который реализуется в афтершоковых последовательностях сильных землетрясений (см. выше). В этом случае, согласно формулам (1.34) — (1.38), напряжение не зависит ни от параметра  $\theta$ , ни от сейсмогенерирующего объема ( $\sigma = \text{const}$ ), а время релаксации, согласно формулам (1.35), (1.40), уменьшается с увеличением сейсмогенерирующего объема, согласно соотношению

$$\tau(\sigma) \propto V^{\beta-1},$$

где  $\beta < 1$ .

Эта зависимость хорошо известна из сейсмологических наблюдений. Чем сильнее землетрясение (чем больше его "энергия" и объем гипоцентральной области афтершоков), тем интенсивнее сопровождающий его афтершоковый процесс, тем слабее он затухает во времени и тем дольше продолжается, и наоборот [Аверьянова, 1975]. У слабых землетрясений афтершоки не регистрируются вовсе.

Если  $\kappa = 0$ , т.е. в случае  $V \propto \theta^\beta$ , отношение  $\theta^\beta / V$  в формуле (1.35) равно единице, и время релаксации не зависит от напряжения:  $\tau = \tau(\alpha, \beta, n_0)$ . Напряжение возрастает с ростом сейсмогенерирующего объема (формула (1.38) при  $\kappa = 0$ ). Параметр  $\theta$  связан с напряжением соотношением  $\sigma \propto \theta^{1-\beta}$  (формула (1.36) при  $\kappa = 0$ ). Описанные выше экспериментальные результаты позволяют в первом приближении считать, что этот случай реализуется в последовательностях землетрясений в земной коре.

Если  $\kappa < 0$ , то время релаксации с ростом напряжения увеличивается; сейсмогенерирующий объем возрастает при этом слабее, чем в случае  $\kappa \geq 0$ . В пределе, при  $\kappa = -\beta$ , напряжение пропорционально величине  $\theta$ ; сейсмогенерирующий объем не зависит от этой величины и от напряжения.

Формулы (1.36), (1.39) в принципе могут быть использованы для измерения (с точностью до постоянной) величин напряжения и времени релаксации (сейсмической вязкости), средних не только для сейсмогенерирующей области, но и для любого объема горных масс, однородного в смысле сейсмического режима.

Чтобы использовать формулы (1.36), (1.39), нужно еще выяснить, как изменяются коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  в (1.8) при вариациях сейсмической вязкости, установить взаимосвязи между этими коэффициентами. Другими словами, нужно найти закон повторяемости, которому подчиняются совокупности землетрясений, генерируемые в условиях различной (какой угодно) сейсмической вязкости.

## 1.8. ВЛИЯНИЕ КВАЗИВЯЗКОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД НА ПАРАМЕТРЫ ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ

Взаимосвязи коэффициентов  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  и тенденции их изменения при вариациях реологических свойств сейсмогенерирующих горных масс можно установить, изучая зависимость от этих свойств параметров линейного приближения графиков повторяемости вида (1.7): уровня и наклона в узком диапазоне  $\Delta \lg m$ .

О такой зависимости можно судить уже по результатам сейсмологических наблюдений. На рис. 16 представлены типичные графики повторяемости коровых и подкоровых землетрясений, а также афтершоков сильных землетрясений в земной коре. Они нормированы по объему (на  $1 \text{ км}^3$ ) и по времени (на 1 год). Перепады напряжений в очагах афтершоков сильных землетрясений не выходят за пределы, в которых варьирует величина  $\Delta \sigma$  для "нормальных" коровых землетрясений [Ризниченко, 1976а; и др.]. Одинаковы в том и другом случае и так называемые кажущиеся напряжения  $k\bar{\sigma}$  [Экспериментальные..., 1981] ( $k$  — это сейсмический КПД, отношение сейсмической энергии к общей энергии, выделившейся в очаге землетрясения, а  $\bar{\sigma}$  — среднее напряжение, полусумма напряжений в очаговой зоне перед землетрясением и после него). Однако повторяемости афтершоков на несколько порядков выше повторяемостей "нормальных" коровых землетрясений той же энергии (см. рис. 16). По-видимому, процесс образования главного разрыва в очаге сильного землетрясения сопровождается образованием в некотором (очаговом) объеме горных пород более мелких нарушений сплошности. Эти нарушения служат концентраторами напряжений и вместе с тем понижают компетентность горных масс в области очага главного землетрясения, что в совокупности приводит к возникновению последовательности афтершоков в условиях пониженной сейсмической вязкости [Пшеничников, 1965]. Заметим, что в различных сейсмических районах наклоны графиков повторяемости афтершоков не меньше (зачастую больше) наклонов графиков для "нормальных" коровых землетрясений [Аверьянова, 1975; и др.].

Известно, что с увеличением глубины сейсмическая активность — величина общей энергии, выделяющейся из очагов совокупности землетрясений в единице объема за единицу времени, — уменьшается. Это проявляется в понижении уровней ( $a$ ) графиков повторяемости землетрясений, которое, согласно закону (1.8) с постоянными коэффициентами  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$ , должно сопровождаться увеличением наклонов  $b$ . Однако с увеличением глубины уменьшаются не только уровни, но и наклоны графиков повторяемости (см. рис. 16). Так же как и в случае афтершоков, эти графики не подчиняются закону (1.8) с постоянными коэффициентами  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$ , но тенденция изменения их параметров противоположна тенденции, проявляющейся в графиках повторяемости афтершоков.

Можно думать, что при прочих равных условиях уменьшение сейсмической вязкости (времени релаксации) проявляется в увеличении количества землетрясений и, возможно, в увеличении наклона графика повторяемости, увеличение же сейсмической вязкости (например, при возрастании давления) вызывает уменьшение общего количества (повторяемостей) землетрясений и уменьшение наклона графика повторяемости.

Такое заключение согласуется с упоминавшимися уже результатами расчета кривых  $\lg n(\lg m)$  [Кузнецова, 1969]. Эти кривые получались безразмерными, поэтому можно говорить только об их форме: при прочих равных условиях увеличение вязкости проявляется в уменьшении наклона кривых, и наоборот.

В терминах закона повторяемости вариации повторяемостей, такие, как представленные на рис. 16, могут описываться только изменением коэффициента  $n_0$ : увеличением его при уменьшении сейсмической вязкости и уменьшением — при увеличении вязкости.

Наклон  $b$  линейного приближения графика выражается через коэффициенты  $\alpha$  и  $\beta$  так, что в области малых "энергий" ( $m/\theta \ll 1$ ) определяется в основном величиной  $\beta$ .

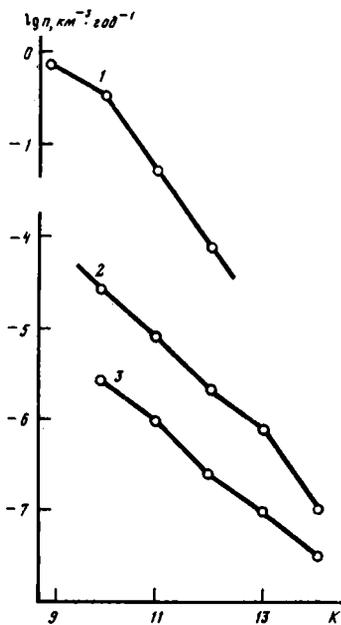


Рис. 16. Типичные графики повторяемости афтершоков (1), коровых (2) и подкоровых (3) землетрясений

1 — афтершоки Дагестанского землетрясения 1970 г. (по С.С. Арефьеву и др. [1980]); 2, 3 — землетрясения в районе Камчатки с гипоцентрами на глубинах: 2 — до 20 км, 3 — 60–80 км

Поскольку значения  $\theta$  для кривых, представленных на рис. 16, неизвестны, определенного вывода о зависимости коэффициента  $\beta$  от сейсмической вязкости пока сделать нельзя.

О зависимости уровня и наклона линейного приближения графика повторяемости от квазивязкости и от напряжений можно судить и по переработанным нами результатам экспериментов К. Шольца [Scholz, 1968a, b]. В этих опытах образцы различных горных пород (гранит, песчаник, кальцит, мрамор, туф) подвергались одноосному сжатию с постоянной скоростью деформации  $\dot{\epsilon} = 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ . В процессе каждого опыта регистрировались амплитуды упругих импульсов, возникающих при образовании микротрещин в образце; строились графики повторяемости. Опубликованы [Scholz, 1968b] значения наклонов  $b$  графи-

ков повторяемости логарифмов амплитуд упругих импульсов  $\lg n(\lg A)$ , которые строились в интервалах изменения осевого напряжения в несколько сот бар, а также значения средних в этих интервалах напряжений  $\sigma$ . Кроме того, представлены величины  $c_1$  напряжений, при которых происходило разрушение той или иной породы.

Когда напряжение достигало примерно половины от разрушающего  $c_1$ , характерно для данной горной породы, возникала и затем увеличивалась неупругая деформация  $\epsilon_V$  увеличения объема образца; с увеличением напряжения скорость деформации  $\dot{\epsilon}_V = d\epsilon_V/dt$  возрастала. Эта объемная деформация связана с возникновением и увеличением с ростом напряжения интенсивности процесса образования в образце микротрещин отрыва.

Для образцов тех же горных пород, деформируемых в том же режиме, в другой работе [Scholz, 1969a] измерялись зависимости величины  $\epsilon_V$  от напряжения, а также представлены кривые  $\sigma(\epsilon)$  зависимостей напряжения от осевой деформации и кривые  $\epsilon_V(\sigma)$  зависимостей деформации увеличения объема от напряжений (в долях от разрушающего напряжения  $c_2$ ).

Неупругая деформация увеличения объема образцов вычислялась [Scholz, 1968a] как разность наблюдаемой объемной деформации и упругой объемной деформации сжатия, полученной по экстраполяции линейной части кривой  $\epsilon(\sigma)$  в нелинейную (неупругую) область.

Скорость объемной деформации  $\dot{\epsilon}_V$  мы рассчитали как произведение

$$\frac{d\epsilon_V}{dt} = \frac{d\epsilon_V}{d\sigma} \frac{d\sigma}{d\epsilon} \frac{d\epsilon}{dt},$$

где  $d\epsilon/dt = 10^{-5} = \text{const}$ , а первый и второй члены в правой части получены дифференцированием представленных в оригинальной статье зависимостей  $\epsilon_V(\sigma)$  и  $\sigma(\epsilon)$ .

Для всех испытанных горных пород зависимости  $\epsilon_V(\sigma)$  с точностью до постоянных коэффициентов совпадают с кумулятивными кривыми  $\Sigma n(\sigma)$  зависимостью общего количества упругих импульсов от напряжения. Поскольку упругие импульсы при испытаниях всех типов пород регистрировались в том же фиксированном диапазоне амплитуд, то увеличивающаяся по мере нагружения сумма  $\Sigma n(\sigma)$  характеризует и общую энергию, выделяющуюся на микротрещинах, и связанную с ними остаточную

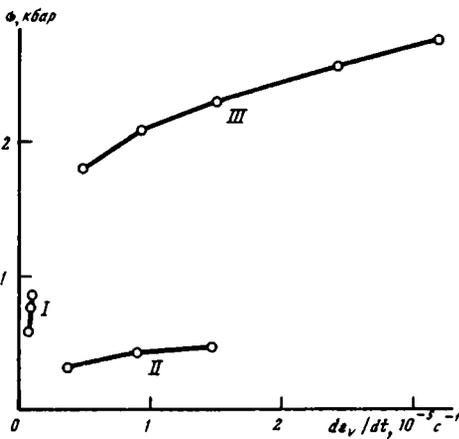


Рис. 17. Средние напряжения и скорости неупругой объемной деформации, в условиях которых [Scholz, 1968a, b] получены графики повторяемости амплитуд упругих импульсов при одноосном сжатии образцов туфа (I), мрамора (II) и гранита (III)

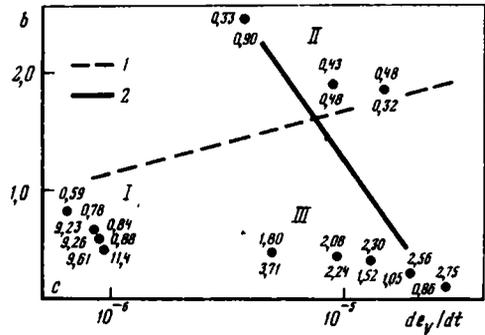


Рис. 18. Зависимость наклона графиков повторяемости амплитуд упругих импульсов в образцах туфа (I), мрамора (II) и гранита (III) от скорости неупругой объемной деформации и напряжения  
Цифры над экспериментальными точками и под ними означают соответственно напряжение (в кбар) и величину  $\sigma/\dot{\epsilon}_V$  (в усл. ед.)  
1, 2 — условные линии: 1 —  $\sigma = \text{const}$ ; 2 —  $-\sigma/\dot{\epsilon}_V = \text{const}$

деформацию образца от начала опыта до момента, когда напряжения достигает той или иной величины. Это согласуется и с тем фактом [Scholz, 1968b], что микротрещинообразование и остаточная деформация объема образцов начинались с выходом соответствующей зависимости  $\sigma(\epsilon)$  на нелинейную (неупругую) часть, связанную с релаксацией напряжений путем квазипластической деформации, обусловленной смещениями по микротрещинам.

Разрушающие напряжения  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  для образцов тех же горных пород различались незначительно. Поэтому наклоны  $b$  графиков повторяемости  $\lg n = a - b(\lg A - \lg A)$  можно сопоставить с абсолютными значениями напряжений  $\sigma$ , со скоростями объемной неупругой деформации  $d\epsilon_V/dt$ , средними для интервалов времени, в которые построен каждый график  $\lg n(\lg A)$ , а также с некой условной величиной  $\eta(\sigma)$ , характеризующей способность породы к квазипластическому течению. Эту уменьшающуюся с ростом напряжения величину мы определили двумя способами: как эквивалентную квазивязкость  $\eta(\sigma) = \partial\sigma/\partial\dot{\epsilon}_V$ , характеризующую процесс неустановившейся ползучести [Магницкий, 1965], и просто как  $\sigma/\dot{\epsilon}_V$ , т.е. по аналогии с зависящей от напряжения квазивязкостью при установившейся ползучести.

Необходимые данные удалось получить только для трех типов горных пород. Для них на рис. 17 представлены зависимости между упомянутыми средними значениями напряжения и скорости деформации  $\dot{\epsilon}_V$ . Величина  $\sigma/\dot{\epsilon}_V$ , соответствующая каждому конкретному графику повторяемости, равна ординате обозначающей его точки кривой рис. 17, отнесенной к абсциссе, а эквивалентная квазивязкость  $\eta(\sigma)$  — наклону кривой (производной  $d\sigma/d\dot{\epsilon}_V$ ) в этой точке. Тенденции изменения этих величин с ростом  $\sigma$  одинаковы. Они варьируют от породы к породе: наибольшие характерны для туфа, наименьшие — для мрамора. Различаются и зависимости их от напряжения (и от скорости объемной деформации): для гранита и мрамора они уменьшаются с ростом напряжения, а для туфа примерно постоянны.

Для тех же горных пород на рис. 18 представлены зависимости наклона графиков повторяемости  $\lg n = a - b(\lg A - \lg A)$  от соответствующих средних значений скорости объемной неупругой деформации. Средние значения величины  $\sigma$  (в килобарах) проставлены над экспериментальными точками, а величины  $\sigma/\dot{\epsilon}_V$  — под ними. Повто-

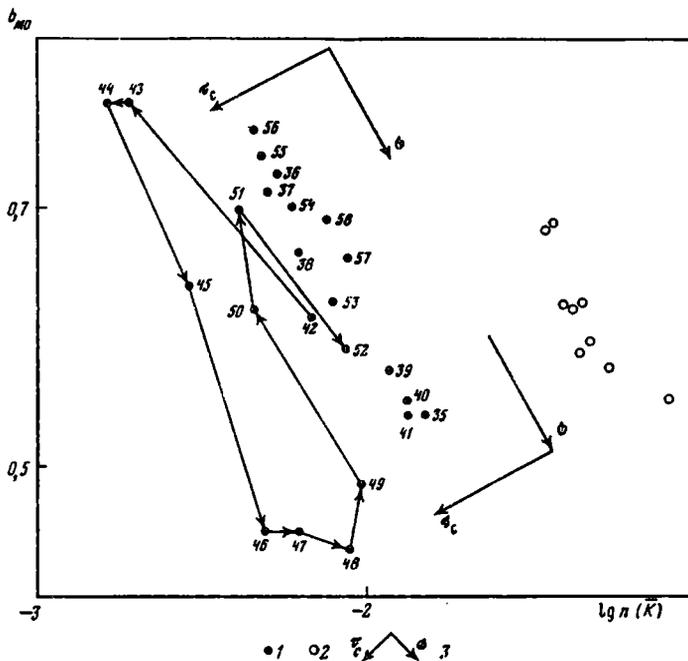


Рис. 19. Временные вариации наклона и уровня графиков повторяемости землетрясений в Вахшском районе Таджикистана

1 — по десятилетним интервалам при  $\bar{K} = 13$  ( $\overline{\lg M_0} = 23,9$ ) [Бунэ и др., 1968] (цифры — год, к которому отнесен тот или иной график повторяемости); 2 — по годовым интервалам при  $\bar{K} = 10$  ( $\overline{\lg M_0} = 21,5$ ) [Мамадалиев, 1972]; 3 — тенденции к увеличению среднего напряжения ( $\sigma$ ) и сейсмического времени релаксации ( $\tau_c$ )

ряемости  $n(\lg A)$  К. Шольц не опубликовал, однако очевидно, что величина  $\epsilon_V$  не только пропорциональна нормированному по времени количеству упругих импульсов, по которому построен график повторяемости  $\lg n(\lg A)$  (см. выше о совпадении зависимостей  $\epsilon_V(\sigma)$  и  $\Sigma n(\sigma)$ ), но (поскольку диапазоны  $\Delta \lg A$  невелики) характеризует и повторяемость  $\lg n(\lg A)$ .

При увеличении напряжения скорость неупругой объемной деформации возрастает; величины, характеризующие квазивязкость, при этом не остаются постоянными; средние их значения обратны "пластичности" и способности к ползучести, увеличивающимся от туфа к мрамору. Наклоны графиков повторяемости при этом уменьшаются, а суммы  $\Sigma n$  упругих импульсов — и повторяемости  $n(\lg A)$  — увеличиваются. Можно провести условные линии постоянного напряжения и постоянной эффективной (эквивалентной) квазивязкости. Последняя по тенденции совпадает с зависимостями  $b(a)$  между наклоном и уровнем графиков повторяемости землетрясений вида (1.7), получаемыми при  $\lg m = \text{const}$  (см. рис. 3), соответствующими закону (1.8) с постоянными коэффициентами  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  и поэтому также интерпретируемыми как линии постоянной квазивязкости (см. выше).

Таким образом, нельзя интерпретировать вариации квазилинейных графиков повторяемости по отдельности. Если при сравнении графиков вида (1.7), построенных в том же диапазоне  $\Delta \lg m$  (и при  $\lg m = \text{const}$ ), наклон  $b$  увеличивается, а уровень  $a = \lg n(\lg m)$  уменьшается, то это означает уменьшение среднего напряжения, действующего в среде.

Квазивязкость при этом может не изменяться; тогда сравниваемые графики повторяемости удовлетворяют закону (1.8) с постоянными коэффициентами  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$ . Она может и меняться — уменьшаться или увеличиваться; тогда зависимость  $b(a)$  отклоняется от линии  $\eta = \text{const}$ , и это означает изменение коэффициентов  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$ .

Если наклон  $b$  и уровень  $a$  уменьшаются, то это прежде всего означает увеличение квазивязкости среды, производящей землетрясения; напряжения могут уменьшаться, увеличиваться или оставаться неизменными.

В качестве примера на рис. 19 представлен график изменения во времени уровня  $\lg n(k=13)$  и наклона графиков повторяемости коровых землетрясений в Вахшском районе Таджикистана ( $\varphi = 37,8-39,7^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 69,0-70,3^\circ$  в.д.) на площади, равной  $31,2 \cdot 10^3$  км<sup>2</sup>. В 1949 г. в этом районе произошло Хаитское землетрясение с магнитудой  $M = 7,4$ . Представленные параметры получены по данным [Бунэ и др., 1968] о графиках повторяемости землетрясений с  $K \geq 11$ , полученных методом скользящего среднего с шагом в 1 год за десятилетние интервалы. За уровень во всех случаях принят логарифм повторяемости землетрясений с  $K = 13$  или, согласно формуле (1.16), с  $M_0 = 10^{23,9}$  дин · см, наклон пересчитан в шкалу сейсмического момента (по той же формуле). Показаны направления в поле значений параметров  $\lg n(K=13)$  и  $b_{M_0}$ , в которых увеличиваются напряжение и сейсмическое время релаксации.

До 1941 г. и после 1952 г. вариации параметров можно рассматривать как случайные флуктуации (однако взаимозависимые). Для сравнения на рис. 19 показаны вариации параметров  $\lg n(K=10)$  и  $b_{M_0}$  в "спокойный", не осложненный сильным землетрясением период с 1955 по 1964 г. Эти параметры получены из графиков повторяемости землетрясений с  $K \geq 8$  [Мамадалиев, 1972] в несколько большем районе ( $\varphi = 37^\circ 50' - 39^\circ 30'$  с.ш.,  $\lambda = 68^\circ 00' - 71^\circ 30'$  в.д., площадь  $57 \cdot 10^3$  км<sup>2</sup>).

В период с 1942 по 1951 г., возмущенный сильным землетрясением (он отмечен на рис. 19 стрелками), параметры  $\lg n(K=13)$  и  $b_{M_0}$  изменяются не случайно. Используя полученные выше данные, можно в принципе выяснить, как изменяются в этот период относительные значения среднего напряжения и сейсмической вязкости (времени релаксации). Так, можно видеть, что в период с 1944 по 1948 г. напряжение увеличивается, а после землетрясения 1949 г. — уменьшается; в период с 1946 по 1949 г. уменьшается время релаксации.

Более подробная интерпретация возможна лишь в терминах закона повторяемости вида (1.8) с переменными в зависимости от сейсмической вязкости коэффициентами  $\alpha, \beta, n_0$ .

### 1.9. ЗАКОН ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО СЕЙСМИЧЕСКОМУ МОМЕНТУ

Закон повторяемости коровых землетрясений получен как решение линейного дифференциального уравнения первого порядка, связывающего параметры квазилинейных графиков повторяемости:  $\lg n(\lg m, -b)$ , где  $-b = d \lg n / d \lg m$  (см. выше). Если такое уравнение линейно только в первом приближении, то закон повторяемости может описываться не только выражениями (1.8), (1.12), но и более сложными. Однако из экспериментальных данных [Востриков, 1980] не вытекает необходимость более сложного описания.

Геометрически полученное линейное дифференциальное уравнение описывает плоскость в пространстве  $\lg m, \lg n, b$ . Его коэффициенты  $\alpha_1, \beta, n_0$  (они же и коэффициенты закона повторяемости, в котором принята величина  $\alpha = \alpha_1 / \ln 10$ ) являются характеристиками этой плоскости. Коэффициенты  $\alpha_1$  и  $\beta$  — это тангенсы углов соответственно между линией ее пересечения с координатной плоскостью  $\lg m = \lg m_1 = \text{const}$  и осью  $\lg n$  и между линией пересечения с плоскостью  $b = \text{const}$  и осью  $\lg m$ ; коэффициент  $n_0$  определяется отрезком, отсекаемым плоскостью на оси  $\lg n$  при  $m = m_1$  и  $b = \beta$ .

Нет оснований считать, что коэффициенты  $\alpha_1, \beta, n_0$  не связаны уравнением плоскости при любых значениях сейсмической вязкости и времени релаксации, отличающихся от характерных для земной коры.

При изменении времени релаксации  $\tau$  (и сейсмической вязкости) в пределах от нуля до бесконечности коэффициенты  $\alpha_1, \beta, n_0$  могут (в принципе) изменяться в тех же пределах, причем при стремлении времени релаксации к предельным значениям

( $\tau \rightarrow 0$  или  $\tau \rightarrow \infty$ ) каждый из этих коэффициентов также должен стремиться к одному из своих предельных значений.

Формально возможны 27 сочетаний тенденций изменения коэффициентов  $\alpha_1$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  при изменении сейсмической вязкости среды. Например, увеличение  $\tau$  может вызывать уменьшение коэффициентов  $n_0$ ,  $\beta$  и увеличение  $\alpha_1$  или уменьшение коэффициента  $n_0$  и увеличение  $\alpha_1$ ,  $\beta$  и т.д. Приведенные выше данные о зависимости от квазивязкости среды и действующих в ней напряжений параметров  $a = \lg n(\lg m)$  и  $b$  линейного приближения графика повторяемости позволяют резко ограничить число возможных сочетаний.

Наклон  $b$  линейного приближения связан с коэффициентами  $\beta$ ,  $\alpha_1$  соотношением (1.9), т.е. соотношением

$$b = \beta + \alpha(m/\theta)^\alpha, \quad (1.9a)$$

где  $\alpha = \alpha_1/\ln 10$ . Один из них ( $\beta$ ) определяет величину  $b$  в области малых "энергий" ( $m/\theta \ll 1$ ), влияние другого ( $\alpha$ ) ощутимо в области  $m/\theta > 1$ . Согласно графику рис. 18, увеличение квазивязкости (и времени релаксации) среды при постоянном напряжении сопровождается уменьшением наклона  $b$  графиков повторяемости, величина которого становится значительно меньше единицы. Это возможно только при уменьшении коэффициента  $\beta$  ( $\beta < 1$ ) или, если  $\beta = 0$ , при уменьшении коэффициента  $\alpha$ . В том и другом случае предельным значением коэффициента  $\beta$  при стремлении квазивязкости к бесконечности является нулевое (если  $\eta \rightarrow 0$ , то  $\beta \rightarrow 0$ ).

Величины  $\Sigma n$ ,  $\lg n(\lg A)$ , характеризующие уровень графиков повторяемости (рис. 18) при стремлении квазивязкости к бесконечности, также уменьшаются. Согласно формулам (1.8), (1.13), при конечном  $\alpha_1$  и стремлении  $\beta$  к нулю это означает уменьшение коэффициента  $n_0$ , стремление его к нулевому предельному значению.

Таким образом, при увеличении квазивязкости (и времени релаксации) среды коэффициенты  $n_0$  и  $\beta$  закона повторяемости уменьшаются, стремясь к своим предельным нулевым значениям; коэффициент  $\alpha_1$  при этом равен конечной величине.

При стремлении квазивязкости к бесконечности определяемая формулой (1.14) сейсмическая скорость деформации  $\dot{\epsilon} = \Sigma M_0/2\mu$  стремится к нулю при любых конечных значениях напряжения и параметра  $\theta$ , связанных соотношением (1.36).

Уменьшение квазивязкости среды при постоянном напряжении (см. рис. 18) вызывает увеличение уровня и наклона графика повторяемости. Это объясняется увеличением коэффициентов  $n_0$  и  $\beta$ . Действительно, в условиях, средних для земной коры, т.е. при конечном значении квазивязкости, получены (см. выше) конечные значения коэффициентов  $n_0$ ,  $\beta$  (и  $\alpha$ ). Следовательно, с уменьшением квазивязкости коэффициент  $\beta$  не остается нулевым (как при  $\eta \rightarrow \infty$ ), а возрастает. Очевидно, что не может не увеличиваться и коэффициент  $n_0$ .

Если при стремлении квазивязкости к нулю коэффициент  $n_0$  стремится к конечному пределу, то пределы для коэффициентов  $\alpha$  и  $\beta$  тоже должны быть конечными. Случай, в которых хотя бы один из них равен бесконечности, по-видимому, не имеют физического смысла. Закон повторяемости (1.8) — и (1.12) — вырождается тогда в отрезок прямой длиной  $n_0$ , параллельный оси ординат ( $\lg n$ ); повторяемость землетрясений любой "энергии"  $m \neq m_1$  при этом равна нулю, а повторяемость землетрясений с  $m = m_1$  не существует. Это справедливо и при стремлении коэффициента  $n_0$ , т.е. длины упомянутого отрезка, к бесконечности. Таким образом, при вариациях сейсмической вязкости от нуля до бесконечности коэффициенты  $\alpha$  и  $\beta$  изменяются в конечных пределах.

Среди возможных значений коэффициента  $\beta$  особенным является единичное:  $\beta = 1$ . Согласно формуле (1.36) — при  $k = 0$ , при увеличении коэффициента  $\beta$  от нуля до единицы зависимость между величинами среднего напряжения и параметра  $\theta$  становится все более слабой. При  $\beta = 1$  параметр  $\theta$  закона повторяемости не зависит от среднего напряжения  $\sigma$ , действующего в сейсмогенерирующей среде, т.е. при том же напряжении может иметь любое конечное значение.

При квазивязкости, близкой к нулю, напряжения в среде накапливаться не могут. При любом конечном напряжении сейсмическая скорость деформации  $\dot{\epsilon} = \Sigma M_0 / 2\mu$  бесконечна и не зависит от величины напряжения. Согласно формуле (1.14), величина  $\Sigma M_0$  не зависит от параметра  $\theta$  закона повторяемости (и от напряжения) при  $\beta = 1$ . Это значение естественно считать верхним пределом возможных значений коэффициента  $\beta$ .

При увеличении коэффициента  $\beta$  до единицы сейсмическая скорость деформации может (независимо от параметра  $\theta$ ) возрастать до бесконечности и при конечных значениях повторяемостей  $\lg n(\lg m)$ , т.е. при конечном количестве землетрясений, при конечном значении коэффициента  $n_0$  закона повторяемости. Для этого достаточно, чтобы при уменьшении сейсмической вязкости коэффициент  $\alpha$  закона повторяемости также уменьшался, стремясь к своему предельному нулевому значению. В пределе, при  $\alpha = 0$  (и  $\beta = 1$ ), графики повторяемости землетрясений существуют (т.е. не обращаются в бесконечность), но перестают зависеть от параметра  $\theta$ . Закон повторяемости вида (1.8) вырождается в прямую (асимптоту) с единичным наклоном:  $\lg n = \lg(n_0/e) - \lg(m/m_1)$ .

При конечном значении сейсмической вязкости, характерном для земной коры, коэффициент  $\alpha$  также имеет конечное значение, следовательно, он не остается нулевым во всем диапазоне изменения квазивязкости среды, а увеличивается с ее ростом. Наклон  $b$  линейных приближений графиков повторяемости с ростом квазивязкости уменьшается (см. рис. 18), поэтому, согласно формуле (1.9a), до бесконечности коэффициент  $\alpha$  возрастать не может. Забегая вперед, заметим, что данные сейсмологического эксперимента позволяют считать верхний предел возможных значений величины  $\alpha_1$  равным единице, т.е. позволяют установить для верхнего предела изменения коэффициента  $\alpha$  закона повторяемости значение, равное 0,43 (при  $\eta \rightarrow \infty$ ;  $\alpha_1 \rightarrow 1$ ;  $\alpha = \alpha_1 / \ln 10 \rightarrow 0,43$ ).

Равенство пределов изменения коэффициентов  $\alpha_1$  и  $\beta$  в терминах геометрической интерпретации дифференциального уравнения  $\lg n(\lg m, -b)$  означает одинаковую скорость изменения углов, тангенсами которых эти коэффициенты являются, в пределах от нуля до  $\arctg 1 = 45^\circ$ . Противоположная направленность изменения коэффициентов  $\alpha_1$  и  $\beta$  при уменьшении или увеличении квазивязкости означает, что при уменьшении угла  $\arctg \alpha_1$ , угол  $\arctg \beta$  увеличивается, и наоборот, но сумма этих углов остается равной  $45^\circ$  ( $\arctg \alpha_1 + \arctg \beta = 1$ ).

Закон повторяемости коровых землетрясений характеризуется следующими значениями коэффициентов и определяемых ими углов:  $\alpha_1 = \alpha \ln 10 = 0,29$ ,  $\arctg \alpha_1 = 16^\circ 10'$ ;  $\beta = 0,55$ ,  $\arctg \beta = 28^\circ 50'$ . Практически, в пределах точности измерения коэффициентов, эти углы являются дополнительными до  $45^\circ$ . Это позволяет считать, что коэффициент  $\alpha$  изменяется в пределах от 0 (при  $\eta \rightarrow 0$ ) до 1 (при  $\eta \rightarrow \infty$ ), так же как и коэффициент  $\beta$  ( $\beta = 1$  при  $\eta \rightarrow 0$  и  $\beta = 0$  при  $\eta \rightarrow \infty$ ). Таким образом, связь между коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  закона повторяемости землетрясений при вариациях сейсмической вязкости устанавливается следующим соотношением:

$$\alpha = \frac{\lg(45^\circ - \arctg \beta)}{\ln 10}. \quad (1.42)$$

При увеличении сейсмической вязкости коэффициент  $\beta$  уменьшается, стремясь к нулю, а коэффициент  $\alpha$  увеличивается, стремясь к значению 0,43; при уменьшении вязкости, наоборот,  $\beta$  увеличивается, стремясь к единице, а  $\alpha$  уменьшается, стремясь к нулю. Гамма-функция  $\Gamma[(1 - \beta)/\alpha]$ , входящая в формулы (1.14), (1.25), (1.35), (1.39) для сейсмических скорости деформации и времени релаксации, стремится в первом случае к конечному значению, а во втором — к бесконечности.

Строго говоря, интеграл в формуле (1.14) для расчета скорости сейсмической деформации при  $\beta = 1$  обращается в бесконечность не только при нулевом, но и при любом конечном значении  $\alpha$  [Г. Корн, Т. Корн, 1968]. Тем не менее если при неограни-

ченном уменьшении сейсмической вязкости общее количество землетрясений, происходящих в единице объема за единицу времени, остается конечным, то коэффициент  $\alpha$  должен уменьшаться, стремясь к нулю. Это вытекает из нижеследующих соображений.

Время релаксации и квазивязкость характеризуют разрывное, макроскопическое течение вещества, обусловленное образованием разного масштаба разрывов его сплошности. Поэтому интегрирование в формуле (1.14) должно производиться не от нуля, а от как угодно малой, но конечной величины. Когда  $\beta < 1$ , этим обстоятельством можно пренебрегать, поскольку вклад в общую "энергию"  $\Sigma t$  мелких нарушений сплошности (микротрещин) пренебрежимо мал и уменьшается с уменьшением размеров этих нарушений и коэффициента  $\beta$ . Величина  $\Sigma t$  остается конечной при интегрировании от нуля до бесконечности. При  $\beta = 1$  ситуация меняется: при любом  $t$  в логарифмически равных интервалах  $\lg t \pm \delta \lg t$  выделяется одинаковое количество "энергии". Поэтому нижний предел интегрирования в (1.14) должен быть конечным. В этом случае ( $n_0$  конечно,  $\beta \rightarrow 1$ ) величина  $\Sigma t$ , определяемая формулой (1.14), стремится к бесконечности только при  $\alpha \rightarrow 0$ . Заметим, что при  $\alpha \rightarrow 0$  от параметра  $\theta$  в пределе не зависит не только общая энергия ( $\Sigma t \rightarrow \infty$ ), но и функция плотности повторяемости (1.12).

Верхний предел интегрирования в (1.14) необходимо оставить бесконечным. Действительно, макроскопическая сейсмическая вязкость (время релаксации) зависит от объема пород, вовлеченных в процесс, от величины  $V$  сейсмогенерирующего объема. Увеличение  $V$  сопровождается уменьшением вязкости, поскольку при этом свой вклад в сейсмическое течение и в общую "энергию"  $\Sigma t$  вносят все более крупные нарушения сплошности. Можно считать, что при стремлении сейсмической вязкости к нулю сейсмогенерирующий объем стремится к бесконечности и, наоборот, случай бесконечной вязкости соответствует нулевому значению  $V$ , т.е. полному отсутствию сейсмического процесса.

Зависимость между коэффициентами  $\beta$  и  $n_0$  при их вариациях, обусловленных изменением сейсмической вязкости, мы установили по данным о графиках повторяемости энергетических классов  $K$  землетрясений в различных участках Камчатской и Памиро-Гиндукушской фокальных зон. Для этого отбирались графики, построенные (в диапазоне  $K = 10-14$ ) по большому числу событий и характеризующиеся небольшой дисперсией наблюдаемых повторяемостей в области относительно сильных землетрясений ( $K = 13, 14$ ). Все использованные графики повторяемости построены по интервалам  $\delta K_i = \pm 0,5$ . На рис. 20 представлены некоторые типичные исходные (ненормированные) графики повторяемости из числа отобранных.

Исходные графики нормировались по объему на  $1 \text{ км}^3$  и по времени на 1 год. В диапазоне  $K = 10-13$  (со средним значением  $\bar{K} = 11,5$ ) они аппроксимировались методом наименьших квадратов линейными выражениями вида (1.1); таким образом измерялись величины наклонов  $b$  и уровней  $a = \lg n$  ( $K = 11,5$ ) графиков.

Пересчет графиков в шкалу логарифма сейсмического момента осуществлялся согласно переходному соотношению (1.16), по соотношениям, выписанным вслед за формулой (1.8). Графики соответствуют диапазону изменения величины  $M_0$  от  $10^{21,1}$  до  $10^{25,1}$  дин · см; повторяемости  $n_i^M$  этих графиков относятся к логарифмически равным интервалам  $\lg M_{0i} \pm 0,4$ :  $\lg M_{01} = 21,5$ ;  $\lg M_{02} = 22,3$ ;  $\lg M_{03} = 21,1$  и т.д. Линейно графики аппроксимированы в диапазоне  $\lg M_0$  от 21,1 до 24,3 со средним значением  $\lg M_0 = 22,7$ . К этому значению относятся уровни  $a = \lg n(\lg M_0)$  и наклоны  $b = -\Delta \lg n / \Delta \lg M_0$  всех графиков.

В том же диапазоне изменения величины  $\lg M_0$  (от 21,1 до 25,1) наблюдаемые графики  $\lg n_i^M(\lg M_{0i})$  аппроксимировались также кривыми вида (1.8) с различными значениями коэффициентов  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $n_0$ :

$$\lg n_0^p = \lg n_0 - \beta \lg M_{0i} - \frac{1}{\ln 10} 10^{\alpha(\lg M_{0i} - \lg \theta)}. \quad (1.43)$$

Рис. 20. Некоторые ненормированные графики повторяемости, использованные для определения зависимости между коэффициентами  $\beta$  и  $n_0$  закона повторяемости

1-4 — наблюдения в 1962-1979 гг. в районе Камчатки (1-3) и в 1962-1975 гг. в Гиндукушском районе (4) на глубинах (в км): 1 — 21-40, 2 — 31-50, 3 — 0-30, 4 — 130-150

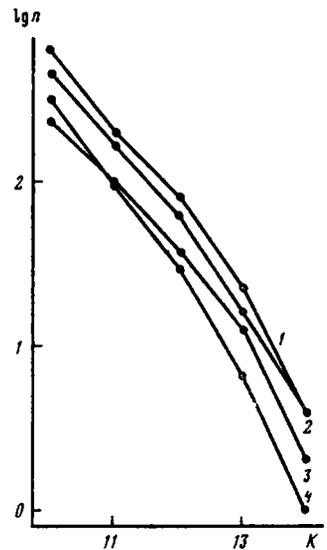
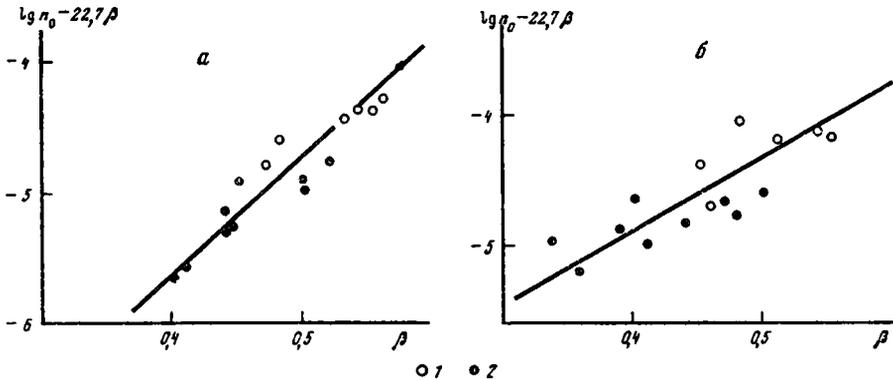


Рис. 21. Зависимости между коэффициентами  $\beta$  и  $n_0$  закона повторяемости землетрясений по сейсмическому моменту

$a$  — при  $\alpha$ , изменяющемся согласно (1.42),  $b$  — при  $\alpha = 0,10 = \text{const}$

1, 2 — результаты вычислений по данным о линейных приближениях графиков повторяемости землетрясений: 1 — в Памиро-Гиндукушском районе, 2 — на Камчатке



Для того или иного задаваемого значения  $\beta$ , согласно соотношению (1.42), определялась соответствующая величина  $\alpha$ , а затем по известным параметрам  $\lg M_0$  и  $b$  линейного приближения вычислялось по формуле (1.11), при  $m \equiv M_0$ , значение  $\theta$ . Это значение подставлялось в формулу (1.10), повторяемость  $\lg n$  ( $\lg M_0$ ) в которой также известна, и вычислялась величина  $\lg n_0$ , соответствующая заданному значению  $\beta$ . Найденные таким образом значения  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  и  $\theta$  подставлялись затем в формулу (1.43), согласно которой и вычислялись повторяемости  $n_i^p$  землетрясений в интервалах  $\lg M_{0i} \pm 0,4$ . Перебором с последовательным приближением для каждого графика повторяемости находилось такое значение  $\beta$  и соответствующие значения  $\alpha$ ,  $n_0$  и  $\theta$ , при которых достигается минимум суммы  $\sum_{i=1}^n [(n_i^p - n_i^0)^2 / n_i^p]$ : квадраты разностей

расчетных и наблюдаемых повторяемостей (не логарифмов) суммируются с весами, обратными расчетным значениям повторяемостей. Такое взвешивание основано на известном в теории флуктуаций и достаточно хорошо соответствующем действительности положении, что квадрат амплитуды флуктуации величины пропорционален этой величине.

Зависимость между коэффициентами  $n_0$  и  $\beta$  кривых вида (1.43) или вида (1.8) в смысле наименьших квадратов, наилучшим образом аппроксимирующих отобранные

наблюдаемые графики повторяемости, представлена на рис. 21, а. Ордината каждой точки на графике соответствует величине  $\lg n_0 - 22,7 \beta$ , равной уровню (логарифму повторяемости) асимптоты соответствующего семейства кривых вида (1.8) при  $\lg M_0 = \lg M_0 = 22,7$ . Облако экспериментальных точек, соответствующих Камчатской фокальной зоне, хорошо аппроксимируется экспоненциальной зависимостью, с которой согласуются и значения, полученные для Памиро-Гиндукушской зоны. Аппроксимируя график рис. 21, а единой зависимостью, получаем

$$\lg n_0 - 22,7 \beta = 9,2 \beta - 9,3 \quad (1.44)$$

или

$$n_0 = 5 \cdot 10^{-10} e^{73,45 \beta}. \quad (1.44a)$$

Для того чтобы удовлетворить условию одновременного стремления коэффициентов  $n_0$  и  $\beta$  к нулю при стремлении сейсмической вязкости к бесконечности, зависимость между ними можно представить в следующем виде:

$$n_0 = k (e^{k_1 \beta} - 1), \quad (1.45)$$

где  $k, k_1$  — постоянные. При  $k_1 \beta \ll 1$ , т.е. во всех практически реализующихся случаях, формула (1.45) совпадает с выражением (1.44a) и соответствует экспериментальной зависимости рис. 21, а.

Землетрясения Памиро-Гиндукушской области классифицировались по энергии согласно шкале КСЭ [Методы..., 1960], энергетический класс  $K_{КСЭ}$  в которой определяется по сумме максимальных амплитуд в продольных и поперечных волнах. Энергетические классы землетрясений в районе Камчатки определены по шкале ТСЭ [Федотов и др., 1969], основанной на отношении амплитуды к периоду в максимальной фазе поперечных волн. Относительно классов  $K_{КСЭ}$  они занижены в среднем на 0,5–0,6 единицы [Федотов и др., 1969], так что среднему в диапазоне  $\Delta K$  графиков повторяемости камчатских землетрясений значению  $K_{КСЭ} = 11,5$  соответствует величина  $K_{ТСЭ} \approx 12,1$ , пересчет которой в шкалу  $\lg M_0$  с использованием соотношения (1.16) дает значение  $\lg M_0 = 23,2$ .

Переходное соотношение (1.16) получено по данным в основном о землетрясениях Средней Азии [Экспериментальные..., 1981]; аналогичного соотношения для землетрясений района Камчатки мы не знаем. Экспериментальные данные о связи с коэффициентом  $\beta$  величин  $\lg n_0 - 23,2 \beta$ , полученных с коррекцией классов  $K_{ТСЭ}$  и с применением при пересчете графиков повторяемости для района Камчатки соотношения (1.16), не удовлетворяют единой экспоненциальной зависимости. В диапазоне изменения величины  $\beta$  от 0,40 до 0,56 эти данные лучше соответствуют логарифмически линейному выражению

$$\lg n_0 - 23,2 \beta = 7,32 \lg \beta - 2,65.$$

Очевидно, что это выражение является только эмпирическим; при других значениях величины  $\lg M_0$  линейность его не сохраняется. В отличие от выражения (1.45) оно не может использоваться во всем диапазоне изменения величины  $n_0$  и  $\beta$ . Например повторяемость афтершоков Дагестанского землетрясения при  $K = 12$ , т.е. при  $\lg M_0 \approx 23$ , оказывается большей, чем это допускается последним выражением при любом значении  $\beta$  в пределах от нуля до единицы (см. рис. 16).

За неимением переходного соотношения вида (1.16) для района Камчатки мы предпочтем не вводить поправки в значения  $K_{ТСЭ}$ , использовать в обоих районах то же соотношение (1.16) и считать справедливой зависимость между величинами  $n_0$  и  $\beta$ , описываемую формулами (1.45) и (1.44).

Таким образом, установлен закон повторяемости землетрясений по величине сейсмического момента, справедливый для любых значений сейсмической вязкости среды, в которой генерируются землетрясения. Согласно этому закону, каждый график повторяемости  $\lg n$  ( $\lg M_0$ ), характеризуемый параметром  $\theta$ , принадлежит к семейст-

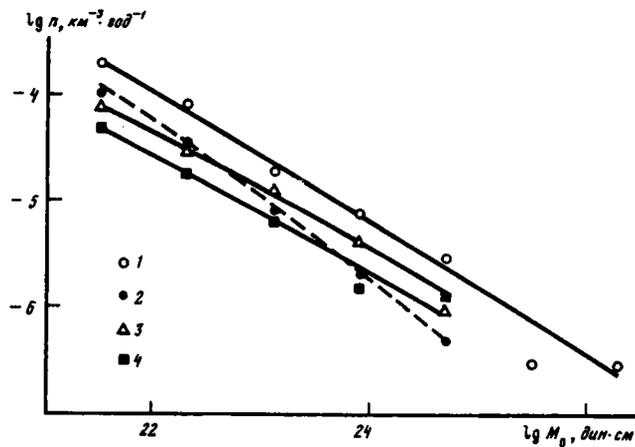


Рис. 22. Повторяемости землетрясений в Памиро-Гиндукушском районе, аппроксимированные кривыми вида (1.8)

1-4 – повторяемости землетрясений и графики вида (1.8) в Гиндукушском (1, 3) и Памирском (2, 4) районах на разных глубинах (в км): 1 – 205–235, 2 – 135–165, 3 – 95–125, 4 – 85–115

Параметры аппроксимирующих кривых: 1 –  $\beta = 0,55$ ,  $\lg \theta = 26,5$ ; 2 –  $\beta = 0,57$ ,  $\lg \theta = 20,8$ ; 3 –  $\beta = 0,51$ ,  $\lg \theta = 28,2$ ; 4 –  $\beta = 0,48$ ,  $\lg \theta = 26,7$

ву кривых вида (1.8), характеристики которого – коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  – меняются в зависимости от сейсмической вязкости так, что их значения связаны соотношениями (1.42) и (1.44).

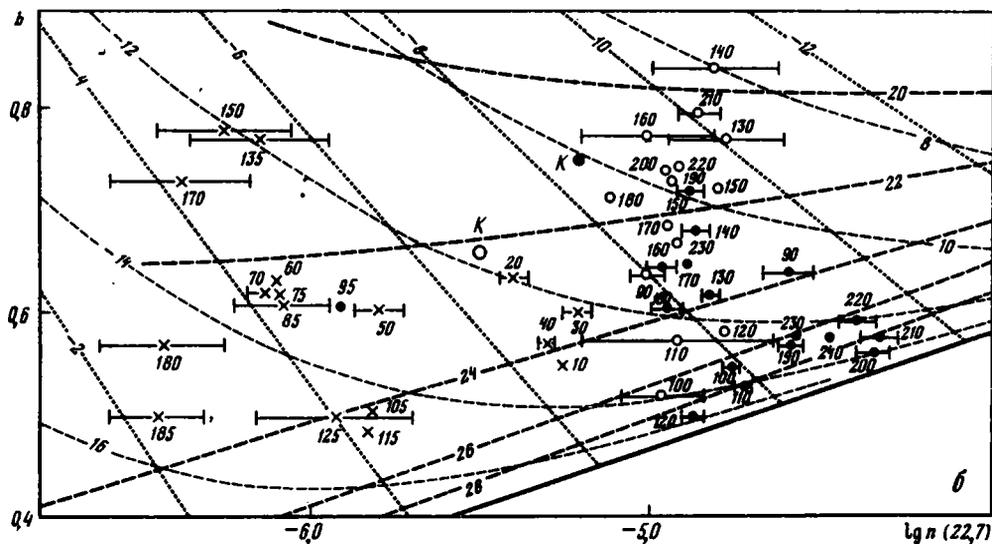
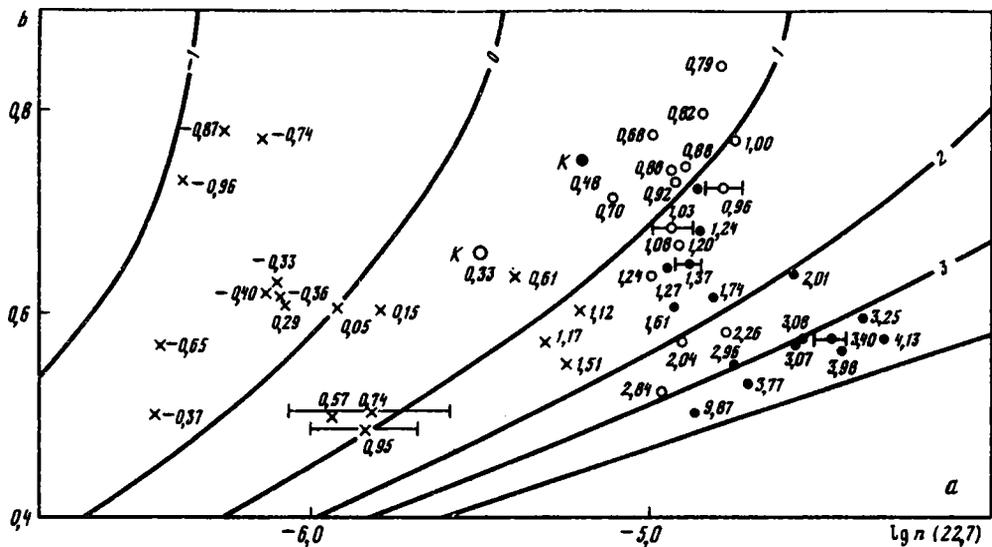
Формулы (1.10) и (1.11) связывают параметр  $\theta$  графика повторяемости с коэффициентами  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  семейства кривых вида (1.43), одной из которых он аппроксимируется, и с параметрами  $\lg M_0$ ,  $a = \lg n(\lg M_0)$ ,  $b$  линейного приближения графика в узком диапазоне  $\Delta \lg M_0$ . Перечисленные величины удовлетворяют следующему уравнению, которое можно получить, приравняв правые части формул (1.10) и (1.11):

$$\frac{b-\beta}{\alpha \ln 10} = \lg n_0 - \beta \lg M_0 - \lg n(\lg M_0). \quad (1.3a)$$

Это – записанное в энергетической шкале  $m = M_0$  уравнение вида (1.3), которое было получено по данным о графиках повторяемости коровых землетрясений. Если зависимости между изменяющимися коэффициентами  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $n_0$  установлены, например, в виде соотношений (1.42) и (1.44), то в уравнении (1.3a) остается одна неизвестная, и тогда по известным значениям параметров  $\lg M_0$ ,  $\lg n(\lg M_0)$  и  $b$  графика повторяемости можно вычислить коэффициентами  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  соответствующего семейства кривых вида (1.8). Это достигается перебором (с последовательным приближением) значений  $\beta$  с вычислением по формулам (1.42) и (1.44) соответствующих величин  $\alpha$  и  $\lg n_0 - \beta \lg M_0$ , подбором такого значения  $\beta$  и коэффициентов  $\alpha$ ,  $n_0$ , которые удовлетворяют последнему уравнению.

По найденным значениям  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  вычисляется, согласно формуле (1.10) или (1.11), параметр  $\theta$  наблюдаемого графика повторяемости, а затем по формулам (1.36) и (1.39) – величины, пропорциональные среднему напряжению и сейсмической вязкости, в условиях которых этот график получен.

Примеры аппроксимации кривыми вида (1.8) повторяемостей землетрясений разной "энергии"  $m \equiv M_0$ , наблюдаемых на разных глубинах в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области, представлены на рис. 22. Коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  и параметр  $\theta$  каждой кривой получены по описанной методике с помощью представленных выше соотношений, кривые построены по значениям повторяемостей, рассчитанных для тех же интервалов  $\lg M_{0i} \pm 0,4$ , что и наблюдаемые.



• 1 ○ 2 × 3 — 4 — 5 - - - 6 - - - - 7 - - - - - 8

Рис. 23. Наклон и уровень линейных приближений наблюдаемых графиков  $\lg n (\lg M_0)$  при  $\lg M_0 = 22,7$  (дин·см) и зависимости между ними, рассчитанные на основе соотношений (1.42), (1.44) при различных постоянных значениях макроscopicических параметров сейсмического течения

$a - \Sigma M_0$ ;  $b - \theta$ ,  $\sigma = \theta^{1-\beta}$  и  $\tau_c$   
 1-3 - данные о графиках повторяемости землетрясений в земной коре и верхней мантии по районам: 1 - Гиндукуш, 2 - Южный Памир, 3 - Камчатка; 4 - средние квадратические ошибки  $a$ ; 5-8 - линии равных значений величин: 5 -  $\lg(\Sigma M_0)^m - 18$  (дин·см), 6 -  $\lg \theta$  (дин·см), 7 -  $\lg \sigma$  (усл. ед.), 8 -  $\lg \tau_c$  (усл. ед.)

Цифры на графике  $a$  - значения  $\lg(\Sigma M)^m - 18$  (дин·см) для аппроксимирующих кривых вида (1.8); на  $b$  - средние глубины слоев, для которых построены графики повторяемости.  $K$  - данные по земной коре

На рис. 23, *a* представлены рассчитанные по формуле (1.14) линии равных значений общей "энергии"  $\Sigma M_0$  в зависимости от наклона  $b$  и уровня  $\lg n$  (22,7) графиков повторяемости вида (1.7) при  $\lg M_0 = 22,7$ ; точнее, это зависимости, которым подчинялись бы параметры  $b$  и  $\lg n$  (22,7) графиков повторяемости землетрясений в сейсмогенерирующих объемах, характеризующихся разными (но постоянными для каждого объема) значениями  $\Sigma M_0$ . На рис. 23, *б* представлены аналогичные зависимости, или линии равных значений параметра  $\theta$  и величин, пропорциональных сейсмическому времени релаксации и среднему напряжению. Эти величины рассчитаны соответственно по формулам (1.10), (1.11), (1.39) и (1.36) при  $\kappa = 0$  (см. выше); значения  $\lg \tau$  и  $\lg \sigma$  представлены в условных единицах. Расчеты проведены на основе взаимозависимостей между коэффициентами  $\alpha, \beta, n_0$ , описываемых соотношениями (1.42) и (1.44). Здесь же на рис. 23 нанесены данные (параметры) наблюдаемых графиков повторяемости коровых и верхнемантийных землетрясений в районах Памиро-Гиндукуша и Камчатки. Отмечены значения  $(\Sigma M_0)^\infty$ , рассчитанные по наблюдаемым параметрам  $\lg n$  (22,7) и  $b$  (см. рис. 23, *a*), значения глубины, средние в интервалах ее, которым соответствует тот или иной график повторяемости (см. рис. 23, *б*), а также средние квадратические ошибки  $\sigma_a$  измерения уровней  $\lg n$  (22,7). Прочие значения  $\sigma_a$  представлены ниже (на рис. 44, 64), так же как и средние квадратические ошибки  $\sigma_b$  измерения наклона  $b$  (см. рис. 43, 63).

Можно видеть, что в земной коре обоих районов параметры графиков повторяемости соответствуют примерно одинаковому значению сейсмического времени релаксации. С ростом глубины в Камчатской фокальной зоне это значение систематически увеличивается, а скорость деформации  $\dot{\epsilon} = \Sigma M_0/2 \mu$  уменьшается. В Памиро-Гиндукушской верхнемантийной гипоцентральной области сейсмическое время релаксации в целом ниже, чем в земной коре, особенно в Памирской ветви области. Параметры сейсмического течения, представленные на рис. 23, в обоих районах изменяются с ростом глубины сложным образом, немонокотно. Подробно на интерпретации этих зависимостей и на сопоставлении их с другими имеющимися данными и представлениями мы остановимся ниже, в главах 2 и 4.

Соотношение (1.42) как составная часть закона повторяемости землетрясений по величине сейсмического момента предполагается справедливым только для случая, когда графики повторяемости строились бы по величине  $\lg M_0$ , измеряемой непосредственно. Однако в настоящее время сейсмический момент землетрясений при рутинной обработке материала сейсмологических наблюдений не определяется, поэтому возникает необходимость вычисления параметров графиков  $\lg n$  ( $\lg M_0$ ) из параметров графиков, построенных в той или иной магнитудной шкале, в частности в шкале энергетического класса  $K$ . Однако зависимость величины  $\lg M_0$  от магнитуды  $M$  не может быть выражена как функция одной переменной. При прочих равных условиях магнитуда в отличие от сейсмического момента зависит от трудно учитываемых кинематических параметров очагового излучения, от спектрального его состава; при той же величине  $M_0$  энергетический класс землетрясения различается в зависимости от формы очагового спектра, и наоборот [Экспериментальные..., 1981; и др.]. Функции плотности повторяемости  $n(\lg M_0)$  и  $n(M)$  связаны следующим выражением [Г. Корн, Т. Корн]:

$$n(\lg M_0) = n(M) n(\lg M_0 | M) / n(M | \lg M_0),$$

где  $n(\lg M_0 | M)$  и  $n(M | \lg M_0)$  — функции условных плотностей повторяемости величины  $\lg M_0$  при том или ином постоянном значении  $M$  и повторяемости величины  $M$  при том или ином постоянном значении  $\lg M_0$ . Эти функции также невозможно получить без непосредственных измерений величины  $\lg M_0$ , поэтому при пересчете параметров наблюдаемых графиков в шкалу  $\lg M_0$  приходится использовать переходные формулы вида (1.16) и вытекающие из них соотношения для коэффициентов  $\alpha, \beta, n_0$  в формуле (1.8). Все эти соотношения являются корреляционными и поэтому удовлетворительны, возможно, только для линейных приближений графиков повторяе-

мости. При пересчете с их помощью коэффициентов нелинейных приближений вида (1.8) зависимости между этими коэффициентами могут искажаться.

Так, в среднем для земной коры коэффициенты  $\alpha$  и  $\beta$  в магнитудном варианте равны  $\alpha_M = 0,13$ ,  $\beta = 0,55$  (см. выше). При пересчете их в вариант  $\lg M_0$  рекомендуется [Экспериментальные..., 1981] следующее соотношение:

$$\lg M_0 \text{ (дин} \cdot \text{см)} = 1,2M + 17,7. \quad (1.46)$$

Оно взаимно согласовано с формулой (1.16), если при переходе от шкалы  $K$  к шкале  $M$  применять широко используемое и хорошо проверенное переходное соотношение

$$K = 1,5M_{LN} + 5,3.$$

Для коэффициента  $\beta_{M_0}$  (в шкале  $\lg M_0$ ) с использованием соотношения (1.46) получается значение  $\beta_{M_0} = 0,46$ . Если это значение подставить в формулу (1.42), то для другого коэффициента ( $\alpha_{M_0}$ ) получается значение  $\alpha_{M_0} = 0,16$ . Если же коэффициент  $\alpha_{M_0}$  получать из величины  $\alpha_M = 0,13$  с использованием соотношения (1.46), то он оказывается меньшим:  $\alpha_{M_0} = 0,10$ . Наоборот, пересчитывая значение  $\alpha_{M_0} = 0,16$  обратно в магнитудный вариант с помощью соотношения (1.46), получаем  $\alpha_M = 0,19$ . Это значение, конечно, больше, чем соответствующее данным наблюдений в земной коре в магнитудном варианте. Таким образом, коэффициенты  $\alpha$  и  $\beta$  наблюдаемых и пересчитанных в шкалу  $\lg M_0$  графиков повторяемости связаны зависимостью более слабой, чем описываемая формулой (1.42): с увеличением (или уменьшением) коэффициента  $\beta$  относительно некоторого среднего значения величина  $\alpha$  уменьшается (или увеличивается) медленнее, чем предписывает формула (1.42). В принципе как собственно значения коэффициентов  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  каждой кривой, соответствующей тому или иному наблюдаемому графику, так и взаимные зависимости между ними можно определить численными методами, однако качество графиков, которые можно получить по имеющимся в настоящее время данным наблюдений, недостаточно хорошо для этого: энергетический диапазон их недостаточно широк и флуктуации повторяемостей в области относительно сильных землетрясений слишком велики. Пока можно установить только пределы, границы, в которых заключена зависимость между коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  реальных наблюдаемых графиков повторяемости. Один из этих пределов дает соотношение (1.42), а второй соответствует случаю, когда величина  $\alpha$  постоянна и при изменении сейсмического времени релаксации изменяются только коэффициенты  $\beta$  и  $n_0$ ; эту постоянную величину естественно принять равной значению, полученному для условий, средних для земной коры:  $\alpha_M = 0,13$ ;  $\alpha_K = 0,09$ ,  $\alpha_{M_0} = 0,10$ .

Представленная на рис. 21, б зависимость между коэффициентами  $n_0$  и  $\beta$  при условии  $\alpha_{M_0} = 10 = \text{const}$  получена по описанной выше схеме — как корреляционная по той же выборке графиков повторяемости, что и зависимость рис. 21, а. Методом ортогональной регрессии величин  $\lg n_0$  и  $\beta$  получено выражение

$$\lg n_0 - 22,7 \beta = 5,88 \beta - 7,23, \quad (1.47)$$

так же, как и соотношение (1.44) связывающее величины  $n_0$  и  $\beta$  экспоненциальной зависимостью. Заметим, что при  $\alpha = \text{const}$  возможны значения  $\beta > 1$ .

Для всех графиков повторяемости, данные о которых представлены на рис. 23, вычислены по описанной выше процедуре (но только с опорой не на соотношения (1.42) и (1.44), а на условие  $\alpha_{M_0} = 0,10 = \text{const}$  и соотношение (1.47)) значения параметра  $\theta$  и величин, пропорциональных макроскопическим параметрам сейсмического течения в фокальной зоне Камчатки и в Памяти-Гиндукушской гипоцентральной области. Они представлены в зависимости от глубины ниже, соответственно на рис. 45, 46 и 65, 66. Линии равных значений некоторых макроскопических параметров сейсмического течения в зависимости от наклона  $b$  и уровня  $\lg n$  (22,7) наблюдаемых графиков повторяемости при  $\lg M_0 = 22,7$ , рассчитанные аналогично зави-

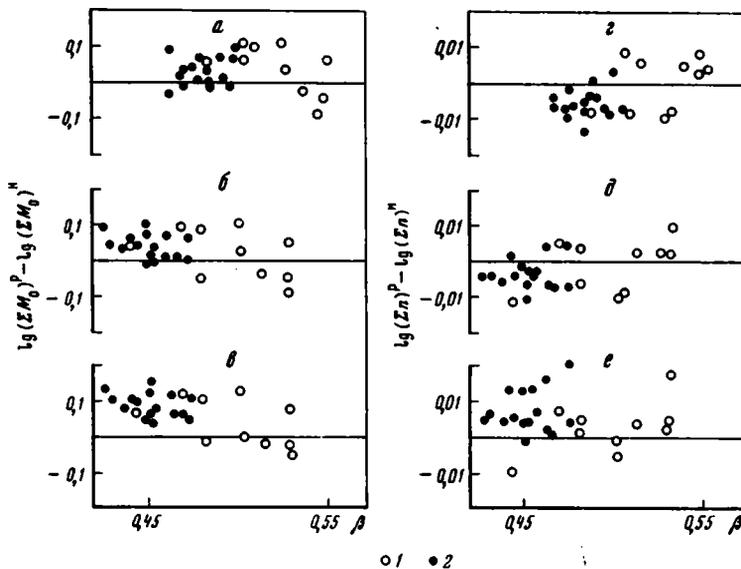


Рис. 24. Зависимости отношений расчетных значений общей "энергии" (а-в) и общего количества (z-е) землетрясений к значениям  $(\Sigma M_0)^H$  (а-в) и  $(\Sigma n)^H$  (z-е), наблюдаемым в том же диапазоне величины сейсмического момента (от  $10^{21,1}$  до  $10^{25,1}$  дин · см,  $K=9,6-14,5$ ), от коэффициента  $\beta$  соответствующего графика повторяемости вида (1.8)

Значения  $\beta$ ,  $(\Sigma M_0)^P$  и  $(\Sigma n)^P$  рассчитаны: а, б, z, д, — на основе взаимосвязей между коэффициентами закона повторяемости: а, z — выраженными соотношениями (1.42), (1.44), б, д — выраженными соотношениями  $a = \text{const}$  и (1.47); в, е — на основе линейного приближения  
1, 2 — данные для сейсмических районов: 1 — Гиндукуш, 2 — Камчатка

симостям рис. 23, также представлены ниже, на рис. 44 и 64. Сопоставление результатов расчета макроскопических параметров сейсмического течения при двух крайних предположениях о зависимости между коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  мы проведем при обсуждении полученных фактических данных в главах 2 и 4.

На рис. 24 представлены (в зависимости от коэффициента  $\beta$  кривой вида (1.43), найденной для того или иного наблюдаемого графика повторяемости) отношения расчетных и наблюдаемых значений общего количества —  $(\Sigma n)^P$  и  $(\Sigma n)^H$  — и общей "энергии" —  $(\Sigma M_0)^P$  и  $(\Sigma M_0)^H$  землетрясений. Эти величины соответствуют диапазону изменения сейсмического момента от  $10^{21,1}$  до  $10^{25,1}$  дин · см (т.е.  $K = 10-14$ ). Использованы данные о графиках повторяемости со средней квадратической ошибкой определения (в диапазоне  $K = 10-13$ ) наклона  $b$ , не превышающей  $\pm 0,1$ . Наблюденные значения определялись по нормированным на единицы объема и времени наблюдаемым повторяемостям  $n_i^H$  как  $\Sigma n_i$  и  $\Sigma n_i \cdot 10^{-(\lg M_0)_i}$ . Расчетные значения

определялись таким же образом, но с использованием повторяемостей  $n_i^P$  найденных, как это описано выше, на основе соотношений (1.42) и (1.44),  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  и (1.47), а также на основе параметров линейного приближения (1.7) в диапазоне  $K = 10-13$ . В средней точке  $\bar{K} = 11,5$  этого диапазона расчетные значения повторяемости и наклон кривой вида (1.43) совпадают (по определению) с соответствующими наблюдаемыми значениями. Слева от этой точки, в области относительно слабых землетрясений ( $K = 10-11$ ), и справа от нее ( $K = 12-14$ ) значения  $n_i^P$  могут отличаться от  $n_i^H$ ; также и наклоны кривой вида (1.43) при  $K < 11,5$  и при  $K > 11,5$  могут быть завышенными или заниженными относительно наблюдаемых. Общая "энергия"  $(\Sigma M_0)^P$  определяется наклоном кривой вида (1.43) в области относительно сильных ( $K = 13-14$ ) землетрясений и практически не зависит от наклона в области слабых ( $K = 10-11$ ) землетрясе-

ний. Общее количество  $(\Sigma n)^P$ , наоборот, определяется последним (в области  $K = 10-11$ ) наклоном и практически не зависит от первого.

Если наклон аппроксимирующей кривой (1.43), например, занижен в области слабых землетрясений, то расчетные повторяемости их также занижены, если же наклон занижен в области  $K = 12-14$ , то повторяемости  $n_i^P$  здесь завышены. В первом случае занижены суммы  $(\Sigma n)^P$  и  $(\Sigma n)^P/(\Sigma n)^H < 1$ , во втором завышены сумма  $(\Sigma M_0)^P$  и  $(\Sigma M_0)^P/(\Sigma M_0)^H > 1$ . Наклон кривой вида (1.43) связан с коэффициентами  $\alpha$ ,  $\beta$  и с отношением  $M_0/\theta$  соотношением (1.9а). В области малых "энергий" ( $M_0 \leq 1$ ) он определяется в основном значением  $\beta$ ; с ростом "энергии" он увеличивается, причем тем быстрее, чем больше  $\alpha$  и отношение  $M_0/\theta$ . Влияние величины  $\alpha$  на наклон кривой вида (1.43) в каком-нибудь фиксированном диапазоне "энергии", например в области  $K = 10-11$ , тем больше, чем меньше параметр  $\theta$  этой кривой.

В линейном приближении  $\alpha \equiv 0$  и  $\beta \equiv b$  повторяемости  $n_i^P$  вычисляются по наблюдаемым значениям  $n_i^H$  методом наименьших квадратов. Поэтому отношение  $(\Sigma n)^P/(\Sigma n)^H$  колеблется около 1 (см. рис. 24, е) во всем диапазоне изменения наклона  $b$  наблюдаемых графиков повторяемости (на рис. 24, в, е для однообразия представлены не значения  $b$ , а прямо связанные с ними значения  $\beta$ , полученные при  $\alpha = 0,10 = \text{const}$ ). Однако отношение величин общей "энергии" (см. рис. 24, в) завышается тем больше, чем меньше значения  $b$  и  $\beta$ . Чем меньше наклон линейного приближения и коэффициент  $\beta$  нелинейного, тем более ошутим, заметен правый загиб наблюдаемых графиков повторяемости вниз и тем более не соответствует действительности линейное приближение  $\alpha \equiv 0$ . В нелинейном приближении при конечном и постоянном  $\alpha$  ( $\alpha = 0,10$ ) расчетные значения общей "энергии" и отношения  $(\Sigma M_0)^P/(\Sigma M_0)^H$  завышаются в области малых значений  $\beta$  уже в меньшей степени (см. рис. 24, б), а при  $\alpha$ , согласно (1.42) сильно увеличивающемся с уменьшением  $\beta$ , не завышаются вовсе (см. рис. 24, а). В области малых  $\beta$  принятое значение  $\alpha = 0,10$  оказывается слишком малым для характеристики наблюдаемых графиков повторяемости. Из соотношения (1.42) значения  $\alpha$  при малых наклонах наблюдаемых графиков повторяемости получаются, наоборот, слишком большими, такими, что уравнение (1.3а) не удовлетворяется. Равенство (1.3а) выполняется в таких случаях только при завышенных значениях  $\beta$  (см. рис. 24, а, г). Согласно формуле (1.11), при этом завышаются и значения  $\theta$  (из представленных ниже рис. 45, 65, 66 видно, что завышение значений  $\theta$  относительно рассчитанных при  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  достигает трех-четырёх порядков). Поэтому наклоны кривых вида (1.43) в области относительно слабых землетрясений определяются практически только соответствующими значениями  $\beta$  (см. выше) и оказываются даже меньшими, чем при расчете на основе соотношений  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  и (1.47). Это вызывает занижение расчетных значений повторяемостей слабых землетрясений (а следовательно, и сумм  $(\Sigma n)^P$ , и отношений  $(\Sigma n)^P/(\Sigma n)^H$ ) тем больше, чем меньше наклон наблюдаемого графика в линейном приближении и коэффициент  $\beta$  (см. рис. 24, г). Этого не происходит при расчете на основе соотношений  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  и (1.47).

Анализ графиков рис. 24 показывает, что зависимость между коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$ , соответствующая действительности, находится между теми значениями, которые описываются соотношениями (1.42) и  $\alpha = 0,10 = \text{const}$ . Эта зависимость — обратная, но более слабая, чем (1.42), — в области малых значений  $b$  должна давать для  $\alpha$  значения, большие 0,10, но меньшие, чем это определяет соотношение (1.42). Соответствующая зависимость между коэффициентами  $n_0$  и  $\beta$  окажется тогда заключенной между зависимостями, описываемыми соотношениями (1.44) и (1.47).

На тренды представленных на рис. 24 отношений может влиять и неточность корреляционных соотношений (1.44) и (1.47), которые по необходимости получены по небольшому количеству экспериментальных данных и в небольших диапазонах изменения величины  $\beta$ .

На вопросе о погрешностях определения величин, характеризующих макроскопи-

ческие параметры сейсмического течения, мы здесь подробно не останавливаемся. Заметим лишь, что они определяются главным образом ошибками ( $\sigma_a$  и  $\sigma_b$ ) измерения уровня и наклона исходного графика повторяемости в "энергетическом" диапазоне, в котором он аппроксимирован линейно (см. рис. 23, а также рис. 43, 44, 63, 64), из которых первая ошибка зависит главным образом от погрешностей определения объема сейсмогенерирующих горных масс, необходимого для нормирования графиков повторяемости, а вторая сильно зависит от величины флуктуаций повторяемости относительно сильных землетрясений в упомянутом "энергетическом" диапазоне, т.е. в конечном счете от общего количества землетрясений, по которым построен график повторяемости.

Обусловленные погрешностями в принятых соотношениях между коэффициентами  $\alpha, \beta, n_0$  зависимости, подобные представленным на рис. 24, получаются, конечно, и для таких параметров, как  $\theta, \sigma, \tau$ , которые вычисляются по найденным для каждого наблюдаемого графика повторяемости характеристикам линейного приближения и по значениям коэффициентов  $\alpha, \beta$  и  $n_0$ , см. формулы (1.10), (1.11), (1.36), (1.39). Поэтому диапазон, размахи представленных на рис. 23 и описанных ниже, в главах 2 и 4, пространственных вариаций этих величин получаются в большей или меньшей мере завышенными. Тем не менее тенденции в пространственных (или временных) вариациях макроскопических параметров сейсмического течения горных масс предлагаемый метод позволяет определить.

*Закон повторяемости и механические свойства горных масс.* Землетрясения можно рассматривать как проявления процесса разрывно-непрерывного (сейсмического) течения горных масс, которое является составной частью тектонического течения, обусловленного также вязким или пластическим и катакластическим течениями. Макроскопические эффективные параметры сейсмического течения, такие, как среднее напряжение сдвига в массиве горных пород, средние для него скорость деформации и вязкость при сейсмическом течении, характеризуют условия и процесс современного тектогенеза в целом. Они связаны с такими механическими свойствами горных масс, как прочность, жесткость, вязкость при деформации их под действием нагрузок в течение длительного времени.

О величине и вариациях параметров сейсмического течения можно судить по характеристикам нормированных по объему и времени графиков повторяемости землетрясений по логарифму сейсмического момента  $M_0$  или, в узких диапазонах  $\Delta \lg M_0$ , по логарифму "энергии" ( $\lg m$ ) — величине, линейно связанной с магнитудой или энергетическим классом. Построенные по данным наблюдений в узких диапазонах  $\Delta \lg m$  графики  $\lg n(\lg m)$  в первом приближении аппроксимируются линейно, выражениями вида (1.7). Для интерпретации в терминах сейсмического течения предлагается характеризовать их тремя параметрами: средним в диапазоне  $\Delta \lg m$  значением  $\lg m = \overline{\lg m}$ , логарифмом повторяемости  $a = \lg n(\lg m)$  землетрясений при  $\lg m = \overline{\lg m}$  и величиной  $b = -\Delta \lg n / \Delta \lg m$ . Параметры  $a$  и  $b$  — уровень и наклон линейного приближения (1.7) — при любом постоянном значении  $\overline{\lg m}$  варьируют в пространстве, от одной сейсмоактивной области к другой. В условиях примерного постоянства одного из макросейсмических параметров сейсмического течения — сейсмической вязкости — обнаружена закономерность в этих вариациях, взаимная зависимость изменяющихся параметров (1.7). Эффективная сейсмическая вязкость больших объемов горных масс определяется при прочих равных условиях их гетерогенностью, *PT*-условиями, в которых они находятся. Эти характеристики варьируют от одного района Земли к другому в пределах сейсмоактивного слоя земной коры существенно меньше, чем, например, при увеличении глубины (средне- и глубоко-фокусные землетрясения) они колеблются около некоторых средних значений. Путем статистической обработки большого количества графиков повторяемости коровых землетрясений в различных сейсмически активных районах Земли установлено, что величины  $\lg m, a$  и  $b$  связаны при своих вариациях уравнением (1.3) — линейным дифференциальным уравнением первого порядка. Общее решение этого уравнения представляется выражением (1.8) с безразмерными коэффициентами  $\alpha, \beta, n_0$  и пара-

метром  $\theta$ , имеющим размерность "энергии". Графически это однопараметрическое семейство кривых – графиков повторяемости, – полностью характеризуемое значениями  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $n_0$ : коэффициенты  $n_0$  и  $\beta$  определяют соответственно уровень и наклон прямой, к которой асимптотически стремятся (снизу) кривые семейства (1.8) при  $m/\theta \rightarrow 0$ , коэффициент  $\alpha$  определяет нелинейность семейства кривых в области больших "энергий" ( $m/\theta \gg 1$ ). Каждая конкретная кривая – график повторяемости – из семейства полностью характеризуется значением единственного параметра  $\theta$ . С ростом "энергии" землетрясений повторяемости их уменьшаются, а наклон графика увеличивается тем быстрее, чем меньше соответствующее значение  $\theta$  и чем больше коэффициент  $\alpha$ , характеризующий данное семейство графиков вида (1.8).

Графики повторяемости внутрикоровых землетрясений описываются (в как угодно широком диапазоне  $\Delta \lg m$ ) семейством кривых вида (1.8) с постоянными коэффициентами: в магнитудном варианте ( $\lg m \equiv M$ )  $\alpha = 0,13$ ;  $\beta = 0,55$ ; величина  $n_0$  определяется условиями нормирования по объему и времени. Значение  $\theta$  для каждого наблюдаемого графика повторяемости можно вычислить из параметров  $\lg m$ ,  $a$ ,  $b$  его линейного приближения по формуле (1.10) или (1.11). Параметр  $\theta$  пропорционален "энергии"  $m_m$  землетрясения, максимального в той совокупности, которую описывает соответствующий график повторяемости. Общее количество землетрясений  $\Sigma n$ , генерируемых в единичном объеме горных масс за единицу времени, и общая "энергия"  $\Sigma m$ , выделяющаяся в их очагах, также определяются величиной  $\theta$  (см. формулы (1.13)–(1.15) и (1.25)), т.е. в терминах закона (1.8) зависимости между величинами  $\Sigma n$ ,  $\Sigma m$ , с одной стороны, и параметром  $\theta$  – с другой, описываются степенными функциями, показатели степени в которых определяются коэффициентом  $\beta$ . Параметр  $\theta$  и "энергия"  $m_m$  зависят от объема  $V$  горных масс, подверженных сейсмическому процессу, – от сейсмогенерирующего объема. Для совокупностей афтершоков сильных землетрясений эта связь является прямой пропорциональностью. В общем случае, т.е. для "нормальной" сейсмичности, величина  $V$  связана с параметром  $\theta$  и "энергией"  $m_m$  степенной зависимостью, показатель степени в которой определяется коэффициентом  $\beta$  (см. ниже). Геометрически величина, обратная параметру  $\theta$ , является мерой правого загиба графиков повторяемости вниз, определяемого масштабом сейсмического процесса, исчерпанием его в области сильных землетрясений, таких, которые уже не могут произойти ввиду конечности величины сейсмогенерирующего объема и прочности горных масс.

При изменении сейсмической вязкости вид графиков повторяемости землетрясений не изменяется; при любом (постоянном) ее значении они, так же как и при значении, характерном для земной коры, составляют семейство вида (1.8), только с другими характеризующими его значениями коэффициентов  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $n_0$ .

На основании результатов лабораторных экспериментов на образцах, обработки данных натурных сейсмологических наблюдений и из общих соображений предложена модель, которая устанавливает связь значений коэффициентов  $\alpha$  и  $\beta$  при их вариациях и зависимость этих значений от эффективной сейсмической вязкости  $\eta_c$ . Зависимость между коэффициентами  $\beta$  и  $n_0$  установлена как корреляционная по данным о графиках повторяемости коровых и верхнемантийных землетрясений Камчатки и Памиро-Гиндукушского района.

При уменьшении сейсмической вязкости (времени релаксации  $\tau_c$ ) коэффициенты  $\beta$  и  $n_0$  увеличиваются, стремясь соответственно к единичному и определяемому корреляционной зависимостью  $n_0(\beta)$  конечному пределам, в то время как величина  $\alpha$  уменьшается, приближаясь к предельному нулевому значению. Общая "энергия" землетрясений и величина сейсмической скорости деформации при этом стремятся к бесконечности независимо от параметра  $\theta$ , при любом его значении. Уровень и наклон графиков повторяемости изменяются в зависимости от величины  $\theta$  все в меньших пределах. В пределе (при нулевой сейсмической вязкости) графики повторяемости существуют (т.е. не обращаются в бесконечность), но перестают зависеть от параметра  $\theta$ , вырождаясь в прямую с единичным наклоном (асимптоту).

При увеличении сейсмической вязкости (в пределе — до бесконечности) коэффициенты  $\beta$  и  $n_0$  уменьшаются, стремясь к нулевым пределам, а величина  $\alpha$  увеличивается, стремясь к значению, равному  $\lg e$  ( $\alpha_1 = \alpha \cdot \ln 10 \rightarrow 1$ ). При том же значении  $\theta$  уровень и наклон графика повторяемости уменьшаются. При любом значении  $\theta$  повторяемости общее количество и общая "энергия" землетрясений и сейсмическая скорость деформации стремятся к нулевым значениям.

Используя зависимости между коэффициентами  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$ , вместе с выражением (1.8) составляющие закон повторяемости землетрясений, можно определить их значения, а затем и величину  $\theta$  для конкретного наблюдаемого графика повторяемости из параметров его линейного приближения (1.7). Связь характеристик  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  и  $\theta$  с макроскопическими параметрами сейсмического течения установлена для случая, когда последнее может быть описано уравнением Максвелла (см. формулы (1.30), (1.33)). Формулы, которые определяют величины, характеризующие сейсмическую вязкость (1.39), средние сдвиговые напряжения в сейсмогенерирующем массиве (1.36), как и формулы (1.34), (1.35), (1.38), (1.40), (1.41), соответствуют этому случаю. Сейсмическую скорость деформации можно оценить непосредственно (по формуле (1.32)) из величин общей "энергии" (суммы сейсмических моментов землетрясений ( $\Sigma M_0$ )) и эффективного значения модуля сдвига, из которых первая определяется, согласно соотношению (1.15) или (1.14) с учетом (1.25), при  $m \equiv M_0$ , а вторая — из скорости распространения поперечных волн.

Среднее сдвиговое напряжение  $\sigma$  и время релаксации  $\tau_c$  связаны с характеристиками закона повторяемости соотношениями (1.34), (1.35), в которые входит и величина  $V$  объема горных масс, охваченных сейсмическим процессом. Измерение величины сейсмогенерирующего объема  $V$  — это специальная задача, которая, по имеющимся данным, пока не решена, поэтому из соотношений (1.34), (1.35) и (1.36), (1.39) можно оценивать не собственно среднее напряжение  $\sigma$  и время релаксации  $\tau_c$ , а только величины, им пропорциональные. В общем случае величины  $V$ ,  $\sigma$  и  $\tau_c$  взаимозависимы; их можно связать соотношением

$$V \propto \theta^{\beta+k},$$

на котором основаны, в частности, и формулы (1.36), (1.39). С ростом действующих в среде напряжений увеличивается и объем ее, охваченный сейсмическим процессом; зависимость эта тем более сильна, чем меньше эффективная вязкость (время релаксации) среды по отношению к разрывно-непрерывному сейсмическому течению, т.е. чем больше коэффициент  $\beta$  в выписанном соотношении. Коэффициент  $k$  в этом соотношении и в формулах (1.36), (1.39) определяется характером взаимной зависимости величин  $\tau_c$  и  $\sigma$ . Если время релаксации не зависит от напряжения, то  $k = 0$ , если же эта величина с ростом напряжения увеличивается, то  $k < 0$ ; при  $k = -\beta$  параметр  $\theta$  зависит только от напряжения (пропорционально), а величина  $V$  от напряжения не зависит. В условиях, средних для земной коры, по-видимому, реализуется первый случай ( $k = 0$ ), для сейсмогенерирующих областей верхней мантии это может быть и не так.

Таким образом, величина  $\theta$  является, в сущности, параметром не только графика повторяемости в форме (1.8), но и сейсмического течения горных масс; она зависит как от размера сейсмогенерирующего объема  $V$ , так и от среднего действующего в нем напряжения  $\sigma$  и определяет масштаб сейсмического процесса (энергию максимального землетрясения, общую энергию землетрясений).

Входящие в формулы (1.36), (1.39) коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  можно определить из параметров наблюдаемых графиков повторяемости только с использованием их взаимных зависимостей, составляющих закон повторяемости. Установленная зависимость между коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  описывается формулой (1.42), согласно которой при стремлении  $\beta$  к единице  $\alpha$  стремится к нулю; зависимость между  $n_0$  и  $\beta$  при этом определяется корреляционным соотношением (1.44).

Однако используемые нами графики повторяемости  $\lg n$  ( $\lg M_0$ ) получены не

по прямым измерениям величины  $M_0$  сейсмического момента землетрясений, а пересчетом из шкалы энергетического класса  $K$  с помощью корреляционного соотношения  $\lg M_0(K)$ , поэтому зависимость между коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  может быть более слабой, чем описываемая формулой (1.42). В принципе эту зависимость можно получить из наблюдаемых графиков повторяемости, однако "энергетический" диапазон графиков, которые можно построить по имеющимся в настоящее время данным, для этого недостаточно широк, а флуктуации повторяемостей относительно сильных землетрясений слишком велики. Поэтому определения соответствующих наблюдаемым графикам повторяемости  $\lg n(\lg M_0)$  коэффициентов  $\beta$  и  $n_0$  и расчеты по формулам (1.10), (1.22), (1.15), (1.36), (1.39) мы провели также при другом крайнем предположении о коэффициенте  $\alpha$ , при условии, что эта величина не зависит от реологических характеристик и равна среднему для условий земной коры значению  $\alpha = 10 = \text{const}$ . Полученная при этом корреляционная зависимость между коэффициентами  $\beta$  и  $n_0$  описывается соотношением (1.47). Зависимость  $\alpha(\beta)$ , соответствующая действительности, заключена между принятыми.

## ПРИОКЕАНИЧЕСКИЕ ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА

## 2.1. КУРИЛО-КАМЧАТСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА

Курило-Камчатская островная дуга, входящая в систему островных дуг западного обрамления Тихого океана, представляет собой один из сегментов краевой зоны Тихоокеанского тектонического пояса, где в настоящее время происходят процессы формирования континентальной земной коры [Тектоническая..., 1979]. Как и все островные дуги, она обладает определенным набором характерных черт: глубоко-водным желобом, обрамляющим ее со стороны океана, мощной фокальной зоной и широким развитием процессов в целом известково-щелочного вулканизма, отличающих ее от внутриконтинентальных подвижных поясов. Таким образом, изучение процессов, происходящих в пределах Курило-Камчатской островной дуги, как современных, так и характеризующих более длительные этапы ее развития (четвертичное время, новейший этап), может служить основой решения вопросов, связанных с развитием и геодинамикой всей зоны перехода от континента к океану. Интерес при этом представляет решение и более частных проблем, например касающихся соотношения вулканических и тектонических процессов в формировании структуры областей, подобных Курило-Камчатской островной дуге. Несомненно, что основой ответов на указанные вопросы должно быть исследование современной, т.е. наблюдаемой в настоящее время, структуры островных дуг как результата всего новейшего этапа их развития и, в частности, реальных тектонических движений, происходящих в их пределах.

В этой главе речь будет идти главным образом о Камчатке, т.е. лишь о части единой Курило-Камчатской островной дуги. Характеризуясь в общем схожими закономерностями своего развития, что следует из наличия общих для них главнейших структур (глубоководный желоб, фокальная зона и вулканические пояса), Камчатский и Курильский сегменты должны, видимо, различаться тектоническими особенностями, связанными, например, с различиями в строении коры. Если Камчатка представляет собой обширный блок континентальной по мощности и геофизическим параметрам коры, то на Курильском отрезке островной дуги развита менее мощная кора переходного типа. По-видимому, на Камчатке возможно большее многообразие структур, их сочетаний и структурных зон по сравнению с Курильским сегментом дуги.

Основной метод выявления закономерностей формирования современной тектонической структуры Камчатки состоял в детальном изучении молодых разломов, подвижки по которым, фиксируемые по смещениям элементов рельефа, достаточно адекватно и полно, как представляется, отражают общую направленность процесса деформирования ее земной коры и характер существующих в ней тектонических напряжений. Как показывает применение этого метода в других областях [Трифонов, 1983], изучаемый интервал времени ограничен обычно рамками позднего плейстоцена—голоцена (100 тыс. лет). Чаще всего позднеплейстоцен-голоценовое время с точки зрения тенденций тектонического развития подвижных поясов не отличается коренным образом от более крупных этапов их эволюции, и в этом состоит возможность экстраполяции данных изучения молодых разрывов на более длительные периоды времени. Что касается Камчатки, то здесь в смысле возможностей таких экстраполяций прежде

всего следует говорить об отрезке истории, начавшемся примерно с середины—конца среднего плейстоцена, так как именно за это время сформировались в основном главные элементы ее структуры и рельефа в том виде, в каком их можно наблюдать сейчас [История развития..., 1974]. Однако этап эволюции характерной для современной Камчатки северо-северо-восточной структурной зональности охватывает гораздо более продолжительный промежуток времени и включает практически все плиоцен-четвертичное время.

### 2.1.1. НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

К настоящему времени накоплен обширный фактический материал, полно освещающий различные аспекты новейшей истории Камчатки [Горячев, 1966; Святловский, 1967; Эрлих, 1965, 1973; История..., 1974; Шанцер, Краевая, 1980; Мелекесцев, 1982; Эрлих, Мелекесцев, 1973; и др.]. Согласно этим работам, новейший этап ее тектонического развития в широком смысле начался после последней в пределах Камчатки вспышки мощных складкообразовательных движений позднего миоцена, вслед за которыми вся территория Камчатки была выведена из-под уровня моря. Считается, что к концу миоцена на Камчатке возникла единая обширная поверхность выравнивания, которая затем и была деформирована тектоническими движениями новейшего времени.

Общей тенденцией развития новейшей структуры Камчатки, судя по имеющимся данным, было ее последовательное усложнение, увеличение степени ее дифференцированности и контрастности при достаточно жесткой унаследованности положения главнейших структурных элементов. При такой общей направленности новейшего тектонического процесса на его фоне выделяются этапы интенсивных тектонических движений, разделяемые достаточно длительными периодами тектонического покоя примерно на границе раннего и позднего плиоцена и в самом конце плиоцена — раннем плейстоцене.

К концу раннего плиоцена на Камчатке оформились две широкие зоны поднятий, разделенные прогибом с морскими условиями осадконакопления примерно на месте современной Центральной Камчатской депрессии [История..., 1974]. Вертикальные блоковые движения были достаточно интенсивными, и возникший рельеф приближался к высокогорному. Вулканизм этого времени также локализовался в двух поясах, обрамляющих центральный прогиб и соединяющихся в пределах Южной Камчатки. Западный вулканический пояс (примерно на месте современного Срединного хребта) продолжался далеко на север, в область Камчатского перешейка. Восточный вулканический пояс обрывался примерно в районе современного хребта Тумрок, разворачиваясь к северо-западу. Вулканические образования по составу были очень разнообразными — от базальтов и андезито-базальтов до игнимбритов (щапинская свита хребта Тумрок и ее аналоги). Эволюция систем поднятий продолжалась в позднем плиоцене после короткого периода относительного тектонического покоя, который фиксируется эпизодически развитой поверхностью выравнивания и незначительным угловым несогласием между ранне- и позднеплиоценовыми отложениями.

В позднем плиоцене восточная ветвь поднятия дифференцировалась с оформлением поднятых протяженных блоков (или систем блоков), соответствующих Восточным хребтам и восточным полуостровам Камчатки, разделенным зоной относительного опускания на месте современного Восточно-Камчатского вулканического пояса. Как отдельная единица выделился вулканический пояс Южной Камчатки. Севернее вулканизм сосредоточился в северной части Срединного хребта, наращивая аккумулятивное поднятие раннеплиоценового вулканического пояса. По его оси в это время заложился узкий грабен северо-северо-восточного простирания, связанный своим образованием с массовыми выбросами кислой пирокластике. На Восточной Камчатке вулканизм позднего плиоцена сосредоточился главным образом в нескольких попе-

речных зонах северо-западного простирания (Тумрокско-Никольской и др.). В общем же картина распределения структурных зон к концу позднего плиоцена уже очень близка к современной.

На конец позднего плиоцена — ранний плейстоцен приходится второй период общего тектонического затишья. Он маркируется массовым появлением на поверхности базальтового материала как в виде ареальных излияний, так и с образованием крупных щитовых вулканов, что привело к формированию обширных лавовых плато.

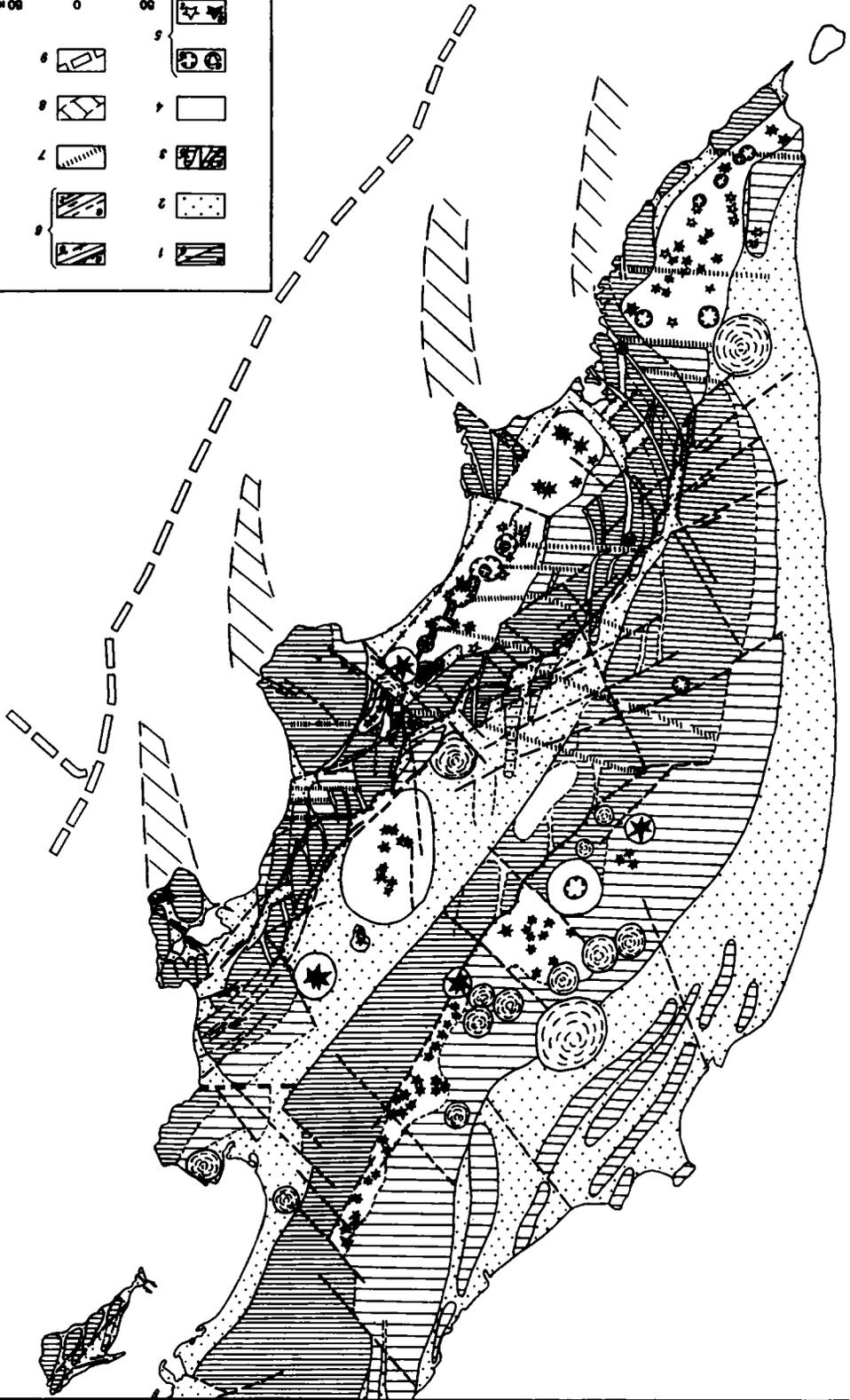
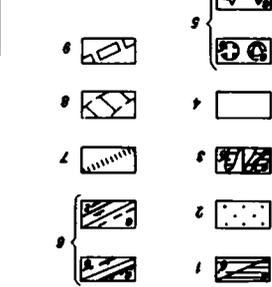
С середины—конца среднего плейстоцена начался новый этап активизации тектонических и магматических процессов, результатом которого было оформление структуры Камчатки в ее современном виде. В это время произошло дальнейшее усложнение картины распределения структурных элементов, четко выделились три блока — Южный, Центральный и Северный (Северо-Камчатский — Олюторский), а также образовались новые вулканические пояса. На востоке Камчатки средне-позднеплейстоценовый и голоценовый вулканизм пространственно полностью наследует зону раннеплиоценового вулканического пояса, повторяя также его разворот к северо-западному направлению в районе хребта Тумрок с заходом в зону Центральной Камчатской депрессии. В северной части Срединного хребта ось нового вулканического пояса сместилась к западу от оси распространения плиоценовых вулканов и наложилась частично на Западно-Камчатский тыловой прогиб, а на месте восточного края плиоценового вулканического пояса со среднеплейстоценового времени стало развиваться тектоническое поднятие, выступая как фундамент более молодых вулканических образований.

Как уже было отмечено, основу современной тектонической структуры Камчатки образуют элементы общего северо-северо-восточного простирания, которые определяют четкую зональность ее рельефа (рис. 25). Некоторые исследователи [Эрлих, 1965, 1973; Святловский, 1967] отмечают, что это система горст-антиклинальных и грабен-синклинальных зон. В пределах первых выведены на поверхность и подняты на значительную высоту комплексы пород вплоть до нижнечетвертичных, во вторых они опущены, часто ниже уровня эрозионного вреза, и перекрыты на значительных пространствах более молодыми отложениями различного генезиса. К грабен-синклинальным зонам приурочены практически все проявления вулканизма от среднеплейстоценового до голоценового возраста.

В поперечном к Камчатке сечении в ее центральной части выделяются (с запада на восток): Западно-Камчатский тыловой прогиб, грабен-синклиналь вулканического пояса Срединного хребта, горст-антиклинальная зона Козыревско-Быстринской системы поднятий, грабен-синклиналь Центральной Камчатской депрессии, горст-антиклинальная зона Восточных хребтов, грабен-синклиналь Восточно-Камчатского вулканического пояса и горст-антиклинальная зона восточных полуостровов Камчатки. По составу слагающих их комплексов пород горст-антиклинальные зоны представляют собой гетерогенные образования. В их пределах в поднятие вовлечены комплексы пород по крайней мере от раннемелового до плиоцен-четвертичного возраста. Горст-антиклинальные зоны гетерогенны и как новейшие структуры. Так, зона Восточных хребтов морфологически состоит из нескольких сигмоидальных в плане хребтов — Ганальского, Валагинского, Тумрок и Кумроч. В общем схожую морфологию имеет в плане и Козыревско-Быстринская система поднятий, в которой элементы субмеридионального направления укладываются в единую полосу северо-северо-восточного простирания. Подобным образом крайняя к востоку зона образована изолированными полуостровами и их субмеридиональными подводными продолжениями, разделенными впадинами Авачинского, Кроноцкого и Камчатского заливов. Важная особенность грабен-синклиналей заключается в том, что разломную природу имеют только их восточные борта.

Древнейшие из вскрытых в обнажениях осадков, заполняющих грабен-синклиналь Центральной Камчатской депрессии, представлены так называемым комплексом

0 00 00



синих глин начала—середины раннего плейстоцена [Стратиграфия..., 1968]. Эти отложения накапливались в бассейне озерного типа при небольшой высоте обрамлявших его поднятий. Начало этапа быстрых восходящих движений и дифференциации рельефа маркируется в разрезе депрессии появлением более грубых осадков (пески, гравелиты, галечники) конца раннего плейстоцена — начала среднего плейстоцена. Результат этих движений устанавливается в настоящее время по разнице высотного положения (в среднем 1,5 км) поверхности досреднечетвертичных комплексов в пределах горст-антиклинальных и грабен-синклинальных зон.

Средняя скорость вертикальных движений за период со среднего плейстоцена составляла от 1 до 2—2,5 мм/год [История..., 1974]. Максимальные значения скоростей характерны для восточных полуостровов Камчатки (до 5 мм/год для восточного побережья Кроноцкого полуострова). На большем своем протяжении грабен-синклиналь Центральной Камчатской депрессии свободна от вулканических образований. Они появляются лишь в северной части депрессии, образуя зону северо-северо-восточного простирания, кулисно подставляющую Восточно-Камчатский вулканический пояс (Ключевская группа вулканов, вулканы Харчинский и Шивелуч).

Кроме продольной зональности, создаваемой элементами "камчатского" простирания, в современной структуре Камчатки отчетливо проявлена и поперечная зональность, определяемая степенью дифференцированности структуры (количеством горст-антиклинальных и грабен-синклинальных зон), интенсивностью и контрастностью вертикальных блоковых движений и распространением вулканических поясов. Перечисленные выше структурные элементы характеризуют Центрально-Камчатский блок, наиболее широкий в плане. Южно-Камчатский блок, структурно непосредственно связанный с Курильской островной системой, более прост. В его пределах протягивается лишь один четвертичный вулканический пояс, располагающийся в грабен-синклинали Южной Камчатки, на продолжении вулканического пояса Большой Курильской гряды. С востока он обрамлен горст-антиклиналью Берегового хребта с выходами дислоцированных доплиоценовых отложений, а с запада — системой горстовых блоков меридионального направления гор Голыгинских и Детинка. Четкие разломные границы (западную и восточную) вулканический пояс Южной Камчатки приобрел лишь со среднего плейстоцена, т.е. с началом нового этапа интенсивных вертикальных движений. В плиоцене прогиб был гораздо шире, что устанавливается по распространению вулканических образований этого возраста.

Граница между Центрально-Камчатским и Южно-Камчатским блоками имеет северо-западное простирание и географически протягивается примерно от Авачинского залива. В современной структуре это широкая полоса общего поднятия поверхности дочетвертичных отложений и разломов (так называемая Начикинская зона поперечных дислокаций). На северо-запад она прослеживается лишь до депрессий рек Плотникова и Быстрая, структурно продолжающих Центральную Камчатскую депрессию. В пределах Начикинской зоны поперечных дислокаций происходит определенное изменение параметров граничащих по ней структурных зон. Резко сужается и изменяет простирание в целом от северо-северо-восточного до меридионального

Рис. 25. Схема современного структурного плана Камчатки. Составлена с использованием данных Э.Н. Эрлиха [1973], В.А. Ермакова, Е.Е. Милановского, А.А. Таракановского [1974], В.Г. Трифонова, И.В. Флоренского [Флоренский, Трифонов, 1985] и книги "История развития..." [1974]

1, 2 — области: 1 — конэррозионного воздымания (а — высокоподнятые, б — относительно опущенные), 2 — аккумуляции рыхлого материала; 3 — конэррозионные (а) и конседиментационные (б) антиклинальные складки поверхности дочетвертичного основания в пределах областей воздымания и опускания; 4 — области накопления средне-позднечетвертичных вулканитов; 5 — центры вулканических извержений: а — щитовые нижнечетвертичные вулканы, б — средне-позднеплейстоценовые кальдеры, в, г — стратовулканы (в — позднеплейстоцен-голоценовые, г — средне-позднеплейстоценовые); 6 — разломы: а, б — с выраженной в рельефе сбросовой компонентой в сотни метров (а) и в первые метры и десятки метров (б), в — с неустановленным характером смещений (выявленные при анализе рельефа), г — со сдвиговой компонентой перемещений; 7 — разломные зоны, плохо проявленные на поверхности (скрытые); 8 — подводные хребты; 9 — оси Камчатского и Алеутского глубоководных жалобов

Центральная Камчатская депрессия, прерывается полоса сплошного распространения вулканических образований Восточно-Камчатского и Южно-Камчатского вулканических поясов, в отличие от более северных районов основные элементы рельефа горст-антиклинали Восточных хребтов приобретают четкое северо-западное направление.

Северная граница Центрально-Камчатского блока обычно изображается в виде зоны разломов северо-западного [Шанцер, 1979; Эрлих, 1973] или субширотного [Святловский, 1967] простирания. В общем же она находится примерно на продолжении Алеутской островной дуги. В современной структуре она проявлена, на наш взгляд, главным образом как северная граница распространения вулканических поясов Камчатки среднеплейстоцен-голоценового возраста и структуры глубоководного желоба. Плиоценовый вулканический пояс Срединного хребта продолжался на север гораздо дальше этой границы – в область Камчатского перешейка. В отличие от средне-позднечетвертичных вулканических поясов главнейшие элементы структуры Центральной Камчатки, морфологически несколько видоизменяясь, заходят в пределы Северо-Камчатского блока: Срединный хребет – как единое сводовое поднятие, не нарушенное в центральной части грабеном вулканического пояса, Центральная Камчатская депрессия – в виде широкого пологого прогиба депрессий рек Еловка, Озерная и пролива Литке (фундамент четвертичных рыхлых отложений Центральной Камчатской депрессии здесь воздымается и на поверхность выходят плиоценовые континентальные отложения), горст-антиклинальная зона Восточных хребтов – в виде поднятий п-ова Озерный и о-ва Карагинский. Однако контрастность рельефа Северного блока, отражающая, очевидно, интенсивность и контрастность вертикальных тектонических движений, не идет ни в какое сравнение с таковой для Центрально-Камчатского блока.

Характерной особенностью нового этапа тектонического развития Камчатки, начавшегося со среднего плейстоцена, является широкое распространение процессов кислого вулканизма [Мелекесцев, 1982]. Наряду с появлением в течение среднего и в начале позднего плейстоцена базальтовых и андезито-базальтовых лавовых стратовулканов (Унана, Жупановские Востряки, Иголки, Узон, Березовый, Толмачева, вулканы основания Гамченского ряда вулканов и др.), продолжающих базальтовый вулканизм конца плиоцена – раннего плейстоцена, в это время происходят массовые выбросы кислого пирокластического материала с образованием игнимбритовых и пемзовых покровов. При этом сформировался ряд характерных для кислого вулканизма вулканотектонических депрессий – кальдер.

В среднем плейстоцене (одновременно со среднеплейстоценовым оледенением) образовались Большесемячинская, Паужетская, Карымско-Малосемячинская, Узонско-Гейзерная кальдеры, в позднем плейстоцене (синхронно позднеплейстоценовому оледенению) – кальдеры Крашенинникова, Малого Семячика, Карымского озера, Ксудаца, Горелого, Опалы, последняя кальдера Узонско-Гейзерной депрессии. В целом стадия кислого вулканизма охватывала промежуток времени вплоть до начала голоцена, когда параллельно с пемзовыми покровами образовались кальдеры в районе Карымского вулкана и Курильского озера, а также кислые экзструзивные купола Узонско-Гейзерной депрессии и Ключевской группы вулканов (Безыманный, Овальная Зими́на). Надо отметить, что по сравнению с вулканическими поясами Восточной и Южной Камчатки стадия кислого вулканизма в Срединном хребте была редуцирована, имела гораздо меньшие масштабы. В вулканической зоне Центральной Камчатской депрессии в это время происходили излияния основных мегаплагиофировых лав (Удинский и Хапиченский доли).

Для времени, охватывающего конец позднего плейстоцена и голоцен, наряду с процессами кислого вулканизма характерно поступление на поверхность новых порций базальтового материала – как в виде трещинных и ареальных излияний, так и с образованием крупных, существенно пирокластических стратовулканов (Клю-

чевская Сопка, Камень, Кроноцкий, Вилючик, вулканы Срединного хребта). Ряду исследователей [Эрлих, 1973; История..., 1974; Мелекесцев, 1982] это дало основание выделить в эволюции четвертичного вулканизма Камчатки два крупных цикла непрерывного изменения во времени состава вулканических образований от основного до кислого. Причем второй цикл, отмечаемый с конца позднего плейстоцена по появлению свежих базальтов, представляется незаконченным.

Важным элементом новейшей структуры Камчатки являются многочисленные разломы, подвижки по которым происходили вплоть до голоценового времени. Главные зоны четвертичных тектонических нарушений расположены в Центрально-Камчатском блоке. Они имеют то же, "камчатское", простирание, протягиваясь главным образом вдоль границ его основных новейших структур (см. рис. 25). Это зона разломов западного ограничения Козыревско-Быстринской системы поднятий, зона западного ограничения поднятия Восточных хребтов (зона разломов передового фаса) и зона нарушений в осевой части Восточно-Камчатского вулканического пояса. Первые две из указанных зон по структурному рисунку, образуемому в плане отдельными нарушениями, по положению в современной структуре Центрально-Камчатского блока и, следовательно, по кинематическим характеристикам, очевидно, схожи, но зона разломов передового фаса, как более мощная и протяженная, играет, видимо, определяющую роль в динамике формирования новейшей структуры Центрально-Камчатского блока. Вне этих зон тектонические нарушения малочисленны и имеют подчиненное значение.

На фоне основной, северо-северо-восточной зональности новейшей структуры Камчатки выделяются по тем или иным признакам и элементы других направлений. Подробно мы охарактеризуем их ниже, а сейчас лишь перечислим.

К элементам северо-западного направления относятся уже упомянутые граничные между блоками Камчатки зоны и многочисленные разрывы внутриблоковых пространств (см. рис. 25).

Из наиболее крупных элементов меридионального простирания можно отметить блок южной части Срединного хребта (Малкинский свод), субмеридиональные подводные хребты, примыкающие к восточным полуостровам Камчатки, погребенное поднятие мелового фундамента под Ключевской группой вулканов. Субмеридиональное простирание имеют также многие элементы рельефа поверхности Камчатки, отражающие, очевидно, особенности внутреннего строения ее основных структурных зон (грабен-синклиналей и горст-антиклиналей).

Пожалуй, наименее отчетливо проявлены в поверхностной структуре элементы широтного направления. Они представлены выделенными впервые О.И. Супруненко и Г.П. Декиным [1968] по гравиметрическим и магнитным данным разломными зонами в северной части Центрально-Камчатского блока. Позднее подобные структуры были установлены и в его южной части, а также в пределах Южной Камчатки [Ермаков и др., 1974; Шанцер, 1979].

Таким образом, на территории Камчатки в ее современной структуре проявлены тем или иным образом все четыре направления (меридиональное, широтное, северо-западное и северо-восточное), выделяемые обычно в любой подвижной области [Шульц, 1979]. В принципе целью и средством любого исследования, направленного на создание тектонических схем развития того или иного региона, является изучение природы элементов всех направлений (времени их активного развития, глубины заложения, соподчиненности и т.д.).

### 2.1.2. ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

Перед описанием отдельных районов Центральной Камчатки обратим внимание на самые общие черты морфологии, кинематики и положения в структуре зоны разломов передового фаса, явившейся одним из главных объектов изучения.

Схема размещения нарушений зоны разломов передового фаса представлена на

рис. 26 (см. вкл.). Она аналогична ранее опубликованным схемам [Леглер, Парфенов, 1979], поэтому главный вопрос заключается в определении кинематических и морфологических характеристик отдельных нарушений и зоны в целом.

Все нарушения зоны разломов передового фаса, выявленные при дешифрировании аэрофотоизображений, прекрасно выражены в рельефе — в виде уступов различной амплитуды, борозд и т.п., часто дискордантных врезам современной эрозионной сети, что говорит прежде всего о молодости подвижек по ним. Общая длина зоны достигает 500 км. Из них на протяжении примерно 400 км она совпадает с границей Центральной Камчатской депрессии и Восточных хребтов, выраженной в рельефе уступом (со средней высотой около 1,5 км), свидетельствующим о значительной роли вертикальных перемещений. Западнее и восточнее этого уступа, в Центральной Камчатской депрессии и в Восточных хребтах, на поверхности часто прослеживаются параллельные ему нарушения. Таким образом, лишь некоторые разломы зоны выступают как непосредственная граница основных структурных элементов Центральной Камчатки. При общей северо-северо-восточной (на севере) и северо-восточной (в средней части) ориентировке зоны разломов простираение отдельных нарушений меняется от субмеридионального до восток-северо-восточного. Вследствие этого уступ между Центральной Камчатской депрессией и Восточными хребтами в плане образует ступенчатую линию. В то же время на схеме зоны разломов видно, что в ее северном окончании нарушение передового фаса хребта Кумроч и параллельные ему нарушения плавно изгибаются, меняя направление от северо-северо-восточного до северо-восточного. В этом же районе наблюдается заслуживающее внимания явление пространственного разобщения (примерно от широты вулкана Шивелуч) зоны разломов и упомянутого уступа, что дает основание предполагать определенную независимость их появления и активного развития в позднечетвертичное время.

Если сбросовые перемещения по разломам зоны передового фаса достаточно очевидны, то вопрос о горизонтальных перемещениях является в большой мере дискуссионным. Некоторые исследователи [Эрлих и др., 1972; Эрлих, 1973] предполагали их наличие, исходя из факта кулисного взаиморасположения элементов новейшей структуры внутренних пространств горст-антиклинальных зон (например, для Восточных хребтов — сигмоидальных в плане блоков хребтов Ганальский, Валагинский, Тумрок, Кумроч). По их мнению, направление сдвиговых смещений по зоне разломов передового фаса и по отдельным разломам северо-восточного ( $60^\circ$ ) простираения правое. Возникают же они при движении единого блока Восточной Камчатки по закону левого сдвига вдоль выхода на поверхность фокальной зоны землетрясений в условиях преобладающего субмеридионального сжатия (установленного В.Н. Аверьяновой [1968] по очагам мелкофокусных землетрясений).

Прямо противоположный вывод о направлении горизонтальных перемещений по той же зоне разломов был сделан В.А. Леглером [1976]. Доказательство этому (что, впрочем, было и отправной точкой его рассуждений) он видел в косом по отношению к зоне разломов расположении узких четвертичных грабенов, рассекающих горст-антиклинальную зону Восточных хребтов (между сигмоидальными блоками отдельных составляющих ее хребтов) и выраженных в рельефе депрессиями рек Кавыча, Правая Шапина, верховьев р. Большая Хапица. Существование и активное развитие левого сдвига вдоль Камчатки В.А. Леглер связывал с деформацией корового блока Восточной Камчатки при поддвиге под нее океанической плиты. Интересно, что грабеновую природу депрессий рек Кавыча, Правая Шапина и Большая Хапица постулировал и Э.Н. Эрлих [1973].

Представляется, что противоречия в трактовке природы и кинематических особенностей зоны разломов передового фаса могут быть разрешены на основе специального детального изучения составляющих ее разрывов.

*Район хребта Кумроч и п-ова Камчатский.* Молодые тектонические нарушения района сгруппированы в две ветви (рис. 27). Западная ветвь продолжает к северу систему разломов западного ограничения хребта Тумрок и Хапичинского дола. Она

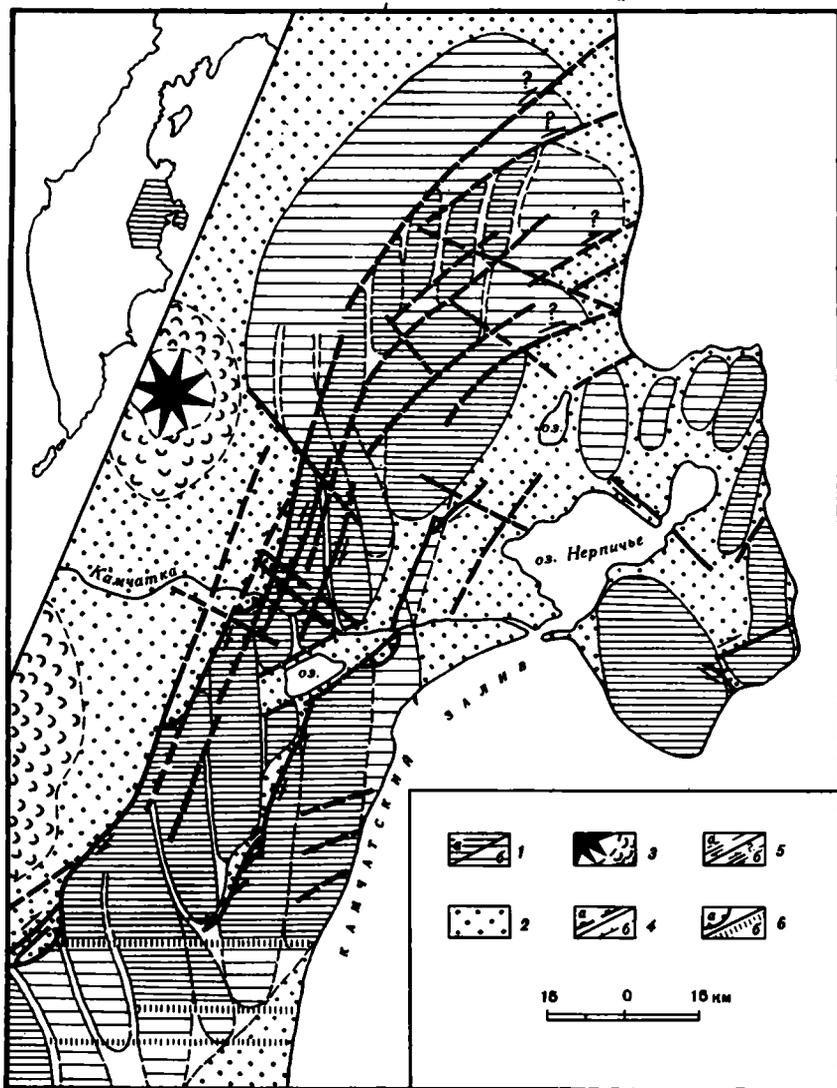


Рис. 27. Схема современного структурного плана хребта Кумроч и п-ова Камчатский

1 — конэрозионные антиклинальные (а) и синклиналиные (б) складки поверхности дочетвертичного основания в областях воздымания; 2 — области аккумуляции рыхлых позднечетвертичных осадков; 3 — конусы позднечетвертичных вулканов и отложения их подножий; 4–6 — разломы и разломные зоны: 4 — с выраженной в рельефе сбросовой компонентой в сотни метров (а) и в первые метры и десятки метров (б), 5 — с установленной (а) и предполагаемой (б) сдвиговой компонентой, 6 — полукольцевые сбросы ограничений относительно опущенных блоков периферических частей поднятий (а), неясно выраженные на поверхности (глубинные) разломы (б)

На врезке — район исследований

образована несколькими параллельными нарушениями и на большем своем протяжении совпадает пространственно с границей Центральной Камчатской депрессии и хребта Кумроч. Севернее вулкана Шивелуч система разрывов западной ветви изменяет свое простираие с северо-северо-восточного на северо-восточное, пересекает хребет и выходит к побережью залива Озерный, где в рельефе проявляется уступами с опущенными юго-восточными крыльями. Восточная ветвь молодых нарушений трассируется по восточным, крутым бортам рек Пятая, Таловка, Бушуйка, Радуга и Асхава, т.е. разделяет хребет Кумроч на две части — западную (более высокую) и восточную

(Прибрежный хребет). Она также на большем протяжении имеет северо-северо-восточное простирание и создает уступ в рельефе, морфологически сходный с уступом передового фаса хребта Кумроч. Лишь в районе оз. Ажабачье и на северном окончании она включает разрывы северо-восточного и восток-северо-восточного простирания. Ряд параллельных этой ветви разломов обнаружен при дешифрировании аэрофотоснимков вдоль западного побережья оз. Нерпичье. К системе молодых разрывов восточной ветви мы относим и субширотный (восток-северо-восточный) разлом, прослеживающийся в юго-восточной части п-ова Камчатский от верховьев реки Первая Перевальная до восточного побережья полуострова, а также разрывы, по которым заложены долины рек Пятая, Четвертая и Третья на восточном склоне Прибрежного хребта.

Кроме нарушений северо-восточного направления, в пределах п-ова Камчатский существуют, имея подчиненное значение, и нарушения северо-западного и запад-северо-западного простирания — вдоль северного края оз. Нерпичье и в низовьях долин рек Первая Перевальная и Пикеж.

Для оценки кинематических особенностей западной и восточной ветвей тектонических нарушений, которые по своему рисунку в плане практически идентичны, как, очевидно, идентичны и по характеру подвижек, немаловажным представляется то, что лишь на своих отрезках с северо-северо-восточным простиранием они являются границами основных орографических элементов района — Центральной Камчатской депрессии и хребта Кумроч, его западной и восточной частей.

Западная и восточная части хребта Кумроч с выходами комплексов пород от верхнего мела до неогена [Шапиро, 1976] как новейшие структуры заложены уже в плиоцене [История..., 1974]. В современной структуре они имеют в поперечном сечении вид асимметричных блоков с пологими восточными и крутыми западными бортами. Несомненно, что крутые уступы западных бортов этих блоков по своей природе являются сбросовыми. Плоскость разлома передового фаса хребта Кумроч падает на запад-северо-запад под углом около  $70^\circ$  [Святловский, 1967]. В рельефе, в перепаде высот между вершинной поверхностью хребта Кумроч и поверхностью Центральной Камчатской депрессии, запечатлено сбросовое смещение с амплитудой около 1,5 км. Полная амплитуда сброса доплиоценовых комплексов пород с учетом мощности рыхлых отложений Хапиченской впадины [Утнасин, Балеста, 1972], достигает 3–5 км. По молодым разрывам границы между хребтом и депрессией в районе р. Березнячишковая поверхность морены второй фазы позднеплейстоценового оледенения смещена примерно на 30 м [Святловский, 1967]. Существование горизонтальных растягивающих напряжений у подножия хребта в послеледниковое (голоценовое) время устанавливается по узким приразломным грабенам. Средняя скорость вертикального воздымания западной части хребта Кумроч в средне-позднечетвертичное время составляла около 2–2,3 мм/год [История..., 1974].

По разлому, разделяющему западный и восточный блоки хребта Кумроч (рис. 28), подошва вулканогенно-осадочных образований тумрокского комплекса позднего плиоцена смещена примерно на 500 м [Кожурин, 1985]. По этому же разлому смещена в верховьях долины р. Пятая поверхность озерной террасы конца позднего плейстоцена: амплитуда смещения от 3 до 6–6,5 м. Однако в поверхности I надпойменной террасы раннеголоценового возраста (абсолютный возраст  $10300 \pm 150$  лет (ГИН-3031)) разрыв практически не прослеживается, т.е. в южной части восточной ветви активный этап развития разрывов закончился к раннему голоцену. С учетом этого скорость вертикальных движений за позднечетвертичное (послеледниковое) время для данного конкретного нарушения можно оценить величиной около 1 мм/год. Большая скорость вертикальных смещений устанавливается для других разрывов восточной ветви нарушений. Так, ниже по течению р. Пятая, от места ее слияния с р. Юртишкина, поверхность той же озерной террасы смещена по субмеридиональным разломам на 10 м и более (до 14,5 м). Соответственно скорость смещений по этим разрывам увеличивается до 1,7–2,4 мм/год.

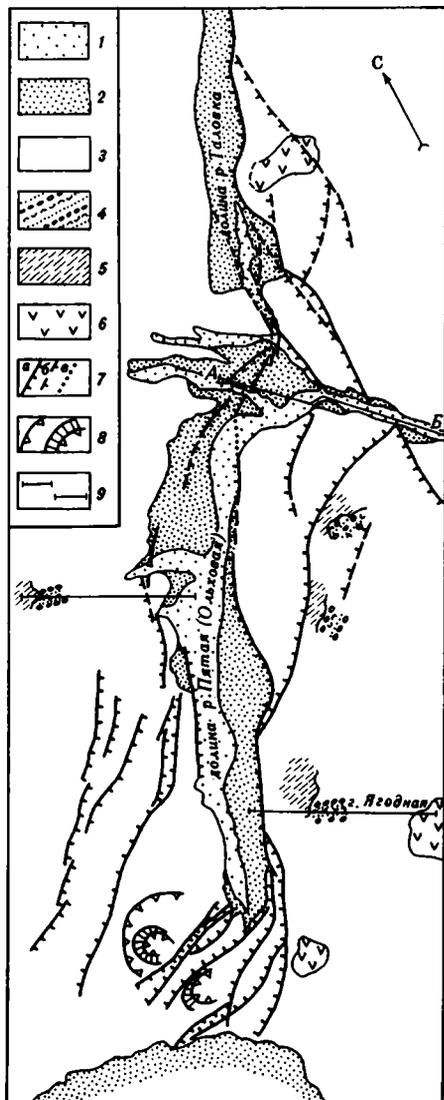
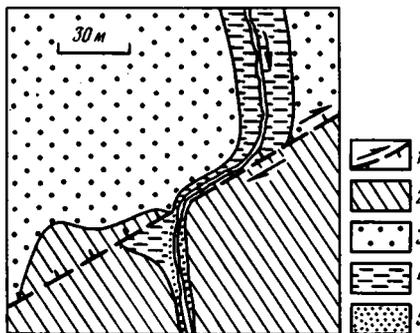


Рис. 28. Схема молодых тектонических нарушений южной части восточной ветви разломов хребта Кумроч

1 — голоценовые аллювиальные отложения (пойма и I надпойменная терраса); 2 — позднеплейстоценовые озерные отложения; 3 — дочетвертичные образования нерасчлененные; 4 — вулканогенно-осадочные образования тумрокского комплекса; 5 — верхнемеловая флишоидная толща; 6 — четвертичные вулканические купола; 7 — разломы: а, б — сбросы (а — достоверные, б — предполагаемые), в — предполагаемые под голоценовыми рыхлыми отложениями; 8 — реконструированные части позднеплиоценовых вулканических аппаратов; 9 — линии профилей. Профиль А—Б см. на рис. 32

Рис. 29. Молодое смещение по северо-восточному разрыву

1 — линия молодого разрыва и направления вертикального и горизонтального перемещений; 2, 3 — поверхность позднеплейстоценовой морской террасы: приподнятые (2) и опущенные (3) участки; 4 — долина водотока; 5 — русловые отложения



Можно заключить, что на участках западной и восточной ветвей разрывов описываемого района, имеющих общее северо-северо-восточное простирание, начиная с позднего плиоцена и вплоть до голоцена (западная ветвь) большую роль играли сбросовые перемещения значительной амплитуды, обусловленные, очевидно, горизонтальными растягивающими напряжениями на границе Центральной Камчатской депрессии и хребта Кумроч, а также на границе между его восточным и западным блоками. Для оценки применимости этого вывода к западной и восточной ветвям тектонических нарушений в целом рассмотрим некоторые молодые разрывы их северных окончаний, а также разрывы п-ова Камчатский.

Достаточно определенную информацию в этом отношении дает изучение разрыва северо-восточного ( $45-60^\circ$ ) простирания, прослеживающегося в виде уступов на поверхности позднеплейстоценовой морской террасы восточного подножия хребта Кумроч, которые пересекают реки Путаная, Ковровая и Тундровая в их средних

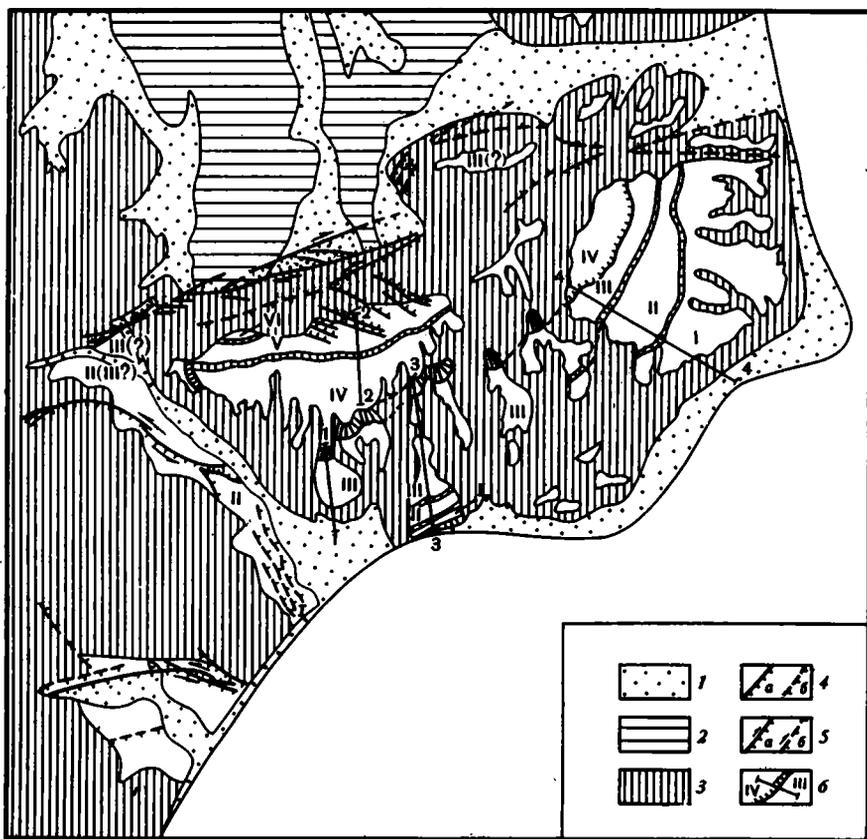


Рис. 30. Молодые тектонические нарушения юго-восточной части п-ова Камчатский

1 — голоценовые рыхлые образования, слагающие речные и низкие морские террасы; 2 — осадочные образования ольховской свиты ( $N_2^1 - Q_1^1$  ?); 3 — поднятия с выходами дислоцированных доплиоценовых комплексов; 4, 5 — разломы: 4 — сбросы достоверные (а) и предполагаемые (б), 5 — сбросо-сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б); 6 — останцы поверхностей высочайших морских террас и уступы между разновозрастными террасами

течениях. Уступы вдоль отдельных отрезков нарушений образуют правоклиповый ряд, т.е. каждый более северный отрезок смещен относительно предыдущего к западу.

При изучении взаимоотношений разрыва с элементами эрозионной сети, заложенной на поверхности морской террасы, обнаруживается, что, кроме вертикальной составляющей движений (во всех случаях опущено северо-западное крыло), выраженной уступом, значительную роль играли правосдвиговые смещения. Типичный пример сдвиговых деформаций элементов эрозионной сети представлен на рис. 29. Максимальная амплитуда вертикальных движений (10–15 м, судя по высоте уступов в междуречных пространствах) меньше амплитуды сдвиговых (около 140 м) примерно в 10 раз. Меньшим амплитудам правого сдвига (25, 30, 50–60 и 70 м), устанавливаемым для более мелких, т.е. более молодых, водотоков и элементов рельефа их долин, соответствуют и меньшие вертикальные смещения. Таким образом, описанное нарушение представляет собой практически чистый правый молодой (позднечетвертичный) сдвиг. Интересно, что оси многочисленных озер удлиненной формы в западном, опущенном крыле разлома располагаются косо по отношению к его линии. Очевидно, озера заполняют депрессии, возникшие как структуры растяжения в зоне правого сдвига.

При оценке скорости сдвиговых смещений следует учитывать, что водотоки, в долинах которых была зафиксирована максимальная амплитуда смещения, заложены

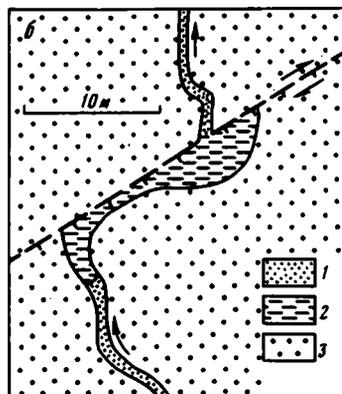
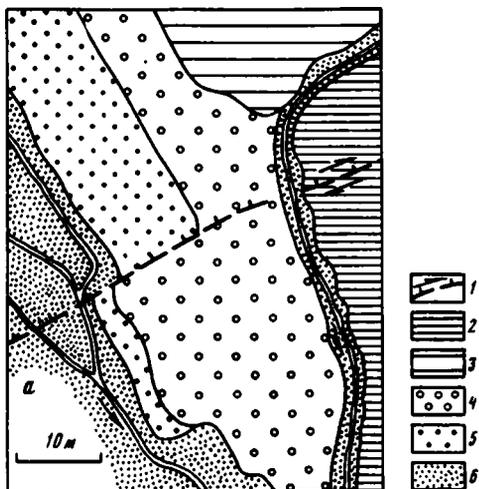
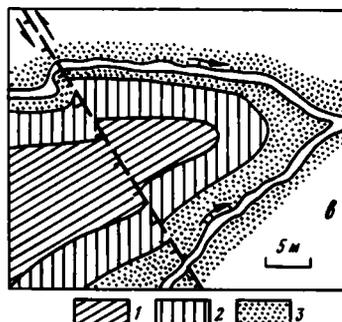


Рис. 31. Примеры молодых смещений по разрывам юго-восточной части п-ова Камчатский

*a* — в месте пересечения разрывом верховьев левого притока р. Первая Перевальная: 1 — линия разрыва и направления перемещений (на *a*—*б*); 2 — коренной борт; 3 — поверхность позднеплейстоценовой морской террасы; 4, 5 — надпойменные террасы: 4 — II, 5 — I; 6 — пойма.

*б* — смещение русла мелкого водотока (северное подножие субширотного отрезка хребта Камчатский Мыс примерно в 2 км запад-юго-западнее р. Вторая Перевальная): 1 — русловые отложения; 2 — тонкие отложения, накопившиеся перед разломным уступом высотой около 1,5 м; 3 — ровная аккумулятивная поверхность подножия хребта

*в* — смещение небольшого водораздела в русле правого притока р. Первая Перевальная: 1 — гребневидная часть водораздела; 2 — более пологие склоны водораздела; 3 — современные русловые отложения



на поверхности позднеплейстоценовой морской террасы и имеют лишь одну надпойменную террасу высотой в первые метры (8 м для р. Быстрая в месте пересечения ее с разрывом). Поэтому вполне возможно, что возраст максимального смещения голоценовый. При таком допущении скорость правого сдвига в среднем за голоцен (10 тыс. лет) могла достигать 1,4 см/год.

Рассматривая в целом восточную ветвь молодых нарушений, можно заметить, что ее структурный рисунок типичен для зоны правого сдвига. Имеется в виду эшелонированное расположение составляющих ее разрывов, существование широкой депрессии оз. Ажабачье (очевидно, со структурой грабена, косо по отношению к зоне разрывов простираения), развитие системы узких оперяющих грабенов на южном замыкании зоны разрывов в районе верховьев р. Пятая (см. рис. 27).

Подтверждением правосдвиговой природы северо-восточных нарушений являются результаты изучения молодых разрывов юго-восточной части п-ова Камчатский. Основным здесь является восток-северо-восточный (70–80°) разлом, следящийся от верховьев р. Первая Перевальная до восточного побережья полуострова. Примерно на половине своей протяженности он совпадает с резкой границей между субширотным отрезком хребта Камчатский Мыс и депрессией, занятой верховьями рек Первая и Вторая Ольховая и Вторая Перевальная. Далее к востоку разлом пересекает северный склон массива горы Африка. Система разрывов, образующих зону разлома, показана на рис. 30. Примеры смещений, представленные на рис. 31, *a*, *б*, относятся к западной половине зоны разлома. Плоскости разрывов, судя по их взаимоотношениям

**Таблица 4**  
**Амплитуды (А) вертикальных и горизонтальных перемещений**  
**по зоне разрывов в юго-восточной части п-ова Камчатский**

Азимут простира- ния, град	Опущено крыло	Асдвига	Аверт	Асдвига		Азимут простира- ния, град	Опущено крыло	Асдвига	Аверт	Асдвига	
				Аверт	Аверт					Аверт	Аверт
80	Южное	40-50	2,2	20-25		80	Северное	100	4,5	20	
80	"	30	1,5	20		70	"	60	4	15	
75-80	"	20	1,0	20		70	"	22	1,1	20	
60	"	10-12	1,5	7-8		70	"	12-13	?	?	
65	"	100-125	5	20-25		70	"	11-12	1,5	7-8	

с рельефом северного склона хребта, падают как под хребет, к югу, так и от него, образуя, таким образом, структуры типа маломощных грабенов.

Как показало детальное изучение отдельных разрывов, по ним происходили и происходят и вертикальные (сбросовые), и горизонтальные (правосдвиговые) смещения. Об их соотношении можно судить по замерам амплитуд смещений, приведенных в табл. 4.

Кроме указанных амплитуд правого сдвига, наиболее часто повторяющихся, были сделаны единичные замеры амплитуд порядка 200-210 и 300 м. Представляет интерес тот факт, что амплитудам сдвига в 30 м и более соответствует в среднем одинаковое, около 5 м, вертикальное смещение, т.е. характеризуемые ими нарушения представляют собой, очевидно, чистые правые сдвиги.

Степень выраженности описываемых разрывов в рельефе, порядок и мощность смещаемых ими водотоков, размеры минимальных амплитуд (одно значение равно 0,2-0,3 м) однозначно свидетельствуют о том, что эти разрывы активно развиваются вплоть до настоящего времени. По этим параметрам они идентичны кулискому ряду нарушений на восточном склоне хребта Кумроч. Видимо, сходными являются и скорости перемещений. Были произведены прямые подсчеты для крайнего западного окончания системы разрывов, где они пересекают верховья левого притока р. Первая Перевальная (см. рис. 30, 31а). Амплитуды сдвига тылового уступа и сброса поверхности надпойменной террасы высотой 2,7 м равны соответственно 22 и 1,1 м. Эта терраса была прослежена до побережья полуострова, где из средней части ее разреза был отобран образец, радиоуглеродный анализ которого дал возраст 6 тыс. ± 50 лет (ГИН-3223). Отсюда ясно, что минимальная скорость сдвига на окончании зоны разрывов, в месте, где она затухает, равна примерно 4 мм/год.

Что касается западной ветви разрывов, то сдвиговые смещения по ней были зафиксированы нами лишь в районе крайней южной части хребта Кумроч, там, где зона разрывов приобретает меридиональное направление (к западу и юго-западу от вулкана Шиш). Амплитуда сбросовых перемещений здесь резко уменьшается по сравнению с отрезком зоны северо-северо-восточного простираения. О наличии правосдвиговой компоненты перемещений свидетельствует кулисообразное расположение маломощных грабенов, трансирующих линию разлома на этом участке, а также смещения мелких ручьев-промоин с амплитудой сдвига до 6 м, а сброса до 3 м. Как было отмечено выше, западная ветвь нарушений по своей морфологии в плане практически повторяет восточную. Это дает основание предполагать горизонтальные подвижки по ней на всем ее протяжении.

Изучение разрывов северо-западного (запад-северо-западного) простираения в долинах рек Первая Перевальная и Пикеж (см. рис. 30) показало, что по характеру смещений элементов долин водотоков (уступы террас, водоразделы) они относятся к левым сбросо-сдвигам (см. рис. 31, в). Наблюдаемые амплитуды вертикальных и лево-

сдвиговых движений равны соответственно 1 и 2 м, 7,5 и 15 м, 10–12 и 10 м (т.е. их соотношение колеблется от 1 : 1 до 1 : 2).

На существование к северу от оз. Нерпичье нарушения северо-западного простирания указывалось ранее [Марков и др., 1969], причем предполагались и молодые левосторонние подвижки по нему. Нами оно непосредственно не изучалось, но анализ его взаимоотношений с элементами рельефа по аэрофотоизображениям подтверждает наличие подвижек.

В итоге, основываясь на данных изучения тектонических нарушений хребта Кумроч и п-ова Камчатский, можно сделать вывод, что западная и восточная ветви разломов в позднечетвертичное время развивались преимущественно как правые сдвиги. Значительные вертикальные движения отмечаются по их отрезкам, совпадающим с границами основных новейших структурных элементов района. Активное развитие в позднечетвертичное (включая голоценовое) время и левых северо-западных сбросо-сдвигов, очевидно сопряженных с правыми северо-восточными и восток-северо-восточными сдвигами, заставляет предполагать, что в указанном интервале времени существовала обстановка субширотного горизонтального сжатия. Для проверки второго вывода рассмотрим некоторые особенности рельефа описываемого района.

Рельеф п-ова Камчатский характеризуется наличием отдельных изолированных поднятий с выходами мел-палеогеновых образований [Марков и др., 1969], раздельных депрессиями, выполненными рыхлыми отложениями плиоцен-четвертичного возраста [Петров, 1982]. Отличительной чертой поднятий является развитие на их склонах лестницы морских террас [История ..., 1974], наиболее высокие из которых имеют среднечетвертичный возраст.

Для участков южного и восточного склонов субширотного отрезка хребта Камчатский Мыс были построены с использованием инструментальной обработки аэрофотоизображений гипсометрические профили [Кожурин, 1985, рис. 6]. На них заметно увеличение угла наклона поверхностей морских террас от молодых к более древним. На наш взгляд, это может интерпретироваться как результат антиклинального изгиба поверхности растущего хребта при наложении на этот процесс абразионной деятельности моря. Ось антиклинальной структуры, судя по простиранию поднятия гор Командия и Африка, имеет субмеридиональное направление. В этом направлении протягивается и зона, объединяющая все поднятия полуострова. На юг она продолжается в виде подводного хребта. С учетом приведенных данных можно прийти к выводу, что в целом эта зона представляет собой антиклинорную структуру более низкого порядка. Сопряженной отрицательной структурой этого ранга может быть выделенный С.И. Федоренко [1965] "Усть-Камчатский новейший прогиб". Его западный борт, по С.И. Федоренко, устанавливается по деформациям поверхностей морских террас на восточном склоне Прибрежного хребта, тыловые швы которых, кстати, также имеют меридиональное простирание. Этот прогиб (складка основания) начал формироваться со времени накопления нижних горизонтов ольховской свиты, т.е. с позднего плиоцена [Петров, 1982]. На восточном борту прогиба те же отложения, обнажающиеся в склонах долин рек Мутная и Лахтак, деформированы и залегают в настоящее время с падением на запад под углом до  $25^\circ$  (в направлении к оси прогиба).

При общем северо-северо-восточном простирании обоих блоков хребта Кумроч для их рельефа характерна главным образом субмеридиональная (северо-северо-западная) зональность строения (см рис. 27).

В Прибрежном хребте зона максимальных поднятий северо-северо-западного простирания протягивается от р. Пятая до юго-восточного края оз. Ажабачье. На рис. 32 представлен график относительных высот поверхности позднеплейстоценовой озерной террасы долины р. Пятая на отрезке ее пересечения с Прибрежным хребтом; отражены не только уступы, связанные со сбросами восточной ветви молодых нарушений, но и пологие деформации изгиба ее поверхности. Максимальные относительные высоты

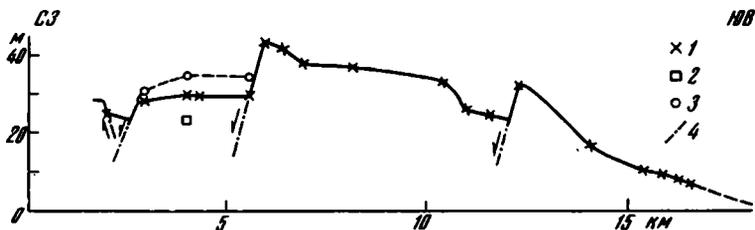


Рис. 32. Высоты поверхности озерной террасы верховьев р. Пятая по линии профиля (см. рис. 28) относительно уреза реки

1 — главный уровень террасы; 2 — нижний ее подуровень; 3 — верхний ее подуровень; 4 — сбросы

этой террасы пространственно совпадают с зоной максимальных поднятий хребта субмеридионального направления. Очевидно, деформации поверхности террасы повторяют деформацию поверхности хребта. В этом случае можно говорить о существовании антиклинальной складки основания (поверхности доплиоценовых комплексов), располагающейся под острым углом к восточной ветви нарушений.

Субмеридиональная ориентировка структурных элементов, выраженных в поверхности западного, наиболее приподнятого блока хребта Кумроч, подчеркивается направлениями рек в его приводораздельных пространствах, таких, как Тополовая, Аласная, Петуховая и др. Перед выходом из хребта, в узкой зоне шириной до 5 км, эти реки изменяют свое направление на северо-западное. Изменяется и морфология их долин — в поперечном сечении они выглядят в этой зоне как V-образные врезы с крутыми бортами. Восточная граница зоны параллельна границе хребта с Центральной Камчатской депрессией. Она имеет, очевидно, разломную природу, поскольку севернее, почти до р. Камчатка, по ней заложена прямолинейная западная граница хребта (напротив оз. Ажабачье). Сходная ситуация наблюдается и севернее: разлом передового фаса хребта Кумроч после очередного смещения его границы к востоку (севернее р. Камчатка) трассируется в рельефе к югу от реки уже в пределах хребта. Очевидно, что граница между хребтом и депрессией, смещаясь к востоку, использует параллельные северо-северо-восточные разрывы западной ветви нарушений.

Выделенная зона, судя по изменению морфологии речных долин, воздымается в настоящее время в виде единого блока с максимальными для хребта Кумроч скоростями. Одно из возможных объяснений ее появления, на наш взгляд, заключается в том, что по своей природе она является зоной присдвиговых дислокаций, в которой деформированы (перезаты) субмеридиональные структуры поверхности хребта.

Очевидно, что наше предположение о существовании субмеридиональных структур сжатия (складок основания поверхности доплиоценовых комплексов) не противоречит выводам, полученным при изучении молодых нарушений района. В совокупности они образуют единую динамическую систему, развивавшуюся, по крайней мере в позднечетвертичное время, в условиях субширотного горизонтального сжатия.

Нетрудно заметить, что сбросовые движения значительной амплитуды по разрывам северо-северо-восточного простирания не вписываются в полученную схему динамики формирования позднечетвертичной структуры района. Этот факт заставляет искать какую-то другую причину появления сбросовой компоненты перемещений по разрывам. Возможно, она связана с активными процессами опускания блока Центральной Камчатской депрессии, восточная граница которой формируется в процессе обрушения краевых частей горст-антиклинали хребта Кумроч. Подтверждением этому является наблюдаемое совпадение восточной границы депрессии то с одним, то с другим из ряда параллельных разрывов западной ветви нарушений, вследствие чего эта граница имеет в плане вид ломаной линии. На широте вулкана Шивелуч она вообще приобретает северо-западное простирание, пространственно разобщаясь с системой разломов западной

ветви. Иначе говоря, можно предполагать, что сбросовая и сдвиговая компоненты перемещений по разломам имеют независимые источники.

Таким образом, в позднечетвертичной структуре описываемого района выделяются структурные элементы существенно различной природы. Одни из них — система субмеридиональных складок основания, северо-восточные правые и сопряженные с ними северо-западные левые сдвиги — в целом образуют парагенез структур горизонтального субширотного сжатия, определяющего появление и правосдвиговой компоненты перемещений по западной и восточной ветвям нарушений. Другие — система сбросов большой амплитуды северо-северо-восточного простирания — развиваются в результате процессов растяжения на границе хребта и Центральной Камчатской депрессии и опускания последней. Сочетание этих двух структурных планов, сосуществующих в позднечетвертичное время, определяет стиль и особенности позднечетвертичной структуры района.

*Район хребта Тумрок (бассейны рек Левая Шапина и Сторож).* В современной структуре Центральной Камчатки горст-антиклиналь хребта Тумрок является одним из элементов единой системы поднятий Восточных хребтов. Однако в геологическом отношении район хребта Тумрок значительно отличается от районов к северу и югу от него. Наибольшим распространением в его пределах пользуются образования плиоцен-позднечетвертичного возраста.

Плиоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения шапинской и тумрокской свит заполняют так называемый Тумрокско-Никольский прогиб северо-западного простирания [Шанцер, 1979; Шанцер, Краевая, 1980]. За его пределами на поверхность выходят комплексы пород мелового возраста. Как было показано авторами упомянутых работ, к северо-западу прогиб протягивается вплоть до Срединного хребта. На плиоценовых толщах залегают нижнечетвертичные платобазальты (комплекс "лав плато"). Они распространены как на территории хребта Тумрок, так и к западу от него, слагая поверхность Асхачного увала, где их кровля полого погружается на запад, в сторону Центральной Камчатской депрессии. Таким образом, достаточно уверенно устанавливается, что горст-антиклиналь хребта Тумрок образовалась в послераннечетвертичное время.

Более молодые вулканогенные образования представлены крупными базальт-андезито-базальтовыми стратовулканами средне-позднеплейстоценового возраста. В западной части хребта Тумрок они образуют меридиональный ряд (вулканы Конради, Сокол, Иульт). Восточнее они служат основанием позднеплейстоцен-голоценовых вулканов Гамченского ряда, представляющего собой северное окончание Восточно-Камчатского вулканического пояса.

По границе одностороннего горста хребта Тумрок, к западу от него, проходит крупная зона разломов, которая севернее сочленяется с молодыми разломами Хапичинского дола и с разломами западной границы хребта Кумроч (зона разломов передового фаса). Общая амплитуда вертикальных движений за средне-позднечетвертичное время, определяемая по разнице высотного положения поверхности лавового плато на Асхачном увале и хребте Тумрок, составляет 400—500 м. Перепад высот между срединными частями Центральной Камчатской депрессии и поверхностью лавового плато хребта Тумрок больше — около 1 км.

Область развития позднечетвертичных разломов района не ограничивается лишь зоной сочленения хребта и Центральной Камчатской депрессии. Они широко развиты также и в центральных частях хребта — в бассейне верховьев р. Сторож, где подавляющая часть позднечетвертичных разломов имеет восток-северо-восточное простирание.

Изучение двух разрывов между ручьями Ковалева и Глубоким вдоль левого берега р. Сторож выше оз. Долгое показало, что они активно развивались лишь примерно до начала голоцена (разрывы плохо прослеживаются в поверхности моренных отложений второй стадии позднеплейстоценового оледенения и не проявлены в современных конусах выноса левых притоков р. Сторож). Анализ взаимоотношений разрывов

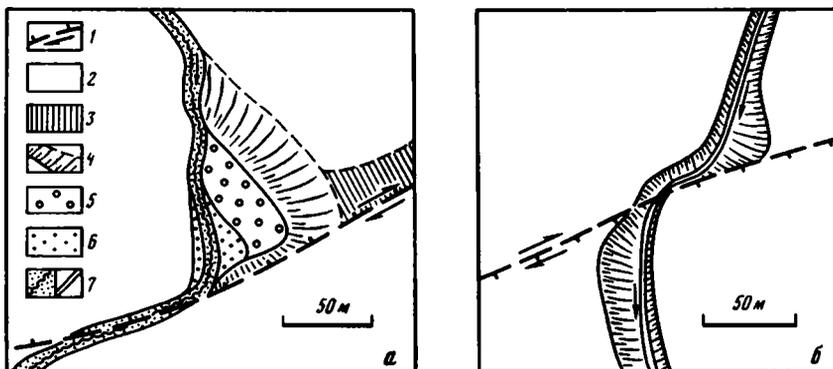


Рис. 33. Два примера смещений по северо-восточным разрывам между ручьями Ковалева (а) и Глубоким (б)

1 — линии разрывов и направления перемещений их крыльев; 2 — коренные борты долин водотоков; 3 — приразломная депрессия; 4 — эрозионные склоны долин водотоков; 5–7 — элементы строения долин водотоков: более древняя (5) и более молодая (6) террасы и современное русло (7)

с элементами эрозионной сети свидетельствует о преимущественно правосдвиговых движениях по их плоскостям (рис. 33): амплитуды правого сдвига составляют 70–80 м, а амплитуды соответствующих вертикальных смещений — около 15 м.

К выводу о правосторонних подвижках по разрывам восток-северо-восточного простирания приводят и результаты их изучения на поверхности плато урочища Оленья Тундра. В молодых врезках склона плато (правый борт р. Восточная) эти разрывы не прослеживаются, что свидетельствует об отсутствии подвижек в голоценовое время. На поверхности плато по ним фиксируются правые смещения бортов широких неглубоких промоин. Амплитуды смещений по всем изученным разрывам примерно одинаковы и разделяются на две группы — 10–15 и 20–25 м. Амплитуды вертикального смещения поверхности плато также одинаковые для всех разрывов — около 10–15 м (в одних случаях опущено северо-западное крыло, в других — северо-восточное). Уступы, характеризующие смещения такой амплитуды, очень пологие. Однако на их фоне часто заметны более четкие уступы высотой от 2 до 5 м, которые, вероятно, можно соотнести по возрасту с проявленными в рельефе сдвиговыми смещениями. Таким образом, восток-северо-восточные разломы плато урочища Оленья Тундра относятся к правым сбросо-сдвигам. Точно определить время и возраст подвижек не представляется возможным, но, вероятнее всего, последний этап активности разрывов приходится на поздний плейстоцен. В отличие от восток-северо-восточных разрывов левого борта р. Сторож они не были активными в голоцене.

Данные о кинематике небольших восток-северо-восточных нарушений, очевидно, могут быть использованы для определения характера движений по более крупным новейшим разломам того же простирания. Один из них — разлом, по которому заложены отрезок долины р. Сторож ниже района оз. Долгое. Разрывы вдоль левого борта р. Сторож, между ручьями Ковалева и Глубокий, продолжают зону этого разлома, который поэтому также может быть отнесен к правым сдвигам. Одноранговыми ему являются северо-западные разломы, образующие широкую зону, протягивающуюся на юго-восток примерно от юго-западного подножия хребта Никольский. Их активность в позднечетвертичное время уже отмечалась ранее [История..., 1974]. На склоне хребта Никольский один из разломов выражен уступом, определяющим направление руч. Неизвестный. Далее на юго-восток они следятся по низовьям руч. Ипуин, верховьям р. Северная, руч. Трухинка (правый приток р. Богачевка) и по р. Кроноцкая.

О динамике северо-западных разрывов можно судить по данным В.А. Леглера [Леглер, Парфенов, 1979], который исследовал нарушения северо-западного и суб-

широтного простираения в северо-восточной части п-ова Кроноцкий. Они прослеживаются здесь по уступам в поверхности позднеплейстоценовой морской террасы, сформировавшейся около 100 000 лет назад. Описаны факты левостороннего смещения долин и водоразделов ручьев до 200 м. Суммарная амплитуда левосдвигового смещения по серии разрывов за поздний плейстоцен и голоцен оценивается В.А. Леглером величиной около 1 км., а средняя скорость левого сдвига — около 1 см/год.

В.А. Леглер предполагал, что подвижки по серии этих разрывов отражают динамику развития крупной широтной зоны, установленной ранее О.И. Супруненко. Однако на карте хорошо видно, что главный разлом (разлом "северного фаса") имеет то же простираение, что и, например, разрывы между р. Богачевка и вулканом Кизимен.

Таким образом, в обширном районе, включающем п-ов Кроноцкий и хребет Тумрок, развита система сопряженных северо-восточных правых и северо-западных левых сдвигов, активных, видимо, со среднего плейстоцена (т.е. со времени активизации тектонических движений в пределах всей Центральной Камчатки) вплоть до конца позднего плейстоцена, а на отдельных их отрезках и в начале голоцена. Очевидно, что существование этой системы нарушений свидетельствует об условиях практически широтного горизонтального сжатия, действие которого синхронно периоду активной жизни разрывов.

Исходя из предположения о широтном сжатии, можно объяснить особенности рельефа описываемого района. Отчетливо вырисовывается система выпуклых к западу линейных орографических элементов, заключенных между разнонаправленными сдвигами северо-восточного и северо-западного простираения. Характер соотношения в плане этих элементов с правыми и левыми сдвигами позволяет считать, что они являются выражением новейших структур, сформировавшихся при субширотном горизонтальном сжатии. Вероятнее всего, это структуры типа складок основания, наиболее молодым членом которого в описываемом районе являются нижнечетвертичные базальты.

Все сказанное можно отнести и к депрессии р. Богачевка, которая обычно интерпретировалась как структура грабенного типа [История..., 1974]. Учитывая ее дугообразную в плане форму (с выпуклостью к западу), явную динамическую связь с движениями по крупному левосдвиговому разлому, ограничивающему узкую часть депрессии с юга, а также более высокое гипсометрическое положение восточного борта долины реки, правильнее, на наш взгляд, считать эту депрессию структурой сжатия, а движения по разлому ее восточного ограничения не сбросовыми, а взбросовыми.

Дугообразную форму имеет и поднятие, объединяющее плато урочища Оленья Тундра с выходами плиоценовых вулканических толщ, и расположенное гипсометрически несколько ниже поднятие цоколя Гамченского ряда вулканов.

По высотному положению поверхности дугообразных структур выявляется обширный опущенный блок, включающий на западе (севернее левосдвигового разлома, пересекающего вулкан Шмидта) восточную часть хребта Тумрок. На востоке он ограничен шовной зоной р. Богачевка, причем достаточно очевиден дискордантный по отношению к новейшей складчатой структуре характер его границ. По-видимому, этот блок представляет собой северное окончание прогиба Восточно-Камчатского вулканического пояса, т.е. связан своим образованием с развитием Кроноцко-Гамченского отрезка пояса [Федоренко, Скрипко, 1969].

Дискордантны по отношению к системе новейших складчатых структур и разрывы в общем меридионального простираения, смещения по которым происходили, как показывает их изучение, в течение всего голоцена. Они смещают элементы врезов западного склона плато урочища Оленья Тундра и саму поверхность плато, образуя ряд маломощных грабенов. Отдельные сбросы продолжают как на север, пересекая долину р. Сторож, так и на юг — в виде уступов в поверхности лавовых потоков среднего—позднего плейстоцена. На простираении системы этих нарушений находится

субмеридиональный отрезок Гамченского ряда позднеплейстоцен-голоценовых вулканов. Голоценовая активность сбросов доказывается смещениями по их линиям поверхности голоценовых низких террас р. Сторож, современных конусов выноса. Амплитуда смещений колеблется от 0,5–1 до 3–4 м, но на западном склоне плато урочища Оленья Тундра по смещениям водоразделов ручьев, стекающих к р. Сторож, фиксируются амплитуды до 20–25 м. В большинстве случаев сброшенным является западное крыло. Наличие, помимо сбросовых, сдвиговых смещений проблематично: лишь по одному из нарушений на поверхности плато, строго меридиональному, удалось обнаружить левосдвиговое смещение мелких (от 0,3–0,5 до 1–1,5 м глубиной) водотоков-рытвин на 2–3 м. Амплитуда вертикального смещения (опущено западное крыло) "водоразделов" этих промоин несколько меньше — от 0,5 до 1,5 м.

Сбросы района плато урочища Оленья Тундра кулисно подставляются системой из нескольких маломощных сбросов того же меридионального—северо-северо-восточного (0–20°) простирания, проявленных невысокими, до 3–5 м, уступами в поверхности рыхлых отложений западного подножия вулканов Комарова и Высокий (к востоку от вулканов Крохина и Конради). Односторонности перемещений по сбросам не наблюдается: сброшенным в одном случае является западное крыло, в другом — восточное. Так же как и для нарушений более восточной системы, сдвиговые перемещения для разрывов не характерны. Но надо отметить, что наблюдаемое взаимное подставление двух рядов сбросов позволяет допустить в целом для кулисной системы некоторую левосдвиговую компоненту перемещений.

На наш взгляд, появление и активное развитие меридиональных сбросов в описываемом районе также динамически связано с развитием северного, Кроноцко-Гамченского [История., 1974] отрезка Восточно-Камчатского вулканического пояса. Полоса структур растяжения — сбросов с амплитудами до 3–4 м, трещин-раздвигов, микрограбенов — была установлена ранее в осевой зоне вулканического пояса практически на всем его протяжении [Леглер, Парфенов, 1979; Флоренский, Трифонов, 1985] (рис. 34). По данным И.В. Флоренского и В.Г. Трифонова, все эти разрывы активно развивались по крайней мере со среднего плейстоцена и вплоть до голоцена. Они рвут лавы, игнимбриты и туфы разных горизонтов среднего и позднего плейстоцена, причем устанавливается общее омоложение подвижек по разрывам в северном направлении. В районе вулкана Крашенинникова к ним приурочены цепочки голоценовых шлаковых конусов. В целом разрывы образуют грабенообразную структуру (типа телескопированного грабена) шириной от 18 км в южной части (Жупановско-Карымский отрезок пояса) и до 10–15 км между вулканом Крашенинникова и Узонско-Гейзерной кальдерой. Характерно, что система разрывов состоит из ряда кулисно подставляющих друг друга отрезков. Тип подставления аналогичен описанному нами для двух рядов сбросов в районе верховьев р. Сторож. Как и для отдельных сбросов на поверхности плато урочища Оленья Тундра, левосдвиговая компонента смещения практически той же амплитуды (2–3 м) была зафиксирована по одному из разрывов поверхности плато Широкое к югу от Узонско-Гейзерной кальдеры. Места подставления отрезков системы структур растяжения осевой зоны Восточно-Камчатского вулканического пояса приходятся на крупные центры кислового вулканизма, где на поверхности иногда наблюдаются немногочисленные нарушения субширотного простирания.

Характерно, что в пределах Кроноцко-Гамченского отрезка вулканического пояса система сбросов в общем развернута по сравнению с более южными отрезками пояса ближе к меридиональному направлению и как бы соединяет восточную вулканическую зону Центральной Камчатки с зоной вулканизма Центральной Камчатской депрессии.

Обратимся теперь к системе молодых разрывов западного ограничения хребта Тумрок. На рис. 35 представлена схема их размещения в районе депрессии среднего течения р. Левая Шапина. Севернее этого района разрывы через систему нарушений, выраженных в поверхности Халичинского дола, соединяются с нарушениями западного ограничения хребта Кумроч, а на юге продолжают разрывами, пересекающими

Рис. 34. Последовательность стадий разрыва и кальдерообразования (от а до в)

1 — субширотные глубинные зоны (указаны направления предполагаемых смещений); 2 — кальдеры (показано направление предполагаемого вращения над глубинными сдвиговыми зонами); 3 — грабены осевой зоны растяжения Восточно-Камчатского вулканического пояса

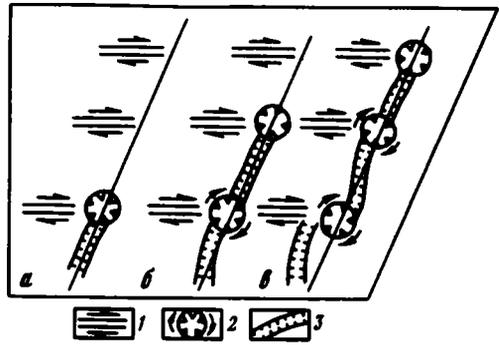
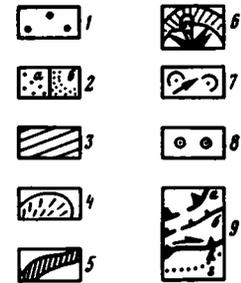
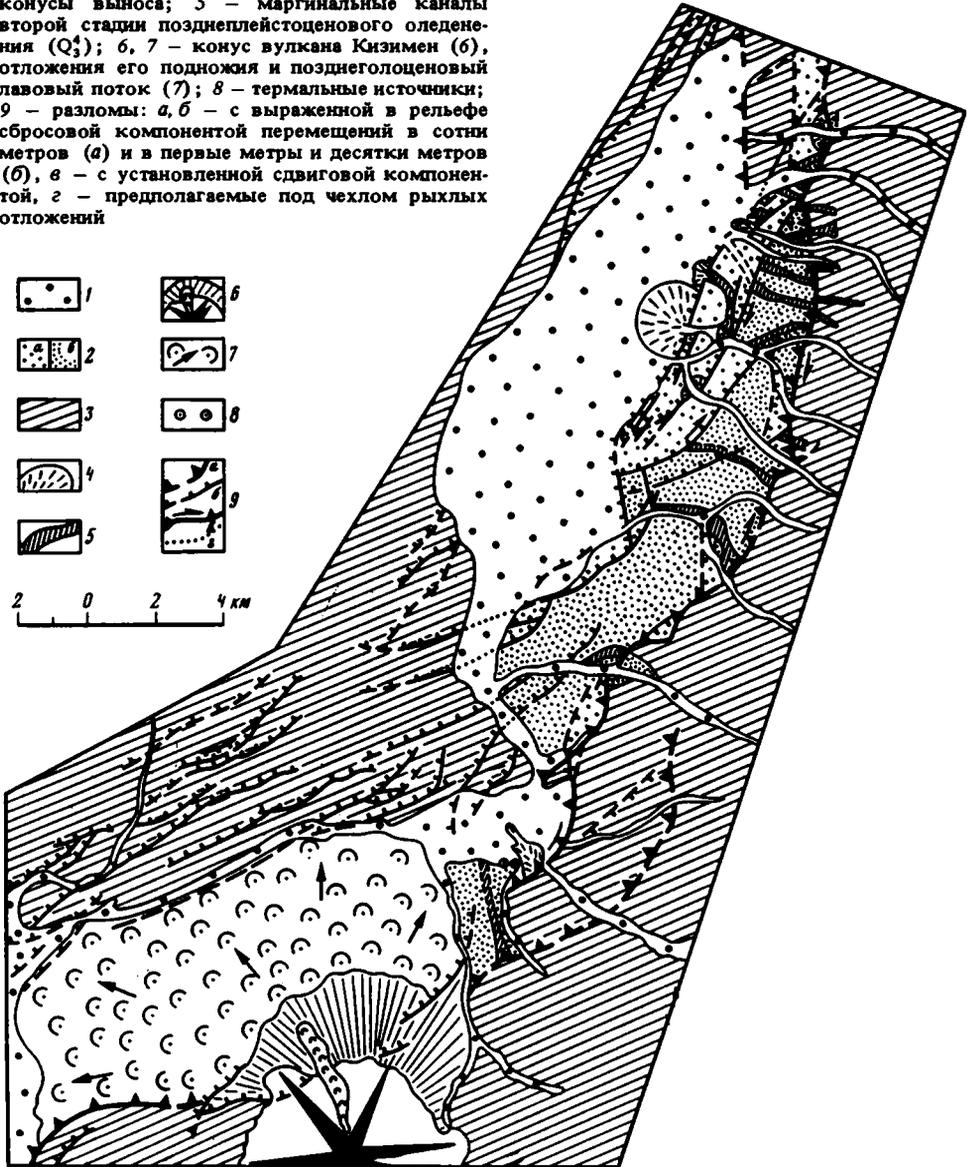


Рис. 35. Молодые тектонические нарушения депрессии р. Левая Шапина

1 — голоценовые и современные аллювиальные отложения; 2 — позднелайстоценовые ледниковые отложения заполнения депрессии, относительно опущенные (а), относительно поднятые (б) по разломам; 3 — поднятия обрамления депрессии с выходами дочетвертичных и нижнечетвертичных образований; 4 — конусы выноса; 5 — маргинальные каналы второй стадии позднелайстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ); 6, 7 — конус вулкана Кизимен (б), отложения его подножия и позднеголоценовый лавовый поток (7); 8 — термальные источники; 9 — разломы: а, б — с выраженной в рельефе сбросовой компонентой перемещений в сотни метров (а) и в первые метры и десятки метров (б), в — с установленной сдвиговой компонентой, г — предполагаемые под чехлом рыхлых отложений



2 0 2 4 км



депрессию р. Правая Шапина, до соединения с разломом передового фаса Валагинско-го хребта.

Все разрывы, представленные на рис. 35, прекрасно выражены в рельефе и легко дешифрируются на аэрофотоснимках. Это определяет в целом схожесть предлагаемой схемы с ранее опубликованными [История..., 1974].

Общий рисунок, образуемый в плане разрывами рассматриваемого отрезка зоны разломов передового фаса, достаточно прост. Основным является нарушение, перемещения по которому определили появление мощного уступа между депрессией р. Левая Шапина и хребтом Тумрок. Общее его направление меридиональное с отклонениями до северо-северо-восточного ( $20-30^\circ$ ). В направлении с юга на север, как видно из рис. 35, линия этого нарушения испытывает несколько кулисных смещений к западу (правокулисное подставление). В районе вулкана Кизимен эта линия разворачивается к восток-северо-восточному направлению, т.е. приобретает то же простирание, что и правые сдвиги внутренних пространств хребта Тумрок.

К основному нарушению примыкают с запада многочисленные разрывы с простираниями от северо-восточного до северо-северо-восточного. В целом их можно отнести к структурам оперения, так как лишь в единичных случаях они пересекают меридиональное нарушение. Эти разрывы проявлены как в депрессии р. Левая Шапина, так и в поверхности нижнечетвертичных лав Асхачного увала. Уступы, которыми они выражены, чаще всего обращены на северо-запад. Однако по ряду нарушений обрешено юго-восточное крыло. Одно из таких нарушений совпадает с обрывом правого коренного борта р. Левая Шапина (с восточным склоном Асхачного увала) на его отрезке северо-восточного простирания. Южнее депрессия р. Левая Шапина резко сужается за счет выступа к востоку Асхачного увала примерно напротив рек Малый и Большой Иуульт. На наш взгляд, обрыв восточного склона Асхачного увала на его отрезке в общем меридионального простирания не связан с существованием сброса. Все разрывы в этой части депрессии р. Левая Шапина простираются исключительно в северо-восточных направлениях. Этот выступ Асхачного увала разделяет всю депрессию реки на две крупные впадины восток-северо-восточного и северо-восточного простирания, под острым углом сочленяющиеся с главным (меридиональным) разломом, по которому в таком случае можно предполагать, кроме сбросовых, и правосдвиговые смещения.

Северо-восточные и северо-северо-восточные разрывы в днище депрессии р. Левая Шапина выражены уступами в поверхности рыхлых отложений ее заполнения. Направлением перемещений по разрывам определено наличие нескольких широких ступеней, понижающихся к западу. Поверхность ступеней в настоящее время довольно интенсивно расчленена водотоками — правыми притоками реки. Элементы эрозионной сети по своей морфологии и возрасту могут быть разделены на две группы. Одна из них включает действующие водотоки типа р. Верхняя Медвежья, падей Буркова, Ближняя, Таводок. В пределах депрессии их долины имеют лишь голоценовые пойму и одну-две низкие террасы (относительной высотой до 3—5 м). Другая группа представлена корытообразными, в большинстве своем безводными промоинами с ровным днищем шириной до 100—150 м. Они имеют водно-ледниковое происхождение (маргинальные каналы), а по возрасту могут быть соотнесены со второй стадией позднеплейстоценового оледенения. При изучении взаимоотношений разрывов с выделенными двумя группами элементов эрозионной сети достаточно определенно установлено, что основные подвижки по разрывам, вызвавшие появление уступов с амплитудами 20—25 м (до 30 м), произошли до образования маргинальных каналов. В одних случаях это доказывается наблюдаемым раскрытием днищ каналов на поверхность нижележащей ступени, в других — сохранением их морфологии и отсутствием ступеней в днищах при пересечении нескольких уступов. Так как возраст основных подвижек по северо-восточным разломам оказывается несколько древнее элементов эрозионной сети, врезанной в поверхность рыхлых отложений, то нельзя сказать что-либо определенное о сдвиговых движениях по разломам, если они и происходили.

Последледниковые подвижки были зафиксированы лишь по некоторым из северо-восточных нарушений: это смещения днищ корытообразных долин с амплитудой 2–3 м. Интересно, что в большинстве случаев в опущенных крыльях этих молодых уступов располагаются небольшие конусы выноса, образовавшиеся, очевидно, при быстром "пропиливание" уступов. Возможно, это свидетельствует о резкой одноактной подвижке по разломам.

По одному из северо-восточных ( $40^\circ$ ) нарушений, примерно в 1 км от места его соединения с субмеридиональным разломом западной границы хребта (между падью Буркова и р. Верхняя Медвежья), кроме вертикального смещения днища маргинального канала на 3 м, произошло и горизонтальное смещение его правого борта на 25–30 м. На такую же величину, также вправо, изогнуты по линии субмеридионального разлома русла р. Малый Иульт, правого притока р. Верхняя Медвежья, левого притока пади Буркова. Соизмеримость амплитуд и одинаковая направленность деформаций элементов эрозийной сети во всех этих случаях позволяют с достаточной уверенностью говорить о том, что в послеледниковое время по всей системе описываемых разрывов происходили правосдвиговые перемещения большие, чем вертикальные. Кроме того, как результат горизонтальных движений может быть интерпретировано одностороннее расширение правых бортов долин действующих водотоков (правый приток р. Верхняя Медвежья, левый приток пади Буркова) по линии разлома западной границы хребта, занятых поверхностями поймы и низких террас. Поверхность поймы разломом не нарушена, следовательно, основные сдвиговые смещения произошли до ее образования (как и 2–3-метровые смещения днищ маргинальных каналов). Амплитуды предполагаемого правого сдвига достигают 150–200 м. Соответствующие им вертикальные смещения составляют около 25 м, т.е. равны высоте ступеней в поверхности рыхлых отложений заполнения депрессии.

В непосредственной близости от хребта выше бортов маргинальных каналов наблюдаются дополнительные террасовидные поверхности, а над ними — гребневидные водоразделы. Следовательно, можно полагать, что положение маргинальных каналов здесь определено более древними врезами, которые в таком случае слепо утыкаются в разломный уступ западного склона хребта и не имеют верховьев (см. рис. 35). Ниже по склонам эти сухие в настоящее время врезы часто раскрываются в долины действующих водотоков на уровень их самых высоких террас. Расстояние по линии разлома между окончаниями древних врезов и действующими водотоками в среднем равно 1 км. Знак предполагаемого в этом случае сдвига, как и для меньших смещений, правый.

В месте поворота главного нарушения к юго-западному направлению (перед вулканом Кизимен) наблюдается его правокулисное подставление, так что основной уступ между хребтом и депрессией смещается к востоку. Между двумя подставляющими друг друга разломами развита ровная поверхность, которая по разлому, расположенному западнее, дополнительно сброшена на 20–30 м. Русла рек Белая, Малый Иульт и еще одного безымянного водотока при пересечении этого нарушения и выхода на поверхность опущенного блока отклоняются к северу в среднем на 1 км, что совпадает с максимальной предполагаемой правой подвижкой по этому разлому в районе р. Верхняя Медвежья и пади Буркова.

Можно заключить, что по разрывам, представленным на рис. 35, происходили, кроме вертикальных, также и правосдвиговые смещения. Определенным подтверждением такого предположения является одинаковая направленность предполагаемых смещений и четкое разделение их амплитуд на три группы — 20–30, 150–200 м и около 1 км, соответствующие различным по длительности сдвиговым перемещениям. Из-за неопределенности этих временных интервалов скорость горизонтальных подвижек можно оценить лишь приблизительно. Как известно [История..., 1974], этап быстрых восходящих движений в пределах Камчатки относится примерно к концу среднего плейстоцена. Это — время начала интенсивного воздымания хребта Тумрок и формирования опущенного блока депрессии р. Левая Щапина. Тогда наиболее

древняя эрозионная сеть на поверхности рыхлых отложений ее заполнения могла появиться уже в начале позднего плейстоцена.

Если такие оценки верны, то километровое смещение за поздний плейстоцен — голоцен (100 тыс. лет) накопилось при средней скорости около 1 см/год. Смещения на 150–200 м образовались за послеледниковое время. Так как разломами не деформирована поверхность явно позднеголоценовой поймы, то продолжительность активных горизонтальных движений могла составлять, видимо, 10 000–15 000 лет, что дает среднюю скорость сдвига 1–1,5 см/год, т.е. примерно такую же, как и за более длительное время. Скорость вертикальных движений, исходя из соотношения вертикальной и горизонтальной компонент (примерно  $\frac{1}{6} - \frac{1}{10}$ ), могла достигать 1–2, максимум 2,5 мм/год. Практически такое же значение было получено независимыми методами и другими исследователями [История..., 1974].

На основании изложенных данных о распределении молодых тектонических нарушений, типе и времени активных подвижек по ним можно сделать вывод о наличии двух тенденций позднечетвертичного тектонического развития района. Одна из них состоит в его деформации в условиях субширотного горизонтального сжатия, реализовавшегося в общем на протяжении всего позднего плейстоцена в появлении сопряженных правых и левых сдвигов, короблении верхних горизонтов коры с образованием дуговидных структур, прямо отраженных в рельефе. Очевидно, как реакция на субширотное сжатие появляется и правосдвиговая компонента перемещений по разрывам вдоль западной границы хребта Тумрок (зоны разломов передового фаса). Динамически противоположный процесс — развитие зон растяжения субмеридионального простирания, активных в голоцене и генетически связанных с эволюцией Восточно-Камчатского вулканического пояса.

*Район Ганальского хребта и южной части Валагинского хребта.* Этот район расположен в самой южной части Центрально-Камчатского блока и включает как элементы горст-антиклинальной зоны Восточных хребтов, так и систему поперечных дислокаций Начкинской зоны северо-западного простирания. В современной структуре западным ограничением района являются южный отрезок Центральной Камчатской депрессии меридионального простирания и структурно продолжающая ее Быстринская депрессия.

В Ганальском хребте и в южной части Валагинского хребта на поверхность выходят комплексы пород широкого возрастного интервала. Самые древние из них — метаморфические образования Ганальского хребта, аналогичные метаморфизмам южной части Срединного хребта. Мнения о возрасте этих образований расходятся: одни исследователи сопоставляют их с архейскими комплексами Сибирской платформы [Герман, 1978], другие — относят к глубоко метаморфизованным меловым образованиям [Лебедев, 1967]. Выше этих образований (?) в разрезе расположены верхнемеловые терригенные образования хозгонской и валагинской серий, первая из которых местами выходит на поверхность в северной части Авачинского хребта, а вторая слагает приграничную с Центральной Камчатской депрессией зону северной части Ганальского хребта и южной части Валагинского (по данным съемок С.Е. Аperlкова, В.Г. Слепова, М.И. Горяева, В.Г. Крымова 1962–1965 гг.).

Палеоген-нижнемиоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения анавгайской серии и палеогеновые терригенные отложения кумрочской серии выходят на поверхность в центральной части Авачинского хребта и в правобережье р. Кавыча. На них с угловым несогласием залегают вулканогенно-осадочные породы (в основном недислоцированные) алнейской и кавычинской серий миоцена—плиоцена. Они, в свою очередь, перекрываются в отдельных районах нижнечетвертичными базальтами комплекса "лав плато". Разрез венчается позднечетвертичными вулканическими образованиями в виде отдельных крупных построек (вулкан Бакенинг), шлаковых конусов и лавовых потоков позднеплейстоценового и голоценового возраста.

Характерной особенностью рельефа района является его четкая зональность, создаваемая рядом протяженных хребтов и разделяющих их депрессий, занятых долинами рек Кавыча, Средняя Авача, Левая Авача, Камчатка, Быстрая и др. (рис. 36).

Простирающиеся орографические элементы меняются от субмеридионального до северо-западного, вследствие чего в плане они имеют слабоизогнутую форму. Зональность рельефа, очевидно, определена четвертичной и позднечетвертичной структурой района. Поэтому для понимания закономерностей его тектонического развития в позднечетвертичное и во все новейшее время прежде всего необходимо выяснение природы, структурного "смысла" главных элементов рельефа. Кроме того, немаловажное значение имеет изучение позднечетвертичных (молодых) разрывов, подвижки по которым, очевидно, должны быть динамически связаны с процессами деформации межразрывных пространств. К ним относится система разломов передового фаса (по границе Центральной Камчатской депрессии с поднятиями Ганальского и Валагинского хребтов), а также нарушения, связанные с формированием отдельных четвертичных тектонических структур.

*Район депрессии р. Кавыча.* От верховьев до места выхода в пределы опущенного блока Центральной Камчатской депрессии р. Кавыча течет по дну ледникового трога, выработанного во время второй стадии позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ), широко проявившейся во всем описываемом районе [История..., 1974]. Прекрасно сохранились борта трога, возвышающиеся до 300–400 м над его дном (например, под горой Баранья), а под их уступами — отложения боковой и донной морен. В настоящее время значительная часть площади дна трога занята поверхностью озерной террасы высотой 12–15 м над дном долины р. Кавыча. По распространению террасы устанавливается, что озеро, образовавшееся после таяния ледника, заполняло широкую (1–3 км) часть трога меридионального (на крайнем юге субширотного) простираения. Его не было в резко суженной — до 200, максимум 500 м — части трога ("узкое место"), служившей препятствием для стока воды. К речным образованиям относятся лишь голоценовые поймы и одна низкая, около 2–2,5 м, надпойменная терраса р. Кавыча, врезанные в озерные отложения, а ниже по течению (в "узком месте") — в днище трога.

При наблюдении за рельефом водораздельных и приводораздельных пространств отчетливо выявляется, что положение ледникового трога было predeterminedено новейшей (четвертичной) депрессией субмеридионального простираения. Ее центральная часть маркируется останцами поверхности (с высотой 900–940 м) в правом борту южной части депрессии р. Кавыча и севернее гор Мальцевская и Баранья по обе стороны от реки, где она постепенно снижается до 800–700 м. В южной части депрессии эта поверхность срезана бортом трога, а в районе верховьев р. Перевальная и к северу от горы Баранья подработана ледником и водными потоками, образовавшимися при его таянии. Здесь на ней наблюдается чехол моренных отложений и система маргинальных каналов.

Выше, на водоразделах, по обе стороны от реки находятся обширные останцы другой, более древней поверхности, на значительной площади бронируемые покровами нижнечетвертичных базальтов. На участке между р. Тополовая и горой Баранья видно, что поверхность покровов на водоразделах практически горизонтальна, а с приближением к р. Кавыча приобретает наклон до 8–10° с падением к востоку. Такого же рода деформации поверхности нижнечетвертичных лав, но с наклоном к западу, к реке, наблюдаются северо-восточнее сопки Вулканическая. Также к западу наклонен останец поверхности примерно в 2–2,5 км юго-западнее горы Мальцевская (рис. 37). Таким образом, депрессия, контролировавшая положение и направление движения ледника, в структурном отношении представляет собой синклиналичную складку (складка досреднеплейстоценового основания). Возможно, схожими по природе, но меньшего размера, являются морфологически идентичные рассмотренной структуре депрессии рек Эстребокос и Чербекош.

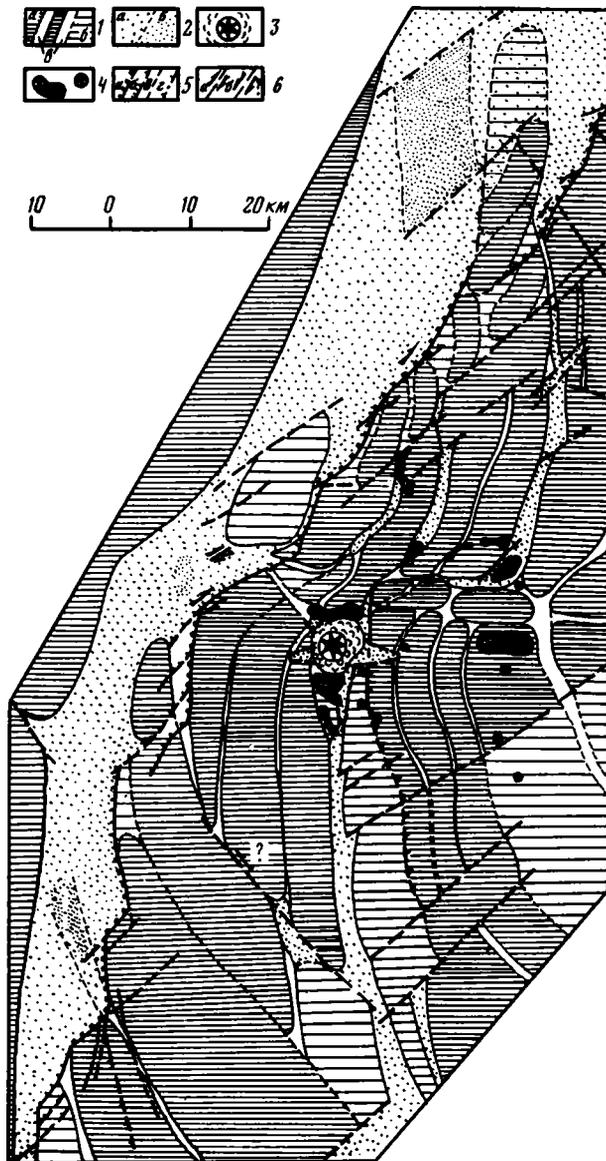


Рис. 36. Схема современного структурного плана южной части Валагинского и Ганальского хребтов

1 – конэрозийные поднятия с выходами пород до нижнечетвертичных включительно – высокоподнятые (а) и относительно опущенные (б), разделяемые конэрозийными линейными впадинами (в); 2 – участки аккумуляции позднеплейстоцен-голоценового рыхлого материала, опускающиеся менее интенсивно (а) и более интенсивно (б); 3 – конус позднеплейстоценового вулкана Бакенинг и отложения его подножия; 4 – голоценовые шлаковые и лавовые конусы и потоки; 5, 6 – позднечетвертичные разломы: 5 – с выраженной в рельефе сбросовой компонентой перемещений в сотни метров (а), в первые метры и десятки метров (б), предполагаемые в области поднятий (в) и в области аккумуляции рыхлого материала (2), 6 – с установленной (а) и предполагаемой (б) сдвиговыми компонентами перемещений

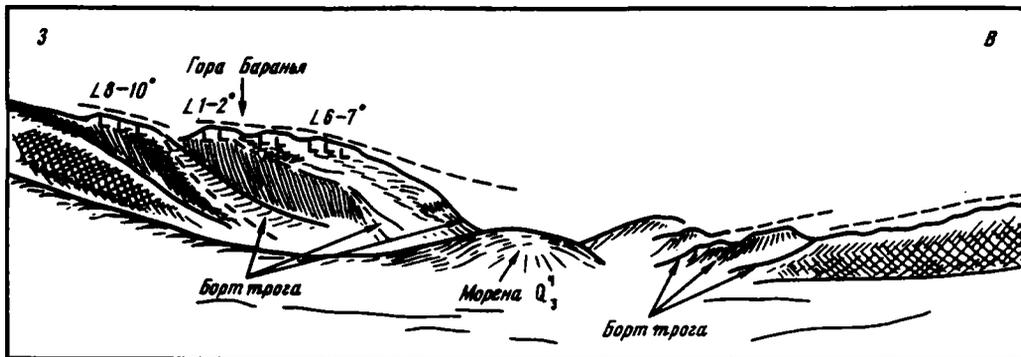


Рис. 37. Схематическая зарисовка склонов депрессии р. Кавыча  
Штрихпунктир — реконструированная поверхность синклинали основания

Как в долине, так и в коренных бортах р. Кавыча на аэрофотоснимках дешифрируется ряд разрывов. На рис. 36 показаны лишь основные из них — те, к которым приурочены места резкого расширения троговой долины и описанной синклинали складки. В целом они образуют меридиональный кулисный ряд. К ним относится, очевидно, и разлом границы Центральной Камчатской депрессии, пересекающий долину р. Кавыча примерно в 6–7 км выше по течению от слияния с ней р. Корниловская. Непосредственное изучение этих нарушений показало, что в поверхности позднеплейстоценовой озерной террасы они не выражены, что говорит об отсутствии подвижек по ним в послеледниковое время.

Однако для некоторых нарушений удалось установить изменение относительной высоты цоколя коренных пород, появляющегося в нижних частях разрезов рыхлых моренных, озерных и аллювиальных отложений. Например, по линии разрыва, пересекающего р. Ольховая примерно в 1,5 км выше места ее впадения в р. Кавыча, фиксируется резкое исчезновение терригенных отложений палеогена, обнаженных в бортах долины в юго-восточном крыле разлома. Видимая амплитуда смещения достигает 12–13 м. Ниже по течению р. Кавыча, примерно в 5 км от впадения в нее р. Толманская, два разрыва, отстоящие один от другого на расстояние около 1 км, образуют маломощный грабен в поверхности цоколя с видимой амплитудой вертикального перемещения около 2–2,5 м. Северное замыкание участка трого, заполненного озерной террасой, также происходит по разрыву северо-восточного простирания. К северу от разрыва, в поднятом крыле, трог резко сужается.

Учитывая характер влияния разрывов на морфологию синклинали складки депрессии р. Кавыча, можно предполагать, что в плейстоцене по ним происходили и правосторонние горизонтальные движения. Послеледникового же возраста правые смещения были установлены лишь по участку разлома передового фаса в месте пересечения его р. Кавыча, в 6–7 км выше по течению слияния с ней р. Корниловская. К востоку от р. Кавыча нарушение (аз.пр. 60°) выражено небольшим (1,5–2 м) уступом с опущенным северо-западным крылом в поверхности днища троговой долины второй стадии позднеплейстоценового оледенения.

Кроме вертикальной компоненты перемещения, уверенно устанавливается праводвиговая: по разрыву правый борт троговой долины смещен примерно на 80 м, т.е. в данном месте нарушение представляет собой практически чистый правый сдвиг. Выше борта троговой долины разлом выражен пологой ложбиной, а величина вертикального смещения поверхности склона увеличивается до 15 м. Голоценовая терраса р. Кавыча (относительная высота 5 м) по линии разлома не деформирована. Видимо, последний этап активных подвижек по разлому охватывает самый конец позднего плейстоцена и, возможно, начало голоцена. Скорость сдвига можно определить величиной около 1 см/год (может быть, несколько больше).

Таким образом, выявленные при дешифрировании разрывы, как показывает их изучение, являются сбросо-сдвигами. Кроме того, основываясь на кулисном взаиморасположении этих разрывов, можно предполагать, что перемещения происходили с правосдвиговой компонентой и вдоль меридионального ряда, образуемого ими.

Движения по северо-восточным разломам, а также формирование меридиональной складки основания можно связать с единым полем напряжений субширотного горизонтального сжатия. Другими словами, разрывные и складчатые деформации образуют комплекс взаимосвязанных структур. Условия сжатия существовали, по-видимому, на протяжении всего плейстоцена и, судя по возрасту последних сдвиговых смещений по разлому передового фаса, возможно, в самом начале голоцена.

В заключение необходимо упомянуть и другие, отличные от наших представления о природе депрессии р. Кавыча. Так, на схеме молодых разрывов, составленной В.А. Леглером [История..., 1974, рис. 39], кроме северо-восточных разломов, показаны также меридиональные сбросы, совпадающие с бортами ледникового трога, т.е. предполагается, что депрессия реки представляет собой грабен. На наш взгляд, некоторые участки трога действительно контролируются разрывами, но разрывами северо-восточного простирания (к примеру, участок левого борта трога к северо-западу от сопочки Вулканическая). Однако для предположения о сбросовой природе бортов трога на всем его протяжении достаточных оснований нет. То же можно сказать и о разрывах, проведенных по уступам между подуровнями позднеплейстоценовой озерной террасы и между разновысотными поверхностями выше бортов трога. Отметим также, что в целом с позиций субширотного растяжения, при котором мог бы образоваться меридиональный грабен, необъяснимыми остаются правосторонние смещения по разлому передового фаса.

*Район депрессии р. Средняя Авача.* Река Средняя Авача от самых верховьев течет по дну ледникового трога второй стадии позднеплейстоценового оледенения. В комплексе рыхлых отложений на дне трога речные образования составляют незначительную долю — это лишь пойменная и одна низкая (1,5–2 м) надпойменная террасы. Более высокие террасовидные поверхности образовались при подмыве рекой многочисленных конусов выноса, в основном с ее правого борта, перекрывающих большую часть площади дна трога. Кроме того, под уступами его бортов сохранились значительные фрагменты отложений боковой морены ( $Q_3^1$ ).

Вопрос о структурной приуроченности самого трога решается для описываемого района однозначно — он выработан в поверхности новейшего относительно опущенного блока субмеридионального (северо-северо-западного) простирания (рис. 38). Ширина блока довольно выдержанна и составляет 8–10 км.

Как опущенный блок, так и расположенный западнее (со стороны Ганальского хребта) поднятый блок сложены плиоценовыми вулканогенными образованиями [Шанцер, Краевая, 1980; Апрельков, 1982]. Блок Авачинского хребта, к востоку от реки, сложен главным образом андезитами, игнимбритами и туфами анавайской серии палеогена—нижнего миоцена. Однако в его пределах есть незначительные по объему выходы плиоценовых толщ. Аналогично обстоит дело с распространением нижнечетвертичных базальтов (комплекс "лав плато"). На значительных пространствах они перекрывают поверхность опущенного блока, а фрагментами отмечены и в Авачинском хребте. Таким образом, достаточно отчетливо устанавливается, что система новейших блоков, зародившись уже в раннем плейстоцене, сформировалась в основном за средне-позднечетвертичное время.

Предплейстоценовая поверхность опущенного блока в настоящее время располагается на абсолютных высотах около 1000 м. Несмотря на достаточно сильную расчлененность, она легко прослеживается по обоим бортам долины реки. В правом борту ее останцом является практически горизонтальная поверхность водораздела между падами Курчажина и Костакан; северо-западнее ее почти нерасчлененные фрагменты заняты озерами Малое и Высокое. В виде останца сохранилась поверхность и на правом водоразделе пади Костакан.

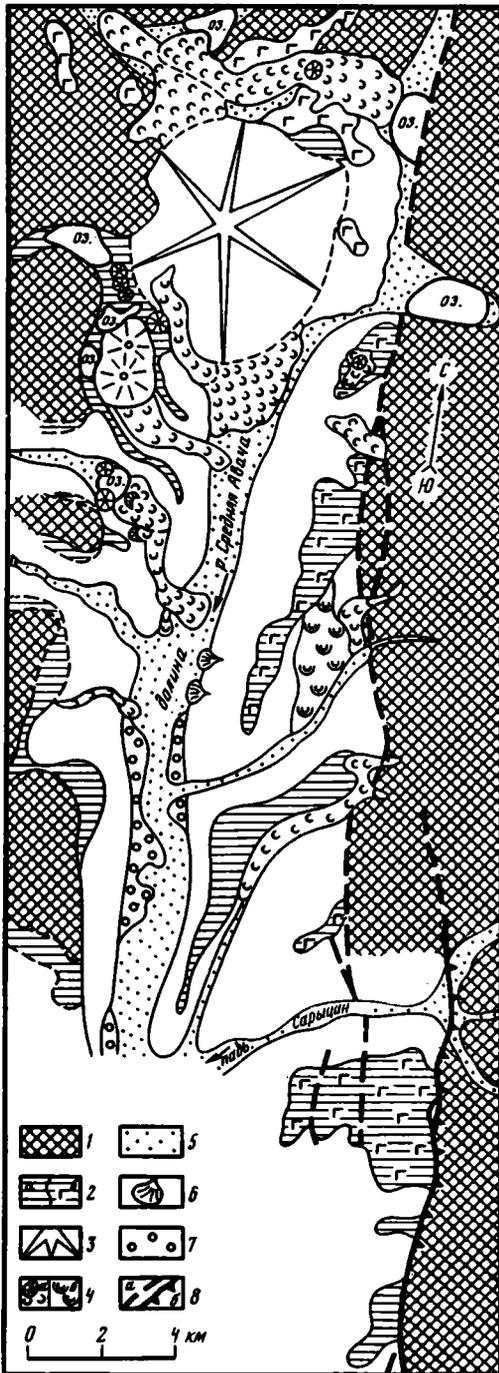
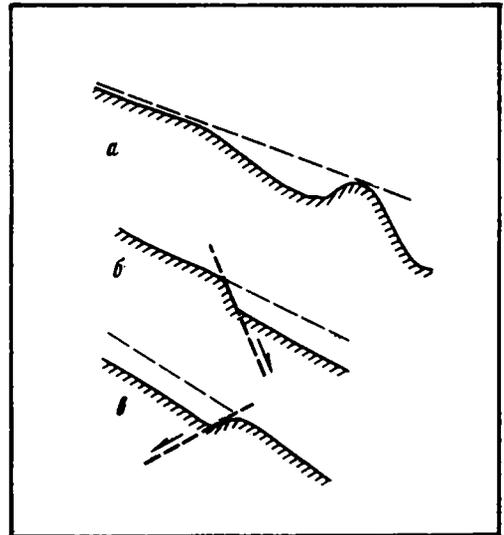


Рис. 38. Схема строения депрессии верховьев р. Средняя Авача

1 — конгломератные поднятия с выходами пород до нижнечетвертичных включительно; 2 — предплейстоценовая поверхность выравнивания (а), бронируемая на отдельных участках нижнечетвертичными базальтами (б) (показана только в центральной части депрессии); 3 — конус позднеплейстоценового вулкана Бакенинг; 4 — шлаковые и лавовые конусы и потоки голоценового (а) и позднеплейстоценового (до второй стадии позднеплейстоценового оледенения) (б) возраста; 5 — голоценовые аллювиальные отложения на дне ледникового трога; 6 — конусы выноса; 7 — моренные отложения; 8 — активные в позднем плейстоцене разломы (а) и их участки, на которых установлены голоценовые смещения (б), зубчики направлены в сторону падения плоскости разлома

Рис. 39. Профиль восточного борта р. Авача перед ее слиянием с падью Тимоновская (а) и (для сравнения) профили нарушенных сбросами склонов при разном направлении падения плоскости сместителя (б и в)



В левом борту р. Средняя Авача большая часть поверхности опущенного блока перекрыта нижнечетвертичными базальтами. В отличие от правого борта здесь поверхность слегка (под углом  $5-7^\circ$ ) наклонена к реке, причем такой наклон сохраняется для всей поверхности примерно от оз. Авачинское до пади Сарьшин.

Из-за близости параметров залегания плиоценовых отложений и самой поверхности в общем довольно трудно определить генезис последней. Однако на поверхности (примерно в 3,5–4 км на северо-запад от Тимоновских горячих источников) есть выходы гранитоидов, сnivelированные до ее уровня, аналогичные тем, что слагают крупные массивы в Авачинском хребте, т.е., по крайней мере частично, поверхность имеет черты денудационного образования. Нижнечетвертичные лавы в таком случае оказали дополнительное выравнивающее действие.

Впадина трога по отношению к обрамлениям опущенного блока располагается несимметрично. Сразу ниже по течению от оз. Авачинское трог врезан ближе к восточному краю опущенного блока, а южнее плавно изогнут и смещен к его западному краю (см. рис. 38). Примерно напротив пади Тимоновская и южнее западный уступ борта трога выработан уже в краевой части поднятого блока западного обрамления.

В настоящее время общепринято представление о новейшем грабене р. Средняя Авача, сопряженном на востоке с поднятием Авачинского хребта – Авачинским горстом [Апрелков, 1982], к востоку от которого выделяется грабен р. Левая Авача. Граница между двумя первыми структурами интерпретируется как крутой сброс, выделенный еще Б.И. Пийпом под названием "Восточный" [Апрелков, 1982]. Разломный характер западной границы грабена р. Средняя Авача менее очевиден. В плане эта граница имеет вид извилистой линии за счет выступов к западу тылового шва 1000-метровой поверхности. Предполагается, что, кроме основной разломной структуры – Восточного сброса, непосредственно в пределах грабена, вдоль и параллельно бортам ледникового трога [Леглер, 1976; Апрелков, 1982], существует ряд четвертичных, активных и в голоцене, более мелких сбросов.

Рассмотрим сначала внутриграбеновые разломы. На аэрофотоснимках очень хорошо прослеживается "разломного облика" линия, которую можно было бы считать проявлением позднечетвертичного и даже голоценового разлома вдоль подножия борта трога на его отрезке от верховьев р. Средняя Авача почти до пади Тимоновская. Южнее эта линия чуть отклоняется к востоку, проходя между отдельной маленькой горкой и более высоким склоном в стрелке реки и пади Тимоновская. Далее к югу, южнее пади, она снова выходит на подножие уступа борта трога.

На местности обнаружилось, что по нарушению, отражением которого могла бы быть упомянутая линия, в голоцене подвижки не происходили. Это следует из недеформированности поверхностей конусов выноса, прислоненных к уступу борта трога и образовавшихся при его расчленении. Южнее, судя по профилю склона (примерно по биссектрисе угла между рекой и падью Тимоновская), это нарушение могло бы быть сбросом, но с опущенным восточным крылом, т.е. с падением плоскости на восток. Однако при тщательном анализе обнаруживается, что смещения поверхности склона нет (рис. 39). Точно такая же ситуация наблюдается в левом борту пади Тимоновская. В самой пади – как и на поверхности боковой морены вдоль ее бортов, так и в голоценовом русле – разлом не прослеживается. Таким образом, кроме прямолинейности уступа борта ледникового трога, что в принципе является характерной чертой подобных образований, других данных для выделения тектонического нарушения нет.

Обратимся теперь к разлому границы поднятого блока Авачинского хребта и блока р. Средняя Авача. На большем своем протяжении, начиная от Авачинского озера и на юг, этот разлом, судя по его выраженности на аэрофотоснимках и в рельефе, не был активным в голоцене (не прослеживается в долинах пересекающих его водотоков, перекрывается голоценовыми лавовыми потоками и т.п.). Однако на протяжении 10–12 км к югу от пади Сарьшин он выглядит как обновленный разлом, проявленный небольшим, до 7 м, уступом с опущенным западным крылом. Простирание голоценового отрезка разлома практически меридиональное. Возможность проследить разлом

как во врезях, так и на водоразделах позволяет определить положение его плоскости в пространстве. При пересечении понижений рельефа (например, пади Сарьшин) его линия выгибается к востоку, а на водоразделах — к западу. С учетом степени отклонения линии разлома от меридионального направления достаточно уверенно можно говорить о том, что его плоскость наклонена под крутым (примерно  $60^\circ$ ) углом к востоку, т.е. под поднятый блок Авачинского хребта. В русле ручья — левого притока пади Сарьшин, примерно в 1,7 км к юго-востоку от горы Плоская, непосредственно по линии разлома контактируют туфоконгломераты и туфобрекчи плиоцена и нижнечетвертичные лавы. Плоскость контакта наклонена под углом около  $70^\circ$  на восток. По ней развита зона шириной 2–3 м, в которой контактирующие породы интенсивно разлинзованы и развальцованы, так что поверхности обломков пород представляют собой микроскопические зеркала скольжения. На удалении от контакта, в правом борту ручья (в восточном крыле разлома), залегание лавово-пирокластической толщи плиоцена почти горизонтальное, со слабым ( $5\text{--}10^\circ$ ) падением к западу. Непосредственно перед контактом, в тальвеге ручья (гипсометрически ниже), залегание толщи резко меняется на крутое (до  $60^\circ$ ) с падением к востоку, т.е. с образованием асимметричной складки с пологим восточным и опрокинутым западным крыльями. Несомненно, что изменения в зоне контакта обусловлены напряжениями сжатия при взбросовых движениях по плоскости разрыва. Наиболее вероятно, что они характерны для всего описываемого нами разлома.

Таким образом, в целом структура, образуемая опущенным блоком р. Средняя Авача и поднятыми блоками его обрамления, представляется структурой рампового типа. Амплитуда взбросового перемещения за все ранне-позднечетвертичное время на широте верховьев р. Средняя Авача составляет 300–400 м, если считать, что вершинная поверхность Авачинского хребта и поверхность опущенного блока одновозрастны. В южном направлении величина взброса уменьшается, что видно по снижению в этом направлении общей поверхности хребта при неизменном гипсометрическом положении поверхности опущенного блока.

В качестве основного аргумента в пользу трактовки депрессии р. Средняя Авача как четвертичного (и позднечетвертичного) грабена многие авторы приводят наблюдаемую пространственную корреляцию с депрессией и с разломами ее обрамления проявлений молодого вулканизма [Апрелков, 1965; История..., 1974; Леглер, 1976; и др.].

В бассейне верховьев р. Средняя Авача большинство шлаковых конусов и лавовых потоков находится в ледниковых трогах притоков реки, причем окончания лавовых потоков часто выходят в основной ледниковый трог, т.е. все они имеют голоценовый возраст. В этом случае надо было бы ожидать, что и разломы, контролирующие распределение вулканизма, были активны в голоцене. Однако, как показало их изучение, этого нет.

Молодые вулканические центры по району всего Ганальского хребта и юга Валагинского хребта (см. рис. 36) распределены неравномерно: многочисленны в верховьях рек Средняя и Левая Авача, они отсутствуют севернее широтного отрезка верховьев р. Кавыча и южнее примерно пади Сарьшин, вследствие чего депрессии, занятые реками Кавыча и Средняя Авача, на большем своем протяжении предстают как амагматичные структуры. Самые северные шлаковые и лавовые вулканические постройки образуют в общем широтную линию. К ним относятся шлаковый конус на южном борту ледникового трога верховий р. Кавыча (восток-северо-восточнее горы Скалистая), голоценовые и позднплейстоценовые ( $Q_3^3$ ) лавовые потоки в верховье и среднем течении р. Крохалева, позднплейстоценовые базальты в месте поворота долины р. Кавыча на север, голоценовый шлаковый конус сопки Вулканическая. В пределах депрессии р. Средняя Авача голоценовые вулканические аппараты находятся не на разломах, а в самом опущенном блоке. Есть они и в поднятом блоке Авачинского хребта — к северо-востоку от оз. Авачинское. То же относится и к Тимоновским горячим источникам. Далее к востоку выделяется область концентрации шлаковых конусов горы Песчаная для которых, кстати, вообще трудно предположить какую-либо связь с голоценовыми разрывами. В общем можно сказать, что тектонические структуры

поверхностных горизонтов земной коры района накладывают на распределение центров вулканизма некоторый отпечаток, но не определяют его. В верховьях р. Средняя Авача все голоценовые центры группируются по обрамлению крупного позднеплейстоцен-голоценового вулкана Бакенинг (см. рис. 36, 38). Кроме того, здесь можно выделить некоторые особенности рельефа, объясняемые, на наш взгляд, влиянием нагрузки вулкана на верхние горизонты коры. Имеется в виду образование радиальных по отношению к конусу вулкана впадин, не имеющих очевидного структурного продолжения (впадины озер Высокое, Авачинское и Безьямяное). Днища впадин в настоящее время находятся или на уровне 1000-метровой поверхности (оз. Высокое), или даже ниже (оз. Авачинское).

С северо-запада и запада Ганальский и Валагинский хребты отделены от Центральной Камчатской и Быстринской депрессий зоной разломов передового фаса. Как показывает их изучение, они, как и разломы бассейнов рек Кавыча и Средняя Авача, в голоцене не были активными. Это обстоятельство в общем затрудняет установление характера перемещений по ним, так как рельеф подножия Ганальского и Валагинского хребтов практически повсеместно имеет возраст второй стадии позднеплейстоценового оледенения. Однако по отдельным разрывам и отрезкам зоны разломов все же были обнаружены послеледниковые подвижки. Один из примеров смещений такого возраста — в месте выхода р. Кавыча в Центральную Камчатскую депрессию — был ранее уже описан. Послеледниковые смещения характеризуют и нарушение восток-северо-восточного ( $75^\circ$ ) простиранья, проявляющегося в виде уступа с опущенным юго-восточным крылом на поверхности флювиогляциальной равнины второй фазы позднеплейстоценового оледенения к югу от р. Правая Камчатка, недалеко от места ее поворота к северу. Нарушение слабо выражено и в поверхности низкой послеледниковой террасы левого борта реки. По линии нарушения тыловой уступ террасы смещен вправо на 120–150 м, что дает скорость сдвига порядка 1–1,5 см/год.

Можно сделать вывод, что, видимо, вся зона разломов передового фаса в пределах описываемого района в позднеплейстоценовое время (на отдельных участках и в начале голоцена) развивалась как правый сдвиг. Очевидно, что формирование четвертичных субмеридиональных структур сжатия Ганальского и Валагинского хребтов и правосдвиговые движения по ограничивающим их разрывам являются динамически связанными процессами. Данный парагенез структурных элементов свидетельствует о напряжениях горизонтального широтного сжатия.

В рамках полученного представления могут быть объяснены некоторые особенности современной структуры района. Так, отчетливо вырисовывается полоса шириной 10–15 км, протягивающаяся в краевой зоне северной части Ганальского хребта примерно от массива горы Шаромский Мыс до горы Оленья, в которой меридиональные структуры, маркируемые в рельефе депрессиями рек Эстребокос, Черобокош и Кавыча, суживаются (пережаты) и разворачиваются ближе к северо-восточному направлению, образуя типичную зону приправосдвиговых дислокаций. Подобным образом выделяются и левосдвиговые дислокации вдоль зон северо-западного простиранья, трассируемые, например, отрезками рек этого направления (Стеновая, Правая Авача) и сопряженные с правосдвиговыми нарушениями.

Анализ современного структурного плана позволяет говорить также о существовании и активном развитии в позднечетвертичное время аномальной широтной зоны, в пределах которой четвертичные субмеридиональные структуры района испытывают резкий однонаправленный изгиб (см. рис. 36). В рельефе эта зона проявлена как широтный водораздел между бассейном правых притоков р. Камчатка (реки Эстребокос, Черобокош, Кавыча) и бассейном рек Правая, Средняя и Левая Авача. В целом широтная зона совпадает с выделенным ранее Бакенинг-Карымским разломом [Ермаков и др., 1974]. На космических снимках среднего разрешения и на мелкомасштабных топографических картах она уверенно прослеживается на восток примерно до оз. Карымское, т.е. в пределы Восточно-Камчатского вулканического пояса. К ней приурочено, например, резкое изменение ширины долины р. Жупанова. В Срединном хребте

(в поверхности Малкинского свода), т.е. к западу от депрессии верховий рек Камчатка и Быстрая, эта зона не прослеживается.

Анализ характера выраженности в рельефе отрезка широтной зоны от депрессии рек Камчатка и Быстрая до р. Кавыча позволяет отметить некоторые черты ее строения, важные, на наш взгляд, для понимания ее природы. Судя по результатам дешифрирования аэрофотоизображений, каких-либо широтных разломов, проявленных в рельефе (т.е. позднечетвертичных), которые можно было бы отнести к этой зоне, не существует. Она выражена элементами рельефа широтного простирания на фоне основных, субмеридиональных структур (см. рис. 36). На северном краю зоны это система овальных блоков между верховьями рек Кавыча, Эстребокос, Чербекош и верховьями рек Средняя и Левая Авача. По этим блокам проводится северная отчетливая граница зоны. К югу от нее широтные простирания, характерные для зоны, читаются по отрезкам рек этого направления — по пади Тимоновская (которую продолжает на запад ложбина в 1000-метровой поверхности, пересекающая долину р. Средняя Авача и выходящая на верховья пади Колодбище), падам Глубокая, Озерная, Костакан и др. Но южную границу зоны, такую же отчетливую, как и северная, выделить нельзя.

Можно отметить также совпадение с этой широкой зоной широтных (аномальных по отношению к субмеридиональным структурам) элементов рельефа полосы распространения центров молодого вулканизма. Вероятно, это пространственное совпадение отражает и генетическую взаимосвязь.

В целом указанные особенности широтной зоны позволяют предполагать, что, во-первых, по своей природе она является зоной повышенной проницаемости земной коры, во-вторых, она характеризуется более глубоким, чем субмеридиональные структуры, заложением (нижнекоровым—верхнемантийным), в-третьих, кроме процессов растяжения, в этой зоне вполне возможны и горизонтальные правосдвиговые перемещения (проявленные на поверхности однонаправленным в плане изгибом субмеридиональных структур сжатия примерно по линии северного ограничения зоны) и, в-четвертых, ее "плоскость", судя по увеличению степени контрастности выражения ее в рельефе в северном направлении, не вертикальна, а падает под некоторым углом на юг.

Таким образом, в пределах Ганальского хребта и южной части Валагинского выделяются элементы двух структурных планов. Один из них представлен динамически связанной системой правых сдвигов и субмеридиональных структур сжатия (складки дочетвертичного основания, структуры рампового типа), активно развивающихся, видимо, со среднего плейстоцена до конца позднего плейстоцена (иногда и в начале голоцена) в условиях горизонтального, в общем широтного, сжатия. Другой включает гораздо менее интенсивно проявленные на поверхности элементы широтного простирания, обусловленные существованием в нижних горизонтах коры и, возможно, в верхней мантии (о чем говорит преимущественно основной состав голоценовых вулканических продуктов) линейной зоны растяжения с правосдвиговыми движениями (течением материала) вдоль нее.

Совместный анализ данных, полученных при изучении отдельных районов, позволяет сделать выводы, касающиеся строения и закономерностей формирования в средне-позднечетвертичное время структуры востока Центральной Камчатки и всего Центрально-Камчатского блока, положения в ней и роли в ее развитии отдельных разрывов и зон разломов, а также природы структурных элементов различных направлений.

Как показывает изучение отдельных разрывов, зона разломов передового фаса представляет собой зону правого сдвига, протягивающуюся через всю Центральную Камчатку согласно простиранию основных элементов ее новейшей и современной структуры (см. рис. 25). Ее преимущественно сдвиговый характер доказывается определениями соотношений сдвиговой и вертикальной компонент для разрывов зоны. В среднем сдвиговой компоненте превосходит сбросовую в 10 раз, а для отдельных нарушений это соотношений достигает 20—25. Средняя скорость правосдвиговых смещений за конец позднего плейстоцена — голоцен достигает 1 см/год (возможно, 1,5 см/год), причем

такое значение устанавливается как для нарушений, активных вплоть до настоящего времени (район п-ова Камчатский), так и для тех, которые были активными лишь до конца плейстоцена и, вероятно, в начале голоцена.

Отдельные разрывы зоны разломов передового фаса выступают как непосредственная граница Центральной Камчатской депрессии и горст-антиклинали Восточных хребтов. Ломаная в плане конфигурация депрессии определена существованием разрывов разных направлений – северо-северо-восточного, субмеридионального и восток-северо-восточного (см. рис. 26). Разрывы восток-северо-восточного простирания, входящие в качестве составного элемента в зону разломов передового фаса, часто продолжают в пределы горст-антиклинальной зоны Восточных хребтов, характеризую, таким образом, их внутреннюю структуру и стиль деформаций. Самостоятельная в этом случае роль этих разрывов была показана ранее Э.Н. Эрлихом [1973], который также относил их к правым сдвигам и придавал им большую роль в распределении элементов молодой структуры Камчатки.

Как пример можно привести разлом, определяющий положение долины р. Сторож, который находится на продолжении восток-северо-восточного разрыва, нарушающего склон вулкана Кизимен. Существуют и разрывы этого простирания, пространственно разобщенные с зоной разломов передового фаса. К ним относятся, например, разрывы низовьев рек Пятая, Четвертая и Третья, впадающих в Камчатский залив. Как было показано, эти разрывы, являющиеся, по существу, чистыми правыми сдвигами, образуют единую динамическую систему с левыми сдвигами северо-западного простирания, часто также пространственно разобщенными с зоной разломов передового фаса, и с субмеридиональными структурами сжатия (складки п-ова Камчатский и хребта Кумроч, дуговидные складчатые структуры хребта Тумрок и п-ова Кроноцкий, складки и рамповые структуры в бассейне рек Средняя Авача и Кавыча). Данный парагенез структур свидетельствует о том, что формирование в четвертичное время структуры востока Центральной Камчатки и, следовательно, правосдвиговые дислокации вдоль зоны разломов передового фаса происходили в условиях субширотного горизонтального сжатия. Судя по возрасту последних активных правосторонних подвижек, условия сжатия сохранились в районе п-ова Камчатский и в течение голоцена, а южнее, вплоть до южной границы Центрально-Камчатского блока, они ограничивались по времени началом голоцена. Как уже было отмечено, северо-западные левые сдвиги часто пространственно не связаны с зоной разломов передового фаса. Многие из них или расположены в стороне от этой зоны (полуострова Камчатский и Кроноцкий), или же пересекают ее, простираясь в пределы Центральной Камчатской депрессии. Крупные разрывы этого направления, как видно из схемы структурного плана, разделяют всю область востока Центральной Камчатки на ряд сегментов, различающихся особенностями складчатой структуры. Один из таких разрывов пересекает Восточные хребты на стыке хребтов Тумрок и Валагинский, другой – примерно в районе выхода из высокогорья р. Кавыча ("диагональный шов" Камчатки). Если заключенный между ними блок Валагинского хребта выглядит как единое достаточно жесткое образование, то к северу и югу от него устанавливается широкое развитие более мелких новейших и позднечетвертичных складок основания.

На фоне субмеридиональных структур сжатия, отраженных в рельефе внутренних пространств Восточных хребтов, отчетливо выделяется довольно узкая (5–15 км) зона более интенсивных деформаций – вдоль отрезков зоны разломов передового фаса в его восточном крыле. Такая зона фиксируется, например, для хребта Кумроч, а также на юге Центрально-Камчатского блока, примерно между р. Кавыча и верховьями Правой Камчатки. Стиль деформации поверхности хребтов внутри этой зоны определяется развитием системы близко расположенных блоков сигмоидальной в плане формы, что позволяет трактовать их как складки волочения в зоне правого сдвига. Существование таких зон интенсивных складчатых деформаций хорошо объясняет, на наш взгляд, отмечаемый исследователями [История. . . , 1974] факт более быстрого подъема крае-

вых частей хребтов по сравнению с осевыми, вследствие чего линия истинного водораздела часто гипсометрически оказывается ниже вершинной поверхности хребтов вблизи их границы с Центральной Камчатской депрессией. Развитие более широких и менее интенсивных атиклинальных и синклинальных складок в центральных частях хребтов и их "пережатость" в присдвиговых зонах определяют и изменение морфологии многих речных долин (например, р. Тополовая в хребте Кумроч, рек Кавыча, Эстребокос, Чербокош и Денохонок в северной части Ганальского хребта). Широкие в своих верховьях, перед выходом из хребта они приобретают *V*-образный профиль.

Влиянием правосдвиговых движений вдоль зоны разломов передового фаса на структуру и, следовательно, на особенности рельефа восточных районов Центральной Камчатки объясняются также различия в средней высоте рельефа примыкающих к зоне блоков в ее северном и южном окончаниях. Так, в большей мере низинный характер п-ова Камчатский определен его положением в зоне растяжения на окончании правого сдвига. Соответственно максимальные для Восточных хребтов высоты (до 2000 м и более) на крайнем юге Центрально-Камчатского блока (хребет Ганальский) наблюдаются в области реализации правосдвиговых движений. В нее попадает, по нашему мнению, вся Начикинская зона поперечных дислокаций (см. рис. 25). Эта зона включает, с одной стороны, систему четвертичных складок основания северо-западного простираения, продолжающихся к югу систему субмеридиональных складок района верховьев рек Кавыча, Денохонок, Эстребокос, Средняя и Левая Авача, а с другой – систему сигмоидальных в плане блоков, вытянутых в полосу северо-западного простираения, которая ограничена с юга депрессией р. Плотниковая, а с севера линией, проходящей через верховья р. Правая Быстрая и руч. Поперечный. Кулисное взаимное расположение ряда этих блоков свидетельствует в общем о наличии крупной зоны с левосдвиговыми движениями вдоль нее, сопряженной, очевидно, с южным отрезком зоны разломов передового фаса, характеризующимся правосдвиговыми движениями.

В системе дислокаций Начикинской поперечной зоны закономерно (в смысле соответствия восстанавливаемому полю напряжений) расположены грабены рек Быстрая и Паратунка и широкая депрессия низовьев рек Корякская и Вахталка, где происходит общее погружение поверхности складок основания.

В связи с установлением складчатой средне-позднечетвертичной структуры внутренних пространств востока Центральной Камчатки и зоны присдвиговых дислокаций возникает вопрос и об их распространении к западу от зоны разломов передового фаса – в пределах Центральной Камчатской депрессии и южной части Срединного хребта (Малкинского свода), а также в зоне Козыревско-Быстринской системы поднятий.

Четвертичное развитие внутренних районов Центральной Камчатской депрессии, ее современное тектоническое строение были подробно охарактеризованы О.А. Брайцевой, И.В. Мелекесцевым и др. [Стратиграфия. . . , 1968; История. . . , 1974]. Проанализировав распространение в пределах депрессии форм рельефа различного возраста (флювиогляциальные равнины первой и второй фазы позднелейстоценового оледенений, поверхности с цоколем древних осадков депрессии и т.д.), они выделили участки, характеризующиеся в позднечетвертичное время разной интенсивностью вертикальных движений того или иного знака. Основным элементом современной структуры, согласно их схеме, является Центральное поднятие и его древнее ядро – Генеральское поднятие, в краевых частях которого на уровень эрозионного вреза выведены самые древние из наблюдаемых в разрезах рыхлые отложения, заполняющие депрессию (комплекс "синих глин" начала–середины нижнего плейстоцена). Центральное поднятие протягивается в средней части Центральной Камчатской депрессии, примерно от с. Милькова до Среднекамчатска. Генеральское поднятие, как положительная форма рельефа, начало формироваться со времени позднелейстоценового межстадиала, а его периферические части (Центральное поднятие) – несколько позже, после формирования флювиогляциальных равнин первой фазы позднелейстоценового оледенения [Стратиграфия. . . , 1968]. Начало дифференциации структуры внутренних пространств депрессии и соответственно рельефа ее поверхности связывается авторами упомянутой работы с эпохой

активизации тектонических движений в пределах всей Центральной Камчатки, эпохой общего интенсивного воздымания окружающих депрессию хребтов. До этого времени, по их мнению, вся депрессия представляла собой (вместе с ее крайней южной частью — Быстринской депрессией) единую область прогибания.

Анализ морфологии поверхности Центральной Камчатской депрессии и рисунка гидросети позволяет, на наш взгляд, детализировать упомянутую схему [Стратиграфия..., 1968, рис. 38] и представить внутреннюю структуру депрессии в виде системы субмеридиональных, довольно узких зон поднятий и впадин (см. рис. 25). Простирающиеся линейные впадины подчеркиваются отрезками долины р. Камчатка субмеридионального простираения, а места пересечения зон поднятий с р. Камчатка приходится на ее отрезки северо-восточного простираения. Зона, включающая Генеральское поднятие, отчетливо прослеживается на север, до р. Камчатка (в междуречье рек Камчатка и Китильгина), в виде конседиментационного образования. К югу от Генеральского поднятия она выражена относительно стабильным участком, по обе стороны от которого находятся зоны голоценового опускания [Стратиграфия..., 1968]. Другая зона поднятий субмеридионального простираения включает на юге массив горы Шаромский Мыс, который по его положению к западу от зоны разломов передового фаса также можно отнести к Центральной Камчатской депрессии. На север в виде конседиментационного поднятия она протягивается в междуречье рек Кавыча и Камчатка, по крайней мере до отрезка р. Камчатка северо-восточного простираения.

К конэрозионным структурам типа поднятий массива горы Шаромский Мыс и Генеральского мы относим также поднятие горы Оленья на правом берегу верховьев р. Правая Камчатка и поднятие в фундаменте горы Николка, а к конседиментационным — меридиональное поднятие под Ключевской группой вулканов, разделяющее Козыревскую и Хапичинскую впадины, выполненные мощной толщей (по геофизическим данным [Утнасин и др., 1972], до 2—4 км) рыхлых плиоцен(?)—четвертичных отложений.

Формирование всей этой системы субмеридиональных поднятий в виде конседиментационных образований началось, возможно, с раннего плейстоцена. Об этом, в частности, свидетельствует отсутствие в вершинной части Генеральского поднятия отложений комплекса "синих глин" и увеличение мощности рыхлых отложений депрессии (до 600 м) в зонах прогибов, совпадающих пространственно с меридиональными отрезками долины р. Камчатка [Стратиграфия. . . , 1968]. С позднего плейстоцена в связи с активизацией вертикальных движений в пределах Центральной Камчатки отдельные участки поднятий получили выражение в рельефе, т.е. превратились в участки конэрозионного воздымания. Границами конэрозионных и конседиментационных отрезков поднятий служат узкие разломные зоны северо-восточного простираения, хорошо прослеживающиеся в рельефе депрессии. Разломная природа зон доказывается часто наблюдаемым продолжением их по простираению в виде отдельных разломов зоны передового фаса (например, разлом северного склона вулкана Кизимен и разлом южного ограничения Генеральского поднятия), приуроченностью к ним рвов и балок [Стратиграфия. . . , 1968], широким развитием молодых разрывов этого же простираения, выраженных уступами в поверхности флювиогляциальных равнин между Валагинским хребтом и Генеральским поднятием (см. рис. 25), параллельностью северо-восточным правым сдвигам Восточных хребтов.

Разломы северо-восточного простираения хорошо "вычитываются" и из схемы новейшей тектоники Камчатской депрессии (для позднего плейстоцена — голоцена), представленной в работе "Стратиграфия четвертичных..." [1968] как отрезки соответствующего простираения западной границы Центрального поднятия. Вполне обоснованным кажется предположение, что, как и в невулканических районах Восточной Камчатки, поднятия в пределах Центральной Камчатской депрессии по своей природе являются структурами сжатия и образуют систему складок основания, динамически связанных с разрывами северо-восточного простираения. Это подтверждается наблюдаемым в отдельных случаях непосредственным продолжением складчатых структур из зоны Восточных хребтов в Центральную Камчатскую депрессию. Так, антиклинальная складка

основания (фиксируемая деформациями поверхности комплекса "лав плато") на левобережье р. Кавыча продолжается в западном крыле зоны разломов передового фаса поднятием горы Шаромский Мыс, причем, как и в зоне присдвиговых дислокаций восточного крыла зоны разломов, это поднятие в плане имеет сигмоидальную форму (складка волочения), что согласуется с установленным характером перемещения по ней (см. рис. 25, 36).

Зоны северо-восточного простираения, пересекающие Центральную Камчатскую депрессию, уверенно прослеживаются в рельефе и юго-западнее — в пределах жесткого блока южной части Срединного хребта (Малкинский свод) с выходами метаморфид. Наиболее четко они выражены на самом юге Срединного хребта, на его отрезке, ограниченном с востока Быстринской депрессией: хорошо видно, что они являются непосредственным продолжением в Срединный хребет разрывов того же простираения зоны разломов передового фаса. Например, восток-северо-восточный разрыв, являющийся восточной границей Быстринской депрессии сразу к югу от горы Оленья, продолжается в Срединный хребет зоной, контролирующей положение отрезков верховьев долин рек Пымта и Правый Кихчик. Южнее подобным образом прослеживается разрыв, пересекающий как Ганальский, так и Срединный хребет, где по нему заложен отрезок р. Быстрая северо-восточного простираения. В рельефе поверхности Малкинского свода выявляются и зоны северо-западного направления, расположенные на продолжении системы новейших дислокаций Начикинской поперечной зоны (вдоль рек Лунтос и Правая Воровская). В целом северо-восточные и северо-западные линейные зоны образуют закономерную сеть, подобную установленной для горст-антиклинальных зон Восточных хребтов и восточных полуостровов Камчатки и Центральной Камчатской депрессии.

Анализ рельефа поверхности жесткого блока Малкинского свода позволяет также сделать некоторые заключения и о его внутренней новейшей структуре. Она характеризуется, как показано на схеме структурного плана, наличием широких блоков, ограниченных по простираению северо-восточными зонами разрывов. Границами между блоками выступают субмеридиональные узкие, часто сигмоидальной в плане формы впадины, трассируемые на отдельных своих отрезках долинами рек Левая Андриановка, Шаромская, Озерная, Камчатка, Степанова и др. В целом рисунок, образуемый сочетанием блоков и северо-восточных разрывных зон, аналогичен описанным ранее структурным рисункам, характеризующим стиль позднечетвертичных деформаций востока Центрально-Камчатского блока и Центральной Камчатской депрессии. Отличие состоит главным образом в большей ширине субмеридиональных блоков, что обусловлено, по-видимому, большей жесткостью слагающих Срединный хребет комплексов пород.

Таким образом, можно заключить, что в условиях субширотного горизонтального сжатия развивался весь Центрально-Камчатский блок. Судя по изменениям в контрастности движений и по степени выраженности в рельефе указанных структур, это сжатие было максимальным в восточных районах Центральной Камчатки и ослабевало в западном направлении, с удалением от океана.

В связи с этим выводом естественным образом возникает вопрос о природе и положении в структуре Центральной Камчатки грабен-синклинальных зон северо-северо-восточного простираения — Центральной Камчатской депрессии и грабен-синклиналей вулканического пояса Срединного хребта и Восточно-Камчатского вулканического пояса.

Первый очевидный вывод, следующий из анализа схемы структурного плана (см. рис. 25), заключается в том, что Центральная Камчатская депрессия в ее современном виде представляет собой структуру обрушения. Показательно, что в пределах депрессии прослеживаются те же структурные элементы, что и в ограничивающих ее поднятых блоках. Очевидно, что ее восточная разломная граница использовала при своем формировании неоднородности, создаваемые расположением средне-поздне-четвертичных складок и разрывов. Условия растяжения на этой границе отчетливо

фиксируются при полевом изучении отрезков отдельных составляющих ее разрывов. Западная граница депрессии на большем своем протяжении (кроме южного отрезка и Быстринской депрессии) имеет неразломный характер. Поверхность комплекса нижнечетвертичных базальтов "лав плато", бронирующая поверхность Козыревско-Быстринской системы поднятий, полого погружается на восток, под отложения депрессии [История..., 1974]. Однако и здесь устанавливаются условия растяжения, маркируемые полосой голоценового ареального вулканизма [Egлич, 1968; Эрлих, 1973]. В целом особенность положения Центральной Камчатской депрессии в позднечетвертичной структуре Камчатки заключается в дискордантности по отношению к структурам, возникновение которых обусловлено субширотным сжатием.

Второй вывод следует из анализа высотного положения развитых внутри депрессии блоков. Отмечается общее уменьшение их высоты к осевой части депрессии. Так, высота массива горы Шаромский Мыс составляет около 1000 м (примерно на 400–500 м меньше, чем средняя высота поверхности Валагинского хребта), Генеральское поднятие понижается в северном направлении от 550 м (гора Генералка) до средней высоты поверхности депрессии (100–150 м). С учетом этих значений Центральная Камчатская депрессия в поперечном сечении предстает в виде широкой мегаскладки основания, отдельные участки юго-восточного крыла которой опущены по разломам северо-восточного простирания. Подобным образом ведет себя и поверхность комплекса "лав плато" Асхачного увала. В ненарушенном виде синклинальный прогиб Центральной Камчатской депрессии можно наблюдать на широте хребта Кумроч севернее р. Камчатка, т.е. в том районе, куда не распространяется зона разломов передового фаса.

Первый вывод справедлив и для линейных зон четвертичного вулканизма Центральной Камчатки. Морфология грабен-синклиналей, к которым они приурочены, обнаруживает черты сходства с морфологией Центральной Камчатской депрессии. Для грабен-синклинали вулканического пояса Срединного хребта это очевидно. Ее восточная сбросовая граница с системой меридиональных блоков Козыревско-Быстринской системы поднятий прекрасно выражена в рельефе и в разрезе по смещению поверхности нижнечетвертичных базальтов с амплитудой около 1,5 км. Вдоль западной границы Восточно-Камчатского вулканического пояса происходит пологое погружение поверхности дочетвертичных комплексов Восточных хребтов под плиоцен-четвертичные вулканические образования. Восточная граница пояса на космических снимках среднего разрешения представляется как прямолинейная зона, контролирующая распространение вулканических толщ. Вдоль ее южного отрезка наблюдается резкое погружение к западу фундамента пояса, выходящего на поверхность в пределах мыса Шипунский. На северном окончании пояса его восточной границей является система практически современных сбросов между депрессией верховьев р. Сторож и поднятым блоком урочища Оленья Тундра.

Не обсуждая сейчас несомненных различий структур Центральной Камчатской депрессии и грабен-синклиналей вулканических поясов, можно в общем констатировать, что в пределах Центрально-Камчатского блока существуют три крупные зоны северо-северо-восточного простирания, дискордантные в целом относительно однообразных им складчатых и разрывных структур сжатия, т.е. что появление и активное развитие в позднечетвертичное время и тех и других не может быть следствием единого, однородного поля напряжений. Данная ситуация, по нашему мнению, может быть объяснена в рамках предположения о том, что элементы двух выделенных структурных планов, проявленных на поверхности, различаются по глубине своего заложения, т.е. предположения о существовании и активном развитии различных по динамическим характеристикам процессов на разных уровнях литосферы Центральной Камчатки.

А.Е. Святловский [1967] показал, что пространственная связь между сбросовыми разрывами восточного ограничения Центральной Камчатской депрессии и вулканическими проявлениями отсутствует. Из этого следует (если принимать вулканизм как показатель глубинности тех или иных структур, с которыми он связан), что молодые разрывы зоны передового фаса не проникают до зон магмообразования, расположен-

ных в низах коры и в верхней мантии на глубинах 30–100 км [Федотов, Потапова, 1974]. Кроме того, глубина проникновения зоны этих разрывов в районе Ключевской группы вулканов по сейсмическим данным была оценена в 20–25 км [Ермаков, 1969]. По С.А. Федотову и др. [1966], сгущения мелкофокусных (на глубинах 0–10 км) землетрясений в районе верховьев рек Шапина, Сторож, Малая Чажма образуют зоны восток-северо-восточного простирания ( $60^\circ$ ) – такого же, какое имеют молодые разломы этого района (разлом верховьев р. Сторож и низовьев р. Левая Шапина). Антиклинальная складка основания на левобережье р. Кавыча, судя по ее параметрам (ширина, угол наклона крыльев), захватывает верхние горизонты земной коры, до глубин 20–25 км. С учетом всех этих данных и имея в виду также прямую отраженность этих структур в рельефе, можно считать наиболее вероятным, что элементы структурного плана, обусловленного горизонтальным сжатием, охватывают коровый слой до глубин максимум 20–25 км.

Развитие грабен-синклинальных зон Центральной Камчатки в их современном виде является, очевидно, следствием более глубинных процессов. Об этом свидетельствуют два главных факта.

Первый состоит в том, что в пределах этих зон развит (существует) тот же парагенез позднечетвертичных складчатых и разрывных структур, что и в обрамляющих их горст-антиклинальных зонах, т.е. сформировались они, по существу, в процессе обрушения отдельных участков земной коры Центральной Камчатки. Это достаточно четко устанавливается для Центральной Камчатской депрессии. Грабен-синклинали Восточно-Камчатского вулканического пояса и вулканического пояса Срединного хребта, отличаясь по отдельным своим параметрам от Центральной Камчатской депрессии, по положению в позднечетвертичной структуре схожи с ней.

Второй факт – это тесная пространственная связь зон вулканизма и грабен-синклиналей и верхнемантийное положение очагов крупных вулканов, поставляющих на поверхность материал основного и средне-основного состава [Федотов, Потапова, 1974]. Кроме того, о глубинности заложения основных структурных элементов, определяющих главные черты орографии Центральной Камчатки, говорит то, что и рельеф подошвы земной коры в ее пределах обнаруживает ту же северо-северо-восточную зональность [Павлов, Семанкин, 1972].

Обратимся теперь к характеристике элементов позднечетвертичной структуры Камчатки, имеющих субширотное простирание. Показанные на схеме структурного плана (см. рис. 25) субширотные зоны, выделенные нами на космических снимках и топографических картах как линеаменты, практически полностью совпадают с установленными ранее по гравиметрическим и аэромагнитным данным субширотными разломами [Супруненко, Декин, 1968; Ермаков и др., 1974]. Главное отличие нашей схемы касается местоположения одной из зон – Мильковско-Кроноцкой (по В.А. Ермакову с соавторами), которую мы вслед за А.Е. Шанцером [1979] проводим не к юго-восточному окончанию оз. Кроноцкое, а в район Узонско-Гейзерной кальдеры (Узонско-Валагинский субширотный разлом А.Е. Шанцера). Кроме того, по нашим данным, практически не прослеживаются две самые северные субширотные зоны, выделенные В.А. Ермаковым и др. [1974], – Паланская и Маимлянская. В принципе получается, что достаточно отчетливо выраженные субширотные зоны распространены в тех районах Камчатки, где Центральная Камчатская депрессия имеет вид структуры обрушения, и их нет там, где она в рельефе выглядит как пологий синклинальный прогиб. Сразу отметим, что это может свидетельствовать, на наш взгляд, о генетической взаимосвязи процессов обрушения грабен-синклинали Центральной Камчатской депрессии и активного развития субширотных зон. Это заключение представляется справедливым и для Южной Камчатки, поскольку есть геофизические данные, что Центральная Камчатская депрессия в погребенном (конседиментационном) виде продолжается на юг, до сочленения с глубоководной впадиной Охотского моря [История..., 1974].

Динамической интерпретации субширотных разломов уделяли внимание многие исследователи. Все признают их сдвиговый характер. Нет единого мнения о мощности

"слоя" литосферы Камчатки, в котором активно развиваются эти сдвиговые субширотные зоны: О.И. Супруненко и Г.П. Декин [1968], В.А. Ермаков и др. [1974] считают их верхнекоровыми образованиями, а Э.Н. Эрлих относит их к структурам глубокого заложения [Эрлих, 1973].

Для установления глубины заложения субширотных разломов (глубин уровня их активного развития) определяющими, на наш взгляд, являются следующие обстоятельства.

По отношению к основным элементам позднечетвертичной структуры Центральной Камчатки субширотные зоны имеют транзитный, сквозной характер; они прослеживаются в пределы Центральной Камчатской депрессии, пересекают горст-антиклинальную зону Восточных хребтов и распространяются во внутренние части Восточно-Камчатского вулканического пояса. При пересечении субширотными зонами невулканических районов Центральной Камчатки отмечается лишь некоторая трансформация четвертичных складчатых структур, но не изменение самого стиля деформаций. Особенно отчетливо это устанавливается для Бакенинг-Карымской зоны, вдоль которой происходит закономерный изгиб субмеридиональных складок основания, определяющих характер структуры этой части горст-антиклинали Восточных хребтов. По линии Толбачинско-Андриановской зоны устанавливается общее опускание поверхности складчатых структур хребта Кумроч (см. рис. 27).

По данным А.Е. Шандера [1979] и согласно нашим наблюдениям, субширотные зоны чрезвычайно слабо выражены в поверхностной тектонической структуре. Главным образом на их отдельных отрезках фиксируются маломощные зоны трещин. В то же время для некоторых из них отмечается отчетливая пространственная связь с центрами позднеплейстоцен-голоценового вулканизма, причем не только в пределах вулканических поясов, но и вне их. Так, вдоль Бакенинг-Карымской зоны протягивается широкая полоса одноактных лавовых и шлаковых конусов; здесь же расположен крупный позднеплейстоцен-голоценовый вулкан Бакенинг. На восточном продолжении зоны, в Восточно-Камчатском вулканическом поясе, находится кальдера Карымского озера. Вдоль Узонско-Валагинской зоны в Валагинском хребте располагается ряд молодых эвструзий [Шандер, 1979], а в вулканическом поясе — вулканы Узон, Тауншиц и Узонско-Гейзерная кальдера. По данным детальных сейсмологических наблюдений 1964—1969 гг., эпицентры землетрясений с глубинами очагов больше 100 км образуют полосы широтного простирания, совпадающие с субширотными зонами или продолжающие их [История..., 1974].

Вышеизложенное достаточно определенно свидетельствует о том, что субширотные зоны являются косвенным отражением на поверхности глубинных линейных зон дислокаций, активно развивающихся в нижних горизонтах земной коры Центральной Камчатки и распространяющихся, вероятно, вплоть до верхов мантии.

Вывод о преимущественно сдвиговом характере перемещений по субширотным глубинным разломам был сделан Э.Н. Эрлихом на основе установленного им горизонтального смещения очагов кислой магмы под Узонско-Гейзерной кальдерой на восточном окончании Узонско-Валагинской зоны [Вулканизм..., 1974]. В позднечетвертичное время оно было по направлению правым. То же вытекает и из наших данных для Бакенинг-Карымской зоны, над которой происходит флексуобразный в плане изгиб субмеридиональных складок основания, соответствующий правому сдвигу вдоль нее.

О глубине верхней границы слоя, в котором активно развивается система глубинных сдвигов, можно судить по расчетной глубине положения кровли смещаемых ими очагов кислой магмы, создающих локальные отрицательные гравитационные аномалии в районах четвертичных кальдер Камчатки. Для Узонско-Гейзерной кальдеры это глубина 10—20 км (по разным подсчетам), для района Паужетско-Курильской аномалии — 10—17 км [Зубин и др., 1971]. С учетом этих значений можно считать, что глубинные сдвиги развиты в земной коре примерно ниже 15 км.

Надо отметить, что этот вывод находится в противоречии со взглядами исследователей, впервые выделивших систему субширотных разломов. По их мнению, эти раз-

ломы нарушают верхнюю часть коры до глубин примерно 15 км, т.е. находятся в пределах гранитно-метаморфического слоя [Ермаков и др., 1974] (в неявном виде это предполагалось и О.И. Супруненко и Г.П. Декиным [1968]). Такое мнение основывалось главным образом на наблюдаемом совпадении участков резкого расширения Центральной Камчатской депрессии с местами пересечения ее разломной восточной границы субширотными разломами, а также на результатах изучения связей положения отдельных разломов с распределением в плане эпицентров мелкофокусных землетрясений. Против мнения упомянутых исследователей и в защиту нашего можно привести следующие доводы. При верхнекоровом заложении субширотных сдвигов они, как активные в позднечетвертичное время структуры, по степени своего выражения в рельефе поверхности Камчатки и по степени влияния на общий рисунок и особенности расположения позднечетвертичных структур были бы подобны явно верхнекоровым (поверхностным) молодым разломам. Однако этого не наблюдается. Не оспаривая реальности установленного упомянутыми исследователями факта связи ширины Центральной Камчатской депрессии с широтными разломами, все же отметим, что на поверхности ее расширение происходит исключительно по входящим в систему разломов передового фаса молодым разрывом восток-северо-восточного и северо-восточного простираения. На картах эпицентров землетрясений 1962–1969 гг. (по данным В.А. Широкова) с глубинами очагов 0–15 и 20–25 км, приведенных в работе В.А. Ермакова и др. [1974], хорошо видно, что обнаруживается некоторая приуроченность эпицентров землетрясений с глубинами очагов до 15 км лишь к одному из двух показанных на схеме разломов – Шапинско-Чажминскому. Толбачинско-Анриановский разлом не обнаруживает связи с очагами землетрясений на обоих глубинных уровнях. С учетом такой неопределенности эти данные в отрыве от других, указанных выше особенностей субширотных зон вряд ли могут приниматься в качестве доказательства их верхнекорового заложения.

Итак, можно сказать, что в позднечетвертичной структуре Центральной Камчатки существуют две группы элементов различных направлений, различающиеся глубиной заложения и образующие два структурных плана. Одна из них – система сопряженных северо-восточных (и восток-северо-восток) правых и северо-западных левых сдвигов и субмеридиональных складок основания – характеризует стиль деформации корового (до глубин максимум 20–25 км) слоя всей Центральной Камчатки и развивается в условиях субширотного горизонтального сжатия. В эту же группу входит и зона разломов передового фаса с преимущественно правыми горизонтальными движениями вдоль нее. Другая группа представлена грабен-синклиналиными зонами северо-северо-восточного простираения.

### 2.1.3. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

Одновременное развитие в разных по глубине горизонтах земной коры и верхней мантии Центральной Камчатки различных по динамическим условиям образования структур и их сочетаний (т.е. структурно-динамическая дисгармония этих горизонтов) должно приводить к накоплению напряжений и в конечном счете к срывам вдоль субгоризонтальной поверхности их раздела. Иначе говоря, можно предполагать тектоническую расслоенность Центрально-Камчатского блока.

Из оценок глубины проникновения структур, сформировавшихся при субгоризонтальном сжатии, следует, что возможная зона субгоризонтальных срывов находится на глубине 20–25 км. В связи с этим представляют интерес данные, полученные при интерпретации профилей глубинного сейсмического зондирования [Глубинное..., 1978; Балеста, 1981]. При повсеместном распространении во всех структурных зонах Центральной Камчатки геофизических "гранитного" и "базальтового" слоев, варьирующих по мощности, и при средней мощности земной коры около 30 км выявляются две главные особенности распределения в ее пределах сейсмических скоростей.

Первая состоит в том, что в отличие от поднятий под вулканами, расположенными в грабен-синклинальных прогибах, вместо четкой единой границы Мохоровичича развита мощная переходная зона, по параметрам промежуточная между корой и верхней мантией (рис. 40, см. вкл.). В ней наблюдается сложное распределение сейсмических скоростей  $v_p$  (чередование слоев с повышенными и пониженными скоростями распространения продольных волн, вплоть до инверсии скоростей). В целом скорости  $v_p$  в переходной зоне понижены по сравнению с соседними областями от 7,8 до 7,4 км/с. Мощность ее под Ключевской группой вулканов достигает 8–10 км, а под Авачинской — 20–24 км, причем в первом случае кровля переходной зоны находится примерно на уровне подошвы коры под окружающими Ключевскую группу поднятиями, а во втором — поднята до глубины 20–22 км. Существование переходной зоны приводит к неоднозначности в определении положения границы Мохоровичича и соответственно мощности коры. По мнению же С.Т. Балесты [1981], переходная зона является самостоятельным образованием, возникшим за счет переработки в зонах вулканизма как нижних горизонтов коры, так и верхов верхней мантии (своего рода "кормангийной смесью").

Вторая особенность разреза земной коры Центральной Камчатки — существование слоя с инверсией (отрицательным градиентом) скоростей прохождения продольных сейсмических волн. Под Центральной Камчатской депрессией он расположен на глубине 20–30 км, т.е. в низах "базальтового" слоя, непосредственно над переходной от коры к мантии зоной (см. рис. 40). Под Авачинской группой вулканов инверсионный слой находится несколько глубже — в пределах переходной зоны, но с приближением к континентальному склону он воздымается [Глубинное..., 1978; Балеста, 1981, сводные профили]. Падение скоростей  $v_p$  в инверсионном слое значительное, например под Центральной Камчатской депрессией — от 7,5 до 7,0 км/с.

Мощность переходной от коры к мантии зоны максимальна под вулканическими сооружениями (Ключевская и Авачинская группы вулканов), что, видимо, говорит о ее возникновении в процессе переработки под вулканическими поясами нижних горизонтов коры и верхов верхней мантии. Напротив, появление инверсионного слоя прямо не связано с вулканизмом, поскольку в районе профиля через Центральную Камчатскую депрессию он фиксируется и в стороне от Ключевской группы вулканов — под Козыревской и Хапичинской впадинами (см. рис. 40). Можно предположить, что по слою с инверсией скоростей, как по своего рода ослабленной зоне (неоднородности) в коре, возможны срыв и относительное перемещение разделяемых им горизонтов литосферы Центральной Камчатки с разными стилями новейших деформаций. Вместе с тем он сам мог появиться за счет некоторого локального разогрева и разуплотнения вещества в зоне контакта по-разному деформирующихся и разнонаправленно перемещающихся литопластин [Тектоническая..., 1982]. Определяющая роль тектонических напряжений в возникновении инверсионных слоев вытекает также из модели [Николаевский, Шаров, 1985], основанной на явлении смены типов разрушения горных пород с ростом глубины, т.е. с ростом литостатического давления. Согласно этой модели, инверсионный слой является областью объемного разрушения (объемной трещиноватости, повышенной пористости и проницаемости и соответствующего разуплотнения) горных пород, расположенной ниже горизонтов коры с хрупкими, локализованными в пространстве деформациями (разрывами). Причем область объемного разрушения, или инверсионный слой, представляет собой по сути корневую зону разрывов, при приближении к которой они (крутопадающие в верхних частях) выполаживаются. Иначе говоря, предполагается, что существует непосредственная структурная связь инверсионных и надинверсионных слоев земной коры.

Разделение земной коры Камчатки на "хрупкий" и "пластичный" этажи подтверждается сейсмологическими исследованиями. Гипоцентры всех землетрясений Камчатки за 1965–1968 гг. вне фокальной зоны (зоны Заварицкого–Беньюфа, падающей под континент) были сосредоточены в коровом слое до глубины около 25 км, а в интервале глубин 26–50 км их практически не было [Федотов и др., 1974].

Что касается распространения поверхности срыва по площади, то с наибольшей уверенностью ее можно предполагать под восточными районами Центрально-Камчатского блока, включая сюда Центральную Камчатскую депрессию, Восточные хребты, восточную вулканическую зону, восточные полуострова и, возможно, часть континентального склона. Под Ганальским хребтом, где кора практически на всю мощность характеризуется "гранитными" скоростями сейсмических волн, к промежутку глубин от 20 до 30 км приурочены многочисленные отражающие площадки [Глубинное..., 1978; Балеста, 1981]. Выше их практически нет. Одним из возможных объяснений появления этих площадок может быть развитие серии мелких срывов. Под всеми перечисленными районами в определенной степени аномальными свойствами обладает и граница коры и мантии [Балеста, 1981]. Срединный хребет и Западно-Камчатский прогиб в этом смысле представляются более стабильными образованиями.

По данным Л.Б. Славиной и С.А. Федотова [1974], верхняя мантия в интервале глубин 30–50 км, возможно до 70, под восточными районами Центрально-Камчатского блока характеризуется пониженными сейсмическими скоростями ( $v_p = 7,6–7,8$  км/с), а к западу от Центральной Камчатской депрессии – "нормальными" (8,0–8,2 км/с). Упомянутые выше зоны перехода от коры к мантии (переходный слой) являются в таком случае своего рода "апикальными" частями объема относительно разуплотненной, судя по пониженным скоростям, мантии, возникшими в процессе ее взаимодействия с корой. Восточное ограничение линзы относительно низкоплотной мантии совпадает с глубинной фокальной зоной, восточнее которой скорости  $v_p$  в верхней мантии повышены до 7,8–7,9 км/с [Славина, Федотов, 1974].

С субгоризонтальными срывами могут быть связаны и слои повышенной электропроводности. По данным В.С. Смирнова, Ю.Ф. Мороза и В.И. Поспеева, приведенным С.Т. Балестой [1981], в районе Ключевской группы вулканов такие слои располагаются на глубинах 10–20 км в земной коре и 30–40 км в переходном от коры к мантии слое, а под Западной Камчаткой – на глубине около 40 км. Из этого делается вывод, что нижний, электропроводящий слой может иметь региональное распространение, не зависящее от местоположения вулканических поясов. П.М. Сычев [1979] считает, что слои повышенной электропроводности на глубинах 10–15 км и между корой и мантией характерны вообще для всех тектонически активных областей.

Отличная от верхнекоревой система глубинных (нижнекоровых–верхнемантийных) деформаций, более высокие литостатическое давление и тепловой поток и асейсмичность глубинного уровня ниже поверхности срыва свидетельствуют о том, что и тектонические движения в нижних горизонтах литосферы Центральной Камчатки осуществляются особым образом. Видимо, можно говорить о горизонтальных перемещениях, течении вещества, находящегося в близком к пластическому состоянию. Можно предполагать, что в такое перемещение веществом низкоплотной верхнемантийной линзы вовлекается и материал нижних частей коры (до поверхности срыва).

Источником вещества низкоплотной мантии, вероятнее всего, являются продукты процессов плавления, происходящего в мантийной фокальной зоне. Это предположение основывается на том, что первичные питающие очаги вулканов расположены в верхней мантии [Федотов, Потапова, 1974; Федотов, 1974], непосредственно под земной корой или в переходном от коры к мантии слое [Балеста, 1981], а сами вулканы восточных районов Камчатки, как убедительно показал П.И. Токарев [1974], расположены над областью резкого уменьшения сейсмической активности в фокальной зоне на глубине  $140 \pm 20$  км. Иначе говоря, на поверхность Камчатки в виде вулканических продуктов поступает лишь часть поднимающегося от мантийной фокальной зоны относительно легкого материала; большая часть его задерживается в подкоровых горизонтах и регистрируется как линза низкоскоростной верхней мантии. Кстати, построения П.И. Токарева позволяют предполагать, что зоны вулканизма Центральной Камчатской депрессии и Восточно-Камчатского пояса – это отрезки единой вулканической зоны. В пользу такого предположения свидетельствует и то, что расстояние от вулканов Центральной Камчатской депрессии до оси глубоководного желоба (около 225 км)

равно расстоянию между ним и вулканами Восточно-Камчатского вулканического пояса (см. рис. 25).

При постоянном подтоке объем линзы низкоплотной мантии увеличивается, что и приводит в конечном счете к перемещению ее вещества в стороны от зоны поступления. На поверхности зона фиксируется цепью вулканов. Вероятно, перемещение осуществляется главным образом в западном направлении, согласно простиранию глубинных субширотных сдвигов, так как движению в противоположную сторону препятствуют структуры фокальной зоны.

Относительно низкоплотной мантии и нижних горизонтов коры верхнекоревая хрупко деформирующаяся пластина отстает в своем движении на запад. Видимо, возможно и некоторое абсолютное смещение ее в восточном направлении, как предполагал Э.Н. Эрлих [1973]. При подобном перемещении глубинных горизонтов коры и верхней мантии Центральной Камчатки относительно верхнекорового слоя находит свое объяснение как само появление грабен-синклинальных прогибов, так и их односторонний характер. Сбросы восточных обрамлений грабен-синклинальных прогибов появляются как реакция на изостатическое погружение блоков коры и на постоянное усилие, создаваемое на их нижней поверхности движущимися в западном направлении нижнекоровыми и подкоровыми массами. По морфологии такие разломы могут быть отнесены к листрическим сбросам, выполаживающимся с глубиной и в данном случае смыкающимся с поверхностью срыва. Таким образом, грабен-синклинальные прогибы Центральной Камчатки формируются в связи с активным воздействием на верхнекоровую пластину определенным образом эволюционирующего объема низкоплотной верхней мантии, и в этом глубинность их происхождения. Расширение площади прогибов на поверхности происходит за счет вовлечения в опускание (обрушение) краевых участков хребтов их восточных обрамлений, что наиболее очевидно для Центральной Камчатской депрессии.

Таким образом, если вулканические центры Центральной Камчатской депрессии и Восточно-Камчатского вулканического пояса жестко "привязаны" к фокальной зоне, то формирование грабен-синклинальных прогибов связано с мантийными процессами на более высоком уровне. Такое положение дел определяет и объясняет, при очевидной приуроченности в целом зон средне-позднеплейстоценового вулканизма к грабен-синклиналям, некоторую независимость положения вулканических поясов относительно границ грабен-синклиналей [Федоренко, Скрипко, 1969]. Наиболее ярко такое их соотношение проявлено в том, что единая зона вулканизма Восточной Камчатки на южном и северном отрезках располагается в разных грабен-синклинальных прогибах, а в районе хребта Тумрок пересекает горст-антиклинальную зону Восточных хребтов. На большей своей части грабен-синклинальный прогиб Центральной Камчатской депрессии не компенсирован вулканическими продуктами. Образование грабен-синклинального прогиба Восточно-Камчатского вулканического пояса как структуры также произошло до массовых лавовых излияний [История..., 1974].

Становление структуры Центрально-Камчатского блока в ее современном виде охватывает промежуток времени примерно с конца среднего плейстоцена. Одним из важнейших событий этого этапа была эпоха кислого вулканизма, в которую сформировались обширные игнимбритовые и пемзовые покровы и образовался ряд специфических вулкано-тектонических структур — кальдер. Очевидно, что основные особенности и закономерности проявлений кислого вулканизма должны находить свое объяснение в рамках изложенного представления о тектонической расслоенности литосферы Камчатки.

Из литературы известны две главные вспышки кислого вулканизма — в среднем и позднем плейстоцене, совпадающие по времени с этапами наиболее интенсивного роста поднятий и с двумя главными эпохами оледенений [История..., 1974]. Эта связь имеет устойчивый характер и является общей для всего западного сектора обрамления Тихого океана [Эрлих, 1973; Эрлих, Мелекесцев, 1973, 1974].

В пределах Камчатки средне-позднеплейстоценовый игнимбритообразующий вулка-

низм был сосредоточен главным образом в вулканических зонах Восточной и Южной Камчатки. В районе Срединного хребта он имел гораздо меньшие масштабы (кальдеры вулканов Хангар и Ичинский).

При несомненном петрохимическом родстве кислых вулканитов среднего и позднего плейстоцена со средне-основными вулканитами предыдущего, ранне-среднеплейстоценового этапа вулканизма [Вулканизм..., 1974] источником кислого материала служили не верхнемантийные, а промежуточные (коровые) очаги, фиксируемые в гравитационном поле крупными отрицательными аномалиями силы тяжести [Зубин и др., 1969]. Центры тяжести аномалиеобразующих объектов находятся на глубинах 10–20 км [Там же].

Для решения вопроса о динамических условиях проявлений кислого вулканизма рассмотрим положение его центров в четвертичной структуре Центрально-Камчатского блока. Все кальдеры, образовавшиеся в результате массовых выбросов кислого пирокластического материала (Большесемячинская, Карымско-Малосемячинская, Узонско-Гейзерная, Крашенинникова, Карымского озера и др.), обнаруживают отчетливую пространственную приуроченность к узкой зоне молодых разрывов, протягивающейся по оси Восточно-Камчатского вулканического пояса, и закономерно располагаются в местах подставления отдельных ее отрезков (см. рис. 34). Все разрывы зоны по кинематике относятся к сбросо-раздвигам и раздвигам [Леглер, Парфенов, 1979; Флоренский, Трифонов, 1985]. Они образуют маломощные грабены.

Ширина зоны уменьшается с юга на север примерно от 18 до нескольких километров (в районе вулкана Крашенинникова). На плато Широкое при ширине зоны 10–15 км величина вертикального смещения между наиболее опущенными участками ступенчатого грабена и его бортами около 10 м [Флоренский, Трифонов, 1985]. Характер подставления отрезков системы разрывов позволил указанным исследователям предполагать и небольшую левостдвиговую компоненту смещений по зоне в целом. Небольшие левосторонние перемещения были зафиксированы на плато Широкое (до 2–3 м по отдельным разрывам, при вертикальных смещениях 1–2 м).

Все разрывы описываемой зоны молодые. Большинство их сформировалось в среднем–позднем плейстоцене [Флоренский, Трифонов, 1985]. Таким образом, парагенетическая связь кальдер с поясом молодых разрывов подчеркивается не только их пространственным совпадением, но и одинаковым возрастом. Разрывы были активны и в голоцене, что устанавливается как по возрасту смещаемых форм рельефа, так и по приуроченности к отдельным разрывам голоценовых одноактных лавовых конусов (район вулкана Крашенинникова). Причем, как подчеркивают И.В. Флоренский и В.Г. Трифонов [1985], новые разрывы возникали не в результате обновления более древних, а как новообразования. Наиболее древние разрывы (средний плейстоцен) были установлены ими на юге зоны. Из этого был сделан вывод об общем омоложении, миграции во времени процесса разрывообразования в северном направлении. В этом же направлении уменьшается и ширина зоны разрывов, и амплитуды видимого смещения в плане ее сегментов (см. рис. 34). Кроме того, несмотря на то что в целом кальдеры Восточно-Камчатского вулканического пояса разделяются на две основные группы по времени возникновения – среднеплейстоценовые и позднеплейстоценовые, в возрасте кальдерообразования также выявляется тенденция к уменьшению в направлении с юга на север [Флоренский, Трифонов, 1985]. Например, в ряду трех северных кальдер самая молодая – кальдера вулкана Крашенинникова, средняя по возрасту – Узонско-Гейзерная, самая древняя – Семячинская [Вулканизм..., 1974].

Центры средне-основного вулканизма такой отчетливой связи с осевой зоной растяжения вулканического пояса, как кальдеры, не обнаруживают. Базальт-андезитовый вулканизм среднего и начала позднего плейстоцена, продолжающий основной вулканизм конца плиоцена – раннего плейстоцена (вулканы Унана, Жупановские Востряки и др.), распределен по площади вулканического пояса более равномерно. Посткальдерный вулканизм тяготеет к уже сформировавшимся вулкано-тектоническим депрессиям [История..., 1974; Флоренский, Трифонов, 1985], однако и в это время формируются

крупные вулканы вне осевой зоны растяжения (Тауншиц). Что касается голоценового ареального вулканизма, то связь его с зоной растяжения, как показал В.А. Леглер [Леглер, Парфенов, 1979], носит неустойчивый характер. Исследователь установил, что в районе вулкана Крашенинникова поля ареальных излияний основных лав и зона молодых сбросо-раздвигов и раздвигов пространственно не совпадают и лишь в местах их пересечения цепочки одноактных конусов выстраиваются вдоль разрывов. Иначе говоря, средне-основной вулканизм в известной степени "индифферентен" к осевой зоне растяжения.

Из изложенного следует, что как комплекс взаимосвязанных явлений, отражающих закономерности определенного этапа единого процесса эволюции Центрально-Камчатского блока, следует рассматривать именно кальдеро- и разрывообразование.

Несомненно, что система молодых разрывов Восточно-Камчатского вулканического пояса играет роль выводящего канала для кислого материала периферических очагов. В то же время она маркирует на поверхности единую зону подтока мантийного материала, тесно связанную с процессами на определенном глубинном уровне фокальной зоны.

В среднем—позднем плейстоцене, т.е. тогда, когда формировалась система разрывов и происходили выбросы кислой пироклаستيки, наиболее интенсивно воздымались смежные с вулканическими поясами горные сооружения. По Э.Н. Эрлиху и И.В. Мелекесцеву [1973, 1974], это — время общего регионального сжатия литосферы Камчатки, когда выход на поверхность основного вещества непосредственно из верхнемантийных очагов был затруднен. Согласно нашим представлениям, для этого этапа можно предполагать максимальную интенсивность тектонического расслоения литосферы. Происходит структурное обособление верхнекорового горизонта от нижележащих, активны процессы в разделяющем их инверсионном слое. Представляется логичным считать, что именно в нем, как в области относительного разуплотнения, и происходит становление очагов кислого материала. Такому предположению не противоречат оценки глубины залегания объектов, создающих отрицательные гравитационные аномалии [Зубин и др., 1969]. Основные коровые очаги не расположены непосредственно под осевой зоной растяжения, а смещены относительно нее к западу — к границе вулканического пояса с поднятием Восточных хребтов [Вулканизм..., 1974, рис. 1]. Факт приуроченности кальдер к краевым частям коровых очагов отмечался и другими исследователями [История..., 1974]. Эта приуроченность свидетельствует о том, что вертикальная в приповерхностных горизонтах система разрывов с глубиной должна выполаживаться (к западу). Вероятнее всего, разрывы, как хрупкие деформации, не продолжают глубже инверсионного слоя, т.е. зона растяжения нарушает лишь верхнекоровый слой. В таком случае для объяснения ее появления может быть предложен тот же механизм, что и для образования сбросов восточных обрамлений грабен-синклинальных прогибов. Становится понятным возникновение магмоподводящей зоны растяжения в условиях общей "зажатости" верхнекорового слоя. Вместе с тем неглубокое ее проникновение объясняет отсутствие связи с ней выходов на поверхность основного материала верхнемантийных очагов.

Резкое локальное снижение уровня литостатического давления в осевой зоне растяжения, видимо, может и само инициировать быстрый подъем кислого материала с его последующим извержением.

Помимо динамической связи кальдер с осевой зоной растяжения, явно выступает и другая общая закономерность их положения в структуре. Как видно, отдельные группы кальдер располагаются в районах восточных окончаний субширотных глубинных зон, причем последние в этом случае выходят в места кулисного подставления отдельных сегментов системы молодых разрывов. Так, к окончанию Бакенинг-Карымской зоны тяготеют кальдеры Карымского озера и вулкана Карымский, к Узонско-Валагинской зоне — Узонско-Гейзерная кальдера [Вулканизм..., 1974]. Менее отчетливые фрагменты широтных зон протягиваются с запада к Малосемячинской и Больше-семячинской кальдерам. С учетом вышеприведенных данных о природе широтных зон

можно говорить об их двойной роли во взаимоотношениях с кальдерами и системой разрывов.

С одной стороны, как глубинные зоны проницаемости (см. описание фактического материала), активно развивающиеся в нижних горизонтах коры и обеспечивающие связь подкоровых горизонтов с инверсионным слоем, они служат каналами подъема кислой магмы, образующейся в верхней мантии при разделении базальтоидного расплава [Вулканизм, гидротермальный..., 1974], до уровня инверсионного слоя. В нем, видимо, происходит дальнейшая эволюция кислого расплава, и в частности его миграция по латерали. С учетом этого аспекта динамики широтных зон становится понятным расположение кальдер в узлах пересечения (в плане) глубинных широтных зон и верхнекоревой системы разрывов, которые в совокупности обеспечивают для мантийного материала проницаемость земной коры на всю ее мощность при сохранении условий для его локализации в коре.

С другой стороны, глубинным широтным зонам присуща и сдвиговая компонента перемещений. Для оценки ее вклада в наблюдаемое на поверхности распределение элементов системы разрывов и кальдер подчеркнем некоторые особенности их геометрических соотношений (см. рис. 34). Главные кальдеры вулканического пояса образуют четкую линию северо-северо-восточного простирания. При одинаковом примерно (20–25 км) расстоянии между ними [Флоренский, Трифонов, 1985] и закономерном уменьшении амплитуды видимого горизонтального смещения отдельных сегментов системы разрывов в северном направлении простирание сегментов системы разрывов должно меняться от субмеридионального на юге до северо-северо-восточного на севере, что и наблюдается в действительности (см. рис. 34). Учитывая, что в северном направлении разрывы омолаживаются, причем происходит именно образование новых, а не подновление более древних разрывов [Флоренский, Трифонов, 1985], естественно предполагать, что вновь образующиеся отрезки системы разрывов имеют первичное северо-северо-восточное простирание, а отклонение ранее заложившихся сегментов от этого направления — явление вторичное. Иначе говоря, можно допустить, что наблюдаемое в плане относительное смещение отрезков системы разрывов — это именно смещение, что мы имеем дело не с первичным кулисообразным расположением сегментов зоны растяжения, а с более поздней ее деформацией. Так как каждый сегмент в плане ограничен глубинными широтными разломами, то разворот сегментов зоны растяжения можно интерпретировать как результат правосдвиговых движений вдоль этих разломов. Центры вращения (против часовой стрелки) находятся на линии северо-северо-восточного простирания, соединяющей кальдеры (см. рис. 34). Очевидно, что в рассматриваемом случае вращательное (за счет развития двух параллельных сдвигов одного знака) усилие прилагается к нижней поверхности верхнекорового слоя.

При признании реальности описанного процесса воздействия деформации одного уровня заложения на структурообразование в другом возникает вопрос: что же происходит на поверхности в области стыка смещающихся друг относительно друга сегментов зоны разрывов? Решение этого вопроса осложняется тем, что внутри самих кальдер продолжений разрывов обычно увидеть не удастся. Это связано, видимо, с тем, что при образовании кальдеры часть системы разрывов, попавшая в ее пределы, уничтожается, а после вовлечения кальдеры в деформацию над зоной глубинного сдвига разрывообразование внутри кальдеры не возобновляется. Это можно представить и так, что, появившись, кальдера становится сама элементом системы разрывов. Следует учитывать и развитие в большинстве случаев посткальдерного вулканизма, продукты которого могут маскировать реликты системы разрывов. Однако в любом случае если бы в месте смещения образовался верхнекоровый разлом, то при таких значительных (12 км для южного отрезка зоны) перемещениях за послесреднеплейстоценовое время он был бы прекрасно выражен в рельефе и вряд ли был бы пропущен при полевых или иного рода исследованиях, т.е. отсутствие таких сдвигов на схемах В.А. Леглера [Леглер, Парфенов, 1979] и И.В. Флоренского и В.Г. Трифонова [1985] отражает реальную ситуацию.

Принимая это во внимание, можно предположить, что на поверхности над зоной глубинного сдвига мы могли бы наблюдать, при отсутствии пропусков в системе разрывов, ее сигмоидальный в плане изгиб, подобно тому как это установлено для субмеридиональных складчатых структур вдоль западного отрезка Бакенинг-Карымской широтной зоны (см. описание фактического материала). Возможно, что относительное смещение сегментов разрывов сопровождается и некоторым вращением по часовой стрелке разделяющего их кальдерного блока (соответственно перемещаются северная и южная точки смыкания пучков разрывов с кольцевыми сбросами обрамления кальдер). Как результат такого типа движений можно интерпретировать отклонение в простирании сегмента разрывов, расположенного севернее кальдеры Большого Семячика: от северо-северо-восточного на удалении до меридионального вблизи кальдеры с примыканием к ней с востока (см. рис. 34).

Используя данные о величине смещения сегментов системы разрывов и его продолжительности (которая устанавливается по возрасту соответствующей кальдеры), можно оценить порядок скорости сдвига по глубинным разломам. Так, в районе кальдеры Малого Семячика амплитуда смещения равна 12 км [Флоренский, Трифонов, 1985]. Отсюда средняя скорость сдвига может достигать 5–6 см/год, что значительно выше значений скоростей, полученных для верхнекорových сдвигов. Если это так, то есть основание полагать, что перемещение вещества в глубоких горизонтах литосферы вообще осуществляется быстрее, чем в поверхностных.

Морфологически отчетливо выраженная система разрывов на севере замыкается кальдерой Крашенинникова, как бы маркирующей окончание вспарывающейся "мега-трещины". Видимо, к северу от нее признаком зарождающейся зоны растяжения являются маломощные субмеридиональные сбросы, откартированные нами в бассейне верховьев р. Сторож (Кроноцко-Гамченский участок вулканического пояса). Они имеют явно позднеголоценовый возраст, дискордантны по отношению к уже сложившемуся новейшему структурному плану и служат связующим звеном между Восточно-Камчатским вулканическим поясом и зоной вулканизма Центральной Камчатской депрессии. Вероятно, дальнейшая их эволюция повлечет за собой образование и новых центров извержений кислого материала. Источником его может быть магматический очаг в районе депрессии р. Левая Шапина, на существование которого указывает крупная отрицательная аномалия силы тяжести [Вулканизм..., 1974, рис. 1].

Таким образом, с позиции тектонической расслоенности становится понятен, как нам представляется, механизм связи всплывающего кислого вулканизма с импульсами тектонических поднятий. Суть его в том, что в периоды общего сжатия возникают условия как для локализации магматических очагов в коре (т.е. появляется дополнительный к верхнемантийному уровень задержки поднимающихся с больших глубин расплавов), так и для извержения расплавов на поверхность. Несомненно, это означает определяющую роль тектонических процессов деформирования земной коры в смене основного вулканизма кислым. В принципе тот же вывод был сделан ранее Э.Н. Эрлихом и И.В. Мелекесцевым [1974], обосновавшими связь смены типов вулканизма "не с изменением мощности глубинного источника тепла, а с тектонической обстановкой в верхних горизонтах" (с. 118).

Получают удовлетворительное объяснение и другие особенности эволюции Центральной Камчатки в послесреднеплейстоценовое время: складчатая структура поверхностных горизонтов и правосторонние перемещения по зоне разломов передового фаса с одновременным формированием грабен-синклинальных прогибов; дискордантный в целом по отношению к главным структурным элементам характер вулканических поясов; основные черты современного рельефа Центрально-Камчатского блока. Представляется возможным дать некоторое объяснение причины появления и развития со среднего плейстоцена вплоть до голоцена вулканической зоны Среднего хребта, для которой неприменимы построения, подобные проведенным П.И. Токаревым [1974] для восточных вулканических поясов. Это построение основано на признании (с учетом верхнемантийного положения очагов основного расплава) возможности горизонталь-

ного перемещения низкоплотной верхней мантии, которая поступает из зоны подтока, связанной с процессами в фокальной зоне. В этом смысле вулканы и Срединного хребта, и восточных районов Центральной Камчатки имеют один первичный источник, что определяет принадлежность поставляемых ими продуктов к единой известково-щелочной серии. В то же время следует, видимо, ожидать изменения петрохимических параметров вещества низкоплотной верхней мантии с увеличением расстояния, пройденного им от зоны подтока. Возможно, этим обусловлено возрастание щелочности вулкаников с удалением от океана при установленном факте отсутствия влияния на их петрохимию местной тектоники и состава коры [Эрлих, 1973].

Ситуация, аналогичная восстановленной для послесреднеплейстоценового времени, существовала, очевидно, в те периоды новейшего развития Центральной Камчатки, для которых были характерны проявления кислого игнимбритообразующего вулканизма. С уверенностью можно говорить о раннеплиоценовом и позднеплиоценовом периодах [История..., 1974]. Напротив, в разделяющие эпохи кислого вулканизма промежутки времени, когда происходили общее затухание тектонических процессов, нивелировка рельефа и когда преимущественным распространением пользовался андезито-базальтовый вулканизм (связанный с поступлением материала непосредственно из верхней мантии), т.е. в эпохи относительного растяжения коры [Эрлих, Мелекесцев, 1974], интенсивность процессов тектонического расслоения была, очевидно, минимальной. Последняя такая эпоха, еще не завершившаяся, началась в голоцене ареальными излияниями свежих базальтов и образованием крупных стратовулканов (Ключевская Сопка, Камень, Кроноцкий и др.). Иначе говоря, процессы тектонического расслоения в новейшей истории Камчатки имели импульсный характер, соответствуя эпохам усиления или ослабления сжатия.

В заключение описания новейшей и четвертичной эволюции Центральной Камчатки коснемся вопроса о связи тектонических движений в ее пределах с напряжениями на границе континент — океан и с возможными перемещениями вдоль этой границы. Как следует из изложенного материала, парагенетическую связь с фокальной зоной, в настоящее время обычно интерпретируемой как результат поддвига под Камчатку океанической плиты северо-западной части Тихого океана, обнаруживает комплекс глубинных структур, проявленных на поверхности системой параллельных желобу грабен-синклинальных прогибов и вулканических поясов, т.е. тем, что создает характерную для островных дуг зональность и определяет в принципе их сущность. Ясно, что этот вывод находится в рамках представлений о том, что островные дуги с присущим им комплексом структурных и вещественных характеристик появляются тем или иным образом в результате процессов на границе континентальных и океанических блоков при их в целом фронтальном взаимодействии.

Иначе обстоит дело с верхнекоровыми структурами, специфическим элементом которых является протяженный правый сдвиг. Установленные для него значения скорости показывают, что горизонтальные движения — это преобладающая форма движений в верхних слоях литосферы Камчатки. Один из подходов для объяснения причин сдвиговых движений вдоль структур Камчатки, использованный, например, Э.Н. Эрлихом [1973], заключается в применении модели косоугольного поддвига океанической плиты под островную дугу. Однако при субширотном сжатии, в условиях которого осуществляются на Камчатке сдвиговые движения, следует предполагать поддвиг плиты северо-западной части Тихого океана с востока, со стороны Алеутской дуги, что вряд ли правомерно. Таким образом, объяснить правосторонние движения вдоль структур Центральной Камчатки движениями относительно фокальной зоны трудно, если не невозможно.

Как будет показано ниже, такого рода сдвиговые разломы, во многом определяющие стиль поверхностных тектонических деформаций, регистрируются во многих других районах обрамления Тихого океана, представляя собой неотъемлемую составляющую их развития. Возможно, они связаны с более общими процессами деформирования континентальной литосферы.

#### 2.1.4. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Курило-Камчатская островная дуга включает восточную Камчатку, Курильские острова и о-в Хоккайдо. Во всех этих частях она прослеживается как единая структура по особенностям рельефа суши и дна Тихого океана; элементами ее являются глубоководный желоб и пояс действующих вулканов. Глубинные элементы островодужной системы проявляются в вулканизме, в особенностях геофизических полей и распределения сейсмичности. Это самый сейсмически активный район территории Советского Союза; здесь происходят не только самые сильные, но и самые глубокофокусные землетрясения. Как и в других островодужных системах, гипоцентры землетрясений сконцентрированы здесь в довольно четко пространственно ограниченной области, которая в первом приближении представляется как слой мощностью 75 км и более, падающий под континент и прослеживающийся до глубины 600–650 км.

Аномалии геофизических полей в Курило-Камчатском районе имеют типичный вид узких и длинных полос, вытянутых согласно простираниям цепи действующих вулканов и глубоководного желоба. Связь этих аномалий с особенностями сейсмической активности и строения гипоцентральной области прослеживается только в общих чертах и только для первых 200 км глубины. Почти асейсмичные впадины Охотского и Японского морей находятся в состоянии изостатического равновесия; здесь наблюдаются положительные гравитационные аномалии и максимально высокий тепловой поток. Для высокосейсмичной области континентального склона глубоководного желоба характерны положительные гравитационные и магнитные аномалии, а также пониженный тепловой поток; в промежуточной части — дугообразной полосе локализации действующих вулканов — все перечисленные аномалии имеют обратные знаки.

Непрерывные сейсмологические наблюдения Курило-Камчатских землетрясений были начаты в 1904 г. С увеличением точности и детальности наблюдений и по мере поступления новых данных изучалось пространственное распределение гипоцентров землетрясений, а также строение земной коры в верхней мантии. Общие представления о пространственном распределении гипоцентров землетрясений были получены уже в 20–30-х годах. Они связаны с именами К. Вадати, А.Н. Заварицкого, Б. Гутенберга, Ч. Рихтера, Х. Беньофа, П.И. Токарева, П.Е. Линдена и других исследователей. Область сейсмогенерирующих горных масс, связанную с Курило-Камчатской островной дугой, впервые описал К. Вадати [Wadati, 1928]. В отечественной литературе она называется зоной Заварицкого–Беньофа [Заварицкий, 1946; Benioff, 1954], а также просто фокальной зоной [Федотов и др., 1969] или фокальным слоем [Токарев, 1970]. Изучение приуроченных к этой зоне особенностей геофизических полей (магнитного, гравитационного, теплового) было начато позднее, в 50-х годах. Современные представления о фокальной зоне, о строении и свойствах вмещающей ее верхней мантии получены за последние 25 лет трудами в основном советских и японских исследователей, базирующимися главным образом на сейсмических и сейсмологических наблюдениях и методах, в том числе и на исследовании пространственных вариаций параметров повторяемости землетрясений.

В настоящем разделе представлены данные о вариациях по глубине величин, пропорциональных макроскопическим параметрам сейсмического течения горных масс верхней части фокальной зоны (до глубины 200 км) в районе Камчатки, между 51 и 55° с.ш. Они получены изложенным в гл. 1 методом — путем интерпретации в терминах упомянутых макроскопических параметров коэффициентов графиков повторяемости на основе закона повторяемости землетрясений по величине сейсмического момента. Эти величины, пропорциональные скорости деформации при сейсмическом течении ( $\epsilon_c$ ), сдвиговому напряжению ( $\sigma$ ), сейсмической эффективной вязкости ( $\eta_c$ ) или времени релаксации ( $\tau_c$ ), являются средними для того или иного узкого интервала глубин фокальной зоны в части ее, ограниченной рамками выбранного района. Поэтому при общей характеристике района мы отвлекаемся от существующих латераль-

ных вариаций сейсмических и прочих параметров как по простиранию, так и поперек островной дуги (см. ниже) и описываем в основном зависимости их средних значений от глубины.

Сейсмологические и геофизические исследования [Федотов и др., 1969; Болдырев, 1976; и др.] позволяют считать выбранный район типичным для всей Курило-Камчатской островодужной системы. Поэтому мы в общих чертах опишем результаты, касающиеся всей Курило-Камчатской островной дуги и примыкающей к ней Японской. Зависимости от глубины сейсмических и геофизических параметров фокальной зоны и вмещающей ее верхней мантии в выбранном районе Камчатки мы рассмотрим более подробно, однако все же вкратце и с той лишь ограниченной детальностью, которая необходима для сопоставления с ними нижеизложенных данных о вариациях с глубиной макроскопических параметров сейсмического течения горных масс фокального слоя, для определения места изложенного в гл. 1 метода в ряду других методов сейсмологии.

Тектонические землетрясения Курило-Камчатской области по характеру связи с различными структурами можно разделить на две группы. Первая связана с перемещением, "течением" горных масс в собственно верхнемантийной фокальной зоне, вторая — с тектоническими движениями в земной коре и в самой верхней части верхней мантии. Очаги землетрясений второй группы локализованы между вулканической дугой и осью глубоководного желоба в приповерхностном слое мощностью около 50 км. Очаги землетрясений, образующие фокальную зону, достигают глубины 600–650 км.

Фокальная зона имеет довольно сложную конфигурацию; представления о степени этой сложности изменялись по мере увеличения точности и детальности сейсмологических наблюдений и методов. Х. Беньоф [Benioff, 1954] установил, что угол наклона фокальной зоны к земной поверхности в Курило-Камчатском районе скачком увеличивается примерно от 34 до 54° на глубине около 300 км. Но при более детальных исследованиях с построением поперечных простиранию фокальной зоны вертикальных разрезов по отдельным достаточно небольшим ее участкам этого излома обнаружить не удалось [Токарев, 1958, 1970; Кондорская, Постоленко, 1959; Сайкс, 1970; Тараканов, Ким Чун Ун, 1975; Гусев, Шумилина, 1976]. По-видимому, излом фокальной зоны получался в результате проекции на одну вертикальную плоскость гипоцентров со значительного участка, внутри которого наклон зоны изменяется [Токарев, 1970; Тектоника..., 1980].

В 1961 г. на Камчатке были начаты детальные сейсмологические наблюдения. Используя их результаты и данные долгосрочных наблюдений сильных землетрясений, П.И. Токарев [1958, 1970] аппроксимировал поверхность фокальной зоны частью прямого кругового конуса, ось симметрии которого проходит через центр Земли и центр вулканической дуги (на поверхности), а вершина лежит на глубине 1560 км. Дуга окружности, образуемая основанием этого конуса на поверхности Земли, имеет радиус 2010 км; она концентрична как поясу вулканов, так и дуге, образуемой осью глубоководного желоба, и расположена на расстоянии 125 км от первой. Построив ряд поперечных фокальной зоне вертикальных разрезов, П.И. Токарев нашел ее мощность и наклон равными соответственно 75 км и  $48 \pm 5^\circ$ , а глубину подошвы погружающейся в районе Камчатки в направлении с севера на юг. Последующие результаты [Тараканов, Ким Чун Ун, 1975; Гусев, Шумилина, 1976] по существу не противоречат этому первому приближению, уточняют и дополняют его.

По материалам наблюдений за 1905–1971 гг. и детальных наблюдений за 1961–1971 гг. установлено [Тараканов, Ким Чун Ун, 1975; Тектоника..., 1980], что мощность фокальной зоны в Курило-Камчатской области варьирует от 60 до 90 км и равна 75 км только в среднем. Глубина подошвы этой зоны в срединных частях островодужной системы составляет 600–650 км, а к ее краям уменьшается примерно до 350 км. Наклон фокальной зоны уменьшается в направлении с севера (Командорские острова) на юг (о-в Хоккайдо) от 50 до 36°.

При увеличении точности локализации гипоцентров землетрясений, используемых для построения поперечных вертикальных разрезов, средняя мощность фокальной

зоны оказывается меньшей, а геометрия ее более сложной. На глубинах свыше 100 км в пределах Камчатки эта средняя мощность получается тогда равной 50 км, если ее определять по землетрясениям с энергетическими классами  $K \geq 9$ , и равной примерно 25 км – по землетрясениям с  $K \geq 11$ ; максимальные значения равны соответственно 80 и 40 км [Гусев, Шумилина, 1976]. Детальные наблюдения в районе Южных Курил [Федотов и др., 1969] дают для максимальной мощности фокальной зоны оценку в 50 км. В северной части Камчатки угол падения фокальной зоны растет с глубиной до  $60-80^\circ$ , в то время как в южной части поперечные разрезы имеют S-образную форму: фокальная зона круто падает в верхней части, выполаживается на глубинах около 350 км до углов  $25-30^\circ$  и затем опять падает круто [Гусев, Шумилина, 1976].

Полученные А.А. Гусевым и Л.С. Шумилиной данные о резком расширении фокальной зоны в интервале глубин от 100 до 70 км, возможно, обусловлены методическими причинами. Используя землетрясения с погрешностью определения глубины гипоцентров не большей  $\pm 5$  км, И.П. Кузин [1974] построил горизонтальные сечения фокальной зоны в районе Камчатки на глубинах 60, 80, 100 и 120 км. Выяснилось, что в интервале глубин от 60 до 120 км мощность этой зоны меняется от 20 до 50 км. При проекции гипоцентров на одну вертикальную плоскость, проходящую вкост простиранья фокальной зоны, тонкие его участки маскируются более толстыми, и максимальная мощность принимается за типичную для некоторого интервала глубины [Кузин, 1974].

Более того, гипоцентральная область верхнемантийных землетрясений, по крайней мере в некоторых ее участках, не может представляться как сплошная, цельная фокальная зона или слой. В работах К. Цумары, Н. Умино, А. Хагисавы и др. [Методы прогноза..., 1974] на основании высокоточных телеметрических наблюдений микроземлетрясений в северо-восточной части Японии установлено, что до глубины по меньшей мере 200–250 км гипоцентры их сосредоточены в двух тонких наклонных слоях, разделенных асейсмичной зоной мощностью 30–40 км. Эта тенденция наблюдается в районе о-ва Хоккайдо и по наблюдениям сильных ( $M > 5$ ) землетрясений [Сайкс, 1970].

Представления о распределении в фокальной зоне плотности гипоцентров землетрясений и сейсмической активности получены благодаря работам В.Н. Аверьяновой, Б.А. Андреева, А.В. Горячева, С.Д. Когана, Н.В. Кондорской, С. Миямуры, Л. Сайкса, С.Л. Соловьева, Р.З. Тараканова, С.А. Федотова и других исследователей [Тараканов, Левый, 1967; Федотов и др., 1969; Сайкс, 1970; Аверьянова, 1978; Тектоника..., 1980; Методы..., 1984; Ванек, Гануш, 1985; и др.]. Сейсмическая активность характеризовалась в них разными величинами, в сущности являющимися параметрами графиков повторяемости землетрясений  $\lg n(\lg m)$ , так или иначе нормированных по времени и по объему сейсмогенерирующих горных масс (см. гл. 1). Такими параметрами являются: общее количество  $\Sigma n$  и общая "энергия"  $\Sigma m$  землетрясений с "энергией", большей некоторого минимального значения  $m_1$ , которое зависит от качества системы наблюдений; "энергия"  $m_m$  максимального наблюдаемого землетрясения и, наконец, повторяемость землетрясений  $n(\lg m)$  в фиксированном "энергетическом" интервале  $\lg m \pm \delta \lg M^1$ . В качестве "энергии" разные авторы использовали величины  $m = p \cdot 10^9 M$  или  $m = 10^K$ , где  $M$  и  $K$  – магнитуда и энергетический класс землетрясения, а  $p$ ,  $q$  – коэффициенты.

По глубине и по простиранью фокальной зоны сейсмическая активность распределена неравномерно. Она повышена во фланговых частях зоны (о-в Хонсю, п-ов Камчатка), а в пределах Камчатки – особенно в районах мысов. В земной коре и в верхней мантии (до глубины 200 км) можно выделить поперечные островной дуге линейные области повышенной сейсмической активности, из которых многие совпадают с зонами разломов, отмеченными на тектонической карте [Тектоника..., 1980].

<sup>1</sup> Последняя величина предложена Ю.В. Ризниченко [Методы..., 1960]. Как стандартная характеристика сейсмической активности в отечественной сейсмологии используется повторяемость землетрясений энергетического класса  $K = 10 \pm 0,5$ , рассчитываемая с учетом повторяемостей более сильных землетрясений.

По материалам долгосрочных наблюдений относительно сильных ( $M > 5,0$ ) землетрясений установлены [Сайкс, 1970; Тектоника..., 1980; и др.] приуроченность подавляющего их большинства к верхней части зоны (до глубин 100–130 км), почти полное отсутствие гипоцентров на глубинах около 130–160 км и между 200 и 300 км. На больших глубинах, в нижней части фокальной зоны, сейсмическая активность вновь возрастает; гипоцентры наиболее сильных землетрясений тяготеют к нижней кромке (к низу нижней части) фокальной зоны.

Мощность верхней области пониженной сейсмической активности, которая, по данным о сильных землетрясениях [Ванек, Гануш, 1985], полностью асейсмична, меняется по простирацию зоны от 30 до 70 км. Однако слабые землетрясения в пределах этой области все же происходят (см. ниже), и мощность ее, по-видимому, меньше. В верхней части фокальной зоны выделяются еще области пониженной сейсмической активности на глубинах около 70 и 190 км [Аверьянова, 1968]. Абсолютный максимум сейсмической активности приурочен к интервалу глубин 30–50 км, вторичные максимумы тяготеют к глубинам около 100 и 140 км [Аверьянова, 1968]. Проявляющиеся за этими флуктуациями генеральные тенденции уменьшения с ростом глубины до 200 км величин  $\Sigma n$ ,  $\Sigma m$ ,  $n(\lg m)$ , характеризующих сейсмическую активность, близки к экспоненциальным [Сайкс, 1970; Аверьянова, 1968; и др.]. Наклон  $b$  графиков повторяемости магнитуд относительно сильных ( $M > 5,0$ ) землетрясений максимален в интервале глубин примерно от 40 до 70 км, ниже эта величина уменьшается с ростом глубины, локальные минимумы ее намечаются на глубинах около 100 и 140 км [Аверьянова, 1968].

Закономерности изменения с глубиной в верхней части фокального слоя параметров  $\Sigma n$ ,  $\Sigma m$ ,  $n(\lg m)$  и  $b$  графиков повторяемости землетрясений района Камчатки не выпадают из общих для всей островодужной системы. Подробно мы остановимся на этом ниже.

*Строение верхней мантии по сейсмологическим данным.* Фокальная зона маркирует некоторый блок горных масс, разграничивающий два других основных блока — континентальный и океанический, которые выделяются в верхней мантии северо-западной части Тихоокеанского пояса, в том числе и в Курило-Камчатской области. Одни исследователи [Кузин, 1974; Болдырев, 1976] отождествляют этот блок с фокальной зоной, другие — считают его устроенным более сложно [Utsu, 1967 и др.; Oliver, Isacks, 1967; Kebeasy, 1967; Ishida, 1970; Tada, 1972; Тараканов, Ким Чун Ун, 1975; и др.]. И те и другие представления основаны на наблюдениях аномалий времен пробега, амплитуд и периодов сейсмических волн, генерируемых в очагах землетрясений, а также особенностей геофизических полей.

Главным элементом предложенной Т. Утсу [Utsu, 1967] модели строения верхней мантии под северо-восточной Японией является аномальный наклонный слой мощностью около 100 км, отличающийся высокими значениями  $v_p$ ,  $v_s$  — скоростей распространения сейсмических волн и добротности  $Q$ . Фокальная зона занимает только верхнюю часть этого слоя; во вмещающих его океаническом и континентальном блоках значения  $v_p$ ,  $v_s$  и  $Q$  понижены, в первом до глубин 300–400 км, во втором до несколько меньших глубин.

Дж. Оливер и Б. Айзекс [Oliver, Isacks, 1967] отождествляют высокодобротный слой с погружающейся под континент океанической литосферной плитой; мощность плиты они оценивают примерно в 100 км, а сейсмические проявления, т.е. фокальную зону, относят к самой верхней ее части. В континентальном блоке при этом выделяется лежащий на высокодобротном слое и прослеживающийся до глубин примерно 300 км клинообразный в разрезе массив с аномально низкими значениями скоростей и добротности. Этот массив, по-видимому, неоднороден и состоит из более мелких блоков; части его выделяются под Курильскими островами и под Камчаткой соответственно на глубинах 60–110 и 30–150 км, поглощение в них максимально до глубины 100 км. Неоднородность массива объясняется чередованием горизонтальных слоев с различ-

ными свойствами, частичным плавлением вещества самых верхов верхней мантии в пространственно разобщенных локальных ее областях, а также обнаруженными по эффекту экранирования поперечных сейсмических волн [Фарберов, 1974] магматическими камерами.

На основании результатов более точных и детальны́х наблюдений Р.З. Тараканов и Ким Чун Ун [1975; и др.] считают фокальную зону и подстилающий ее высокодобротный и высокоскоростной слой самостоятельными, отдельными образованиями, блоками примерно одинаковой мощности — около 70 км.

Перечисленные общие и довольно условные модели в главных своих чертах одинаковы. В дальнейшем, при интерпретации различных комплексов сейсмологических и геофизических данных, были получены результаты, дополняющие и детализирующие их.

На основании наблюдений аномалий времен пробега продольных волн ( $\delta t_p$ ) для строения верхней мантии под Японией предложена модель [Ishida, 1970], в которой фокальная зона заключена между конформными ей слоями с относительно пониженной скоростью  $v_p$ .

Анализ аномалий  $\delta t_p$  на японских станциях методом трехмерного трассирования сейсмического луча привел к модели [Хакада, 1977], согласно которой в континентальном "клине" на глубинах 40–275 км под Японией и в океаническом блоке на глубинах до 350 км скорости  $v_p$  соответственно на 4 и 1% ниже, чем в разделяющем их наклонном высокоскоростном слое мощностью около 100 км.

Основываясь на измерениях остаточных аномалий силы тяжести и модели Т. Утсу, Т. Йосии [1977] предложил модель, в которой низкоскоростной континентальный "клин" ограничен глубинами от 30 до 300 км, а океанический блок представляется как слой мощностью более 200 км, к западу от глубоководного желоба горизонтальный, а к востоку погружающийся под океан до глубины 400 км. Это в общем согласуется с сейсмологическими данными, согласно которым в районе Японии [Тараканов и др., 1977], а также и в Курило-Камчатском районе выделяется второстепенный фокальный слой, след которого на поверхности локализован в области континентального склона глубоководного желоба и который падает под океан.

При интерпретации наблюденных аномалий  $\delta t_p$  и затухания поперечных волн от нескольких глубокофокусных землетрясений предложены две альтернативные модели скоростного разреза континентального "клина" в районе о-ва Хоккайдо — южной части Курило-Камчатской островной дуги [Noguchi, Okada, 1976]. По одной из них на глубинах 250–300 км предполагается существование волновода, в котором скорость  $v_p$  занижена относительно среднего скоростного разреза Джеффриса на 14%, по другой скорости занижены на 5% в приокеанической (примыкающей к фокальной зоне) части континентального "клина" и на 8% в остальной его части.

Методы описанных выше и других, подобных им исследований позволяют оценивать только средние характеристики горных масс в очень больших блоках. Чтобы моделировать строение верхней мантии в следующем, более точном приближении, необходимо исследовать пространственное распределение скоростей сейсмических волн и других сейсмологических параметров в пределах этих основных блоков. Опишем результаты некоторых из таких детальны́х работ, полученные для интересующего нас района Камчатки.

В работах Л.Б. Славиной, С.А. Федотова, А.А. Гусева, Л.С. Шумилиной и др. [Федотов, Славина, 1968; Славина, Федотов, 1974; и др.] установлено, что поле скоростей распространения продольных волн в верхней мантии континентального блока под Камчаткой (в интервале глубин от 30 до 60 км) сложным образом меняется как по вертикали, так и по горизонтали. В фокальной зоне обнаружена анизотропия скоростей [Славина, Федотов, 1974]: скорости продольных волн в направлении поперек зоны на 0,3–0,5 км/с меньше, чем по ее простиранию. Л.Б. Славина и Н.Б. Пивоварова [Аниконов и др., 1974] получили данные о горизонтальных и вертикальных вариациях поля сейсмических скоростей в фокальной зоне, С.А. Болдырев [1974] привел аналогич-

ные данные о строении верхней мантии в океаническом блоке. Эти и другие, не отмеченные нами работы свидетельствуют о сложном, не укладывающемся в простые модели строения верхней мантии под Камчаткой и под островными дугами вообще.

В работах И.П. Кузина [1974 и др.] детально изучено пространственное распределение скоростей продольных и поперечных волн в фокальной зоне и в ее окрестностях — в областях мантии с горизонтальными размерами 40–50 км, примыкающих к этой зоне с континентальной и океанической сторон. В части района Камчатки, расположенной севернее мыса Шипунский ( $53,1^\circ$  с.ш.), выявлена сложная мозаика аномалий скоростей: местами скорости в фокальной зоне повышены, в других местах практически не отличаются от средних для мантии. На сводном поперечном скоростном разрезе для района Южной Камчатки между мысами Шипунский и Кронцкой ( $54,6^\circ$  с.ш.) выделяются и континентальный и океанический блоки, из которых в первом скорости  $v_p$ ,  $v_s$  понижены и мало меняются с ростом глубины, а во втором — повышены соответственно до 8,2 и 4,8 км/с в интервале глубин до 60 км, но в более глубоких частях мантии уменьшаются с ростом глубины до 7,9 и 4,6 км/с. На глубинах от 60 до 100 км распределение скоростей в фокальной зоне и окрестностях имеет сложный характер; области фокальной зоны, в которых скорости  $v_p$ ,  $v_s$  выше, чем во вмещающей верхней мантии, чередуются с областями, не отличающимися по скоростям от вмещающих горных масс. Четкая граница раздела между фокальной зоной и континентальным блоком мантии прослеживается на глубинах от 100 до 120 км.

Фокальную зону в целом, на всех глубинах, нельзя считать зоной повышенных или пониженных скоростей [Кузин, 1974]. До глубины 60 км она характеризуется значениями  $v_p$ ,  $v_s$  большими, чем пониженные скорости в континентальном блоке, и меньшими, чем повышенные — в океаническом. В интервале глубин от 60 до 120 км скорости в океаническом блоке понижаются и фокальная зона выступает как область повышенных скоростей, разделяющая континентальный и океанический блоки, в которых скорости  $v_p$ ,  $v_s$  меньше; ниже, на глубинах, больших 120 км, эта особенность не наблюдается.

На рис. 41,а представлен детальный скоростной разрез фокальной зоны в районе Камчатки, полученный [Аниконов и др., 1974] по методике Ю.Е. Аниконова и Н.Б. Пивоваровой. На основе полученных данных авторы [Аниконов и др., 1974] считают фокальную зону переходной от низкоскоростного континентального блока к высокоскоростному океаническому. Этот разрез свидетельствует также о сложном распределении по глубине скорости распространения продольных волн в фокальной зоне и во вмещающих ее блоках верхней мантии.

С.А. Болдырев [1976 и др.] исследовал по спектрам объемных волн от слабых землетрясений поглощающие свойства горных масс земной коры и верхней мантии под Камчаткой и под Курильскими островами. Он обнаружил, что значения коэффициентов поглощения и зависимости их от частоты упругих колебаний и от глубины в гипоцентральных областях Камчатских и Южно-Курильских землетрясений хорошо совпадают; это говорит о близости физических характеристик горных масс в различных частях Курило-Камчатской фокальной зоны. В пределах земной коры и верхней мантии диссипативные свойства фокального слоя и примыкающего к нему континентального блока существенно различны; это проявляется как в абсолютных значениях коэффициентов поглощения объемных волн, меньших для фокального слоя, так и в характере их зависимостей от частоты колебаний и от глубины. Повышенная добротность фокального слоя объясняется [Болдырев, 1976] пониженной его температурой (по крайней мере до глубины 70 км) и, следовательно, повышенной жесткостью. Добротность фокального слоя уменьшается на глубине около 100 км, в области предполагаемого (астеносферного) слоя пониженной прочности; особенно велико здесь поглощение низкочастотных составляющих колебаний в продольных и поперечных волнах (1–2 Гц).

Верхняя мантия Курило-Камчатского района неоднородна также и в вертикальном

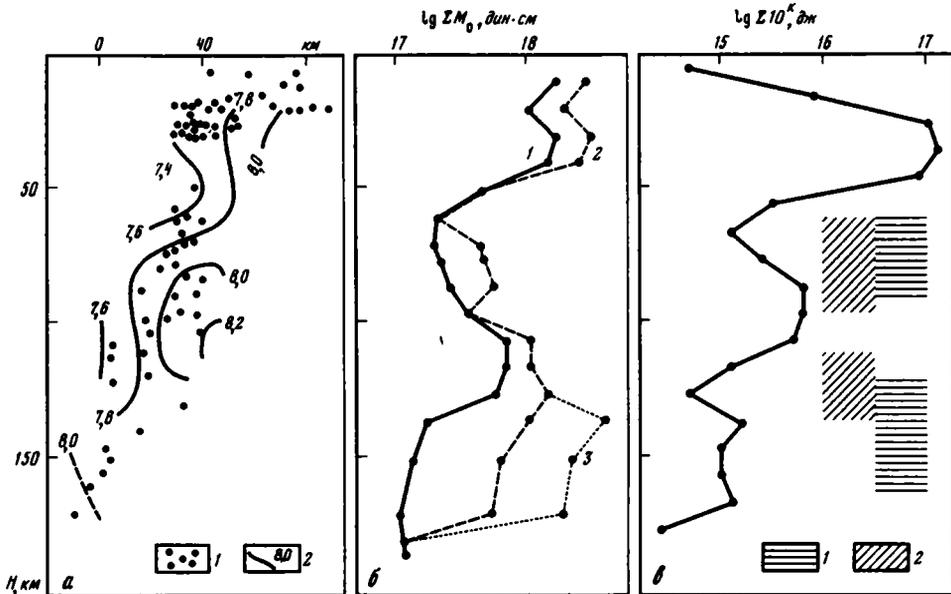


Рис. 41. Некоторые сейсмические и сейсмологические параметры фокальной зоны, средние для районов Камчатки (а, б) и Курило-Камчатского (в)

а – конфигурация фокальной зоны и скоростной разрез поперек ее простирания [Аникинов и др., 1974] (1 – фокальная зона, 2 – изолинии скоростей  $\bar{v}_p$ , км/с); б, в – распределения по глубине в фокальной зоне: б – суммы сейсмических моментов землетрясений (1 – с  $K < 13,5$ , 2 – с  $K < 14,5$ , 3 – с  $K < 15,5$ ), в – общей сейсмической энергии  $\Sigma 10^K$  [Аверьянова, 1975] (1 – слои пониженной прочности по Р.З. Тараканову и Н.В. Левому [1967], 2 – области преобладания относительного горизонтального растяжения [Аверьянова, 1975])

направлении. На основании анализа данных о распределениях по глубине максимальных магнитуд землетрясений, скоростей и амплитуд объемных волн, а также о производной эмпирических годографов Р.З. Тараканов и Н.В. Левый выделили здесь четыре слоя (на глубинах 60–90, 120–160, 220–300 и 370–430 км), обладающие, по их предположению, пониженной прочностью [Тараканов, Левый, 1967]. Предполагается также, что слои распространены повсеместно, однако наиболее четко проявляются в тектонически активных областях [Тектоника..., 1980]. В частности, для них характерны пониженные скорости распространения сейсмических волн. На рис. 41, в отмечены два верхних слоя. Область повышенных скоростей продольных волн ( $v_p$ ) в Камчатском районе фокальной зоны тяготеет к интервалу глубин между этими слоями, однако область пониженных значений  $v_p$ , намечающаяся на глубине около 50 км, расположена выше первого слоя. По-видимому, мощности и средние глубины слоев пониженной прочности варьируют по простиранию фокальной зоны.

**Графики повторяемости  $\lg n(K)$ .** Графики повторяемости энергетических классов коровых и верхнемантийных землетрясений района Камчатки построены по данным каталогов из ежегодников "Землетрясения в СССР" [Землетрясения..., 1966–1983] о 18-летних (с 1962 по 1979 г.) наблюдениях землетрясений с  $K \geq 9,6$ , координаты эпицентров которых заключены в следующих интервалах по широте и долготе:  $\varphi = 51-55^\circ$  с.ш. и  $\lambda = 157-163^\circ$  в.д. В пределах выбранного района сеть сейсмических станций Камчатки землетрясения с  $K \geq 9,6$  полностью, без пропусков, регистрируются до глубины 250 км; именно для этого интервала глубин (0–250 км), для верхней части фокальной зоны, и построены графики повторяемости.

Энергетические классы землетрясений Камчатки определены по шкале ТСЭ, основанной на отношении амплитуды к периоду в максимальной фазе поперечных волн, с помощью номограммы, разработанной для энергетической классификации Куриль-

ских землетрясений с нормальной и промежуточной глубинами гипоцентров [Федотов и др., 1969]. Относительно классов КСЭ [Методы..., 1960] они занижены в среднем на 0,5–0,6 единицы. Величина  $K$  измеряется с погрешностью до  $\pm 0,5$ , поэтому наблюдаемые повторяемости  $n_i$  графиков  $\lg n(K)$  соответствуют интервалам энергетического класса  $K_i \pm 0,5$  со средними значениями  $K_i = 10, 11, 12$  (см., например, рис. 20).

В фокальной зоне для глубин гипоцентров, больших 60 км, подсчитывались количества землетрясений разных энергетических классов в следующих один за другим интервалах глубины шириной 10 км: 61–70 км, 71–80 км, 81–90 км и т.д. Графики повторяемости строились по землетрясениям с гипоцентрами в пределах двух или трех смежных интервалов т.е. для слоев мощностью  $\Delta H = 20$  км и  $\Delta H = 30$  км; параметры графиков относились к средним для слоев значениям глубины  $H_j$ , кратным десяти для слоев мощностью 20 км ( $H_j = 70, 80, 90, \dots$ ) и кратным пяти при  $\Delta H = 30$  км ( $H_j = 75, 85, 95, \dots$ ). Из-за недостаточного количества землетрясений на глубинах, превышающих 130–150 км, графики повторяемости землетрясений строились для более мощных слоев. Мощности и средние глубины горизонтальных слоев фокальной зоны представлены в табл. 5 вместе с использованными для построения графиков повторяемости данными о количестве землетрясений разных энергетических классов, наблюдаемых в этих слоях за 1962–1979 гг.

Графики повторяемости землетрясений с нормальными глубинами гипоцентров ( $H \leq 60$ ) построены для слоев мощностью 20 км со средними глубинами, кратными десяти:  $H_j = 10, 20, 30, \dots$  (см. табл. 5). Для этого также предварительно подсчитывалось количество очагов землетрясений разных энергетических классов в 10-километровых интервалах глубины, а по латерали – в параллельных оси глубоководного желоба полосах шириной 100 км. В интервале глубин  $H = 51–60$  км такие полосы удалены от оси глубоководного желоба соответственно на 50 и 150 км, в смежном с ним интервале  $H = 41–50$  км – соответственно на 40 и 140 км и т.д. вплоть до глубинного интервала  $H = 0–10$  км, в котором одна из границ полосы эпицентров совпадает с осью глубоководного желоба, а вторая расположена на 100 км ближе к вулканической дуге. Таким образом, использованные для построения графиков повторяемости мелкофокусные землетрясения локализованы в ступенчатой гипоцентральной области, в целом наклоненной под углом  $45^\circ$  и служащей как бы продолжением фокальной зоны в этот верхний диапазон глубин.

Чтобы перейти от количества землетрясений разных энергетических классов, наблюдаемых в различающихся по мощности и ширине слоях, к повторяемостям этих землетрясений, величины, представленные в табл. 5, нормировались по объему (на  $1 \text{ км}^3$ ) и по времени (на 1 год). Графики повторяемости мелкофокусных ( $H \leq 60$  км) землетрясений нормировались по объему следующим образом. Для каждого 10-километрового интервала глубины строились карты эпицентров землетрясений с  $K \geq 10,6$ ; измеренные по той или иной карте площади, занимаемые эпицентрами в пределах соответствующей 100-километровой полосы и в рамках выбранного района ( $51–55^\circ$  с.ш.), считались средними в глубинных интервалах и служили для определения соответствующих объемов сейсмогенирующих горных масс. Объемы сейсмогенирующих горизонтальных слоев 10-километровой мощности на глубинах больше 60 км определялись как произведение этой мощности на горизонтальные размеры слоя, из которых первый – длина по простиранию фокальной зоны – задан широтными границами выбранного района. Второй размер – ширина – определен как среднее в упомянутых широтных границах значение по вертикальным разрезам, построенным поперек фокальной зоны по землетрясениям с  $K \geq 11$  [Гусев, Шумилина, 1976].

В отличие от нижней фиксированной границы диапазона  $\Delta K$  графиков повторяемости верхняя меняется от одного горизонтального слоя к другому в зависимости от силы максимального наблюдаемого землетрясения (см. табл. 5). В большинстве случаев это землетрясение имело класс  $K = 14$ . Ни в одном слое энергетический диапазон графика повторяемости не был меньше, чем  $\Delta K = 4$  (от  $K = 9,6$  до  $K = 13,5$ ). В этом диапазоне

Таблица 5

Распределение землетрясений, наблюдаемых за 1966–1979 гг.  
в районе Камчатки, по энергетическому классу  $K$  и глубине гипоцентра

$\Delta H$ , км	$H_j$ , км	$N(K_i \pm 0,5)$					
		$K_i$					
		10	11	12	13	14	15
0–20	10	416	157	57	20	4	
11–30	20	365	132	40	11	3	
21–40	30	550	190	70	19	5	
31–50	40	416	161	52	18	4	
41–60	50	152	59	14	6		
51–70	60	69	25	9	2		
61–80	70	55	18	5	2	1	
61–90	75	84	28	8	3	1	
71–90	80	62	15	7	1	1	
71–100	85	98	31	7	3	1	
81–100	90	65	26	3	3		
81–110	95	95	38	9	4		
91–110	100	66	28	6	3		
91–120	105	93	34	11	8	1	
101–120	110	57	18	11	6	1	
101–130	115	82	29	12	7	1	
111–130	120	52	17	6	6	1	
111–140	125	68	25	7	6	2	
121–140	130	41	19	2	1	1	
121–150	135	58	23	3	1	2	1
131–160	145	40	20	3	0	2	1
131–170	150	43	22	5	0	2	1
141–170	155	27	14	4	0	1	1
131–180	155	45	25	6	0	2	1
131–190	160	50	26	6	0	2	1
141–190	165	34	18	5	0	1	1
141–200	170	35	22	6	0	1	1
121–180	150	70	36	7	1	2	1
131–210	170	35	30	7	1	2	1
151–200	175	18	5				
151–210	180	22	18	5	1		
161–210	185	15	10	4	1		
151–250	200	34	24	6	1	1	

Примечание.  $N(K_i \pm 0,5)$  — количество наблюдаемых землетрясений разных классов  $K_i \pm 0,5$ ;  $\Delta H$  и  $H_j$  — мощности и средние глубины слоев, для которых построены графики повторяемости.

нормированные графики повторяемости аппроксимировались (методом наименьших квадратов) линейными зависимостями вида (1.1): определялись уровень  $a = \lg n(\bar{K})$  и наклон  $b = -\Delta \lg n / \Delta K$  каждого графика в средней точке  $\bar{K} = 11,5$  диапазона  $K = 9,6-13,5$ , по которому он построен (см. гл. 1).

Чтобы интерпретировать полученные величины в терминах закона повторяемости землетрясений и сейсмического течения горных масс, необходимо прежде всего пересчитать их в соответствующие параметры  $\lg \bar{M}_0$ ,  $a_{M_0} = \lg n(\lg \bar{M}_0)$  и  $b_{M_0}$  графиков повторяемости землетрясений по логарифму сейсмического момента (см. гл. 1). Это можно сделать, имея переходное соотношение  $\lg M_0(K)$ . При исследовании процесса сейсмического течения в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области (см. гл. 4)

в качестве такого использовано корреляционное соотношение (1.16), полученное [Экспериментальные..., 1981] по данным о землетрясениях Средней Азии. Переходное соотношение  $\lg M_0(K)$ , которое было бы получено по данным о Камчатских землетрясениях, нам неизвестно; параметры  $\lg M_0$ ,  $a_{M_0}$  и  $b_{M_0}$  графиков повторяемости  $\lg n(\lg M_0)$  землетрясений Камчатки вычислены с использованием выражения (1.16). Эти параметры (индексы  $M_0$  мы в дальнейшем опускаем) являются коэффициентами линейных зависимостей, которыми аппроксимированы графики  $\lg n(\lg M_0)$  в фиксированном диапазоне величины сейсмического момента от  $M_0 = 10^{21,1}$  до  $M_0 = 10^{24,3}$  дин · см, т.е. в диапазоне  $\Delta \lg M_0 = 3,2$  со средним значением  $\lg M_0 = 22,7 = \text{const}$ . В каждом случае вычислялись средние квадратические ошибки  $\sigma_a$  и  $\sigma_b$  определения величин  $a$  и  $b$ , а также коэффициент корреляции между переменными  $(\lg M_0)_i$  и  $\lg n_i$ , т.е. между средними значениями логарифма сейсмического момента в интервалах  $(\lg M_0)_i \pm 0,4$ , по которым построен график, и логарифмами наблюдаемых в этих интервалах повторяемостей  $n_i$  землетрясений. Типичные примеры графиков  $\lg n(\lg M_0)$  повторяемости землетрясений, наблюдаемых на разных глубинах в фокальной зоне и в верхней гипоцентральной области, представлены на рис. 42.

Одним из макроскопических параметров сейсмического течения горных масс является скорость деформации при этом течении —  $\dot{\epsilon}_c$ . Согласно формуле (1.32), сейсмическую скорость деформации можно оценить, зная сумму  $\Sigma M_0$  сейсмических моментов землетрясений, нормированную по объему и по времени. Эту величину можно назвать также общей "энергией" землетрясений, как принято в гл. 1. Она вычисляется из коэффициентов  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  и параметра  $\theta$  кривой вида (1.8), которой аппроксимирован наблюдаемый график повторяемости  $\lg n(\lg M_0)$  по формулам (1.10), (1.11), (1.14), (1.15), (1.25). Величину  $\Sigma M_0$  можно оценить и просто, суммируя сейсмические моменты наблюдаемых землетрясений — без предположений о форме графика повторяемости и без измерения его параметров в линейном (1.1) или нелинейном приближении. Как и в гл. 1, будем называть такие оценки наблюдаемыми значениями общей "энергии" землетрясений и так же вычислять их приближенно как суммы произведений  $(\Sigma M_0)^H = \sum_i 10^{(\lg M_0)_i} n_i$ , где  $(\lg M_0)_i$  — значения, средние в "энергетических" интервалах  $(\lg M_0)_i \pm 0,4$ , по которым построен график повторяемости, а  $n_i$  — наблюдаемые в этих интервалах повторяемости, нормированные по объему и по времени.

Зависимости величин  $(\Sigma M_0)^H$  от глубины в районе Камчатки представлены на рис. 41, б. Они получены по данным табл. 5, в фиксированных диапазонах "энергии", нижние границы которых одинаковы —  $M_0 = 10^{21,2}$  дин · см ( $K = 9,6$ ), а верхние различаются:  $M_0 = 10^{24,3}$  дин · см ( $K = 13,5$ ),  $M_0 = 10^{25,1}$  дин · см ( $K = 14,5$ ) и  $M_0 = 10^{25,9}$  дин · см ( $K = 15,5$ ). Вторая и третья зависимости различаются между собой только на глубинах от 135 до 170 км; различие связано с единственным землетрясением энергетического класса  $K = 15$ , происшедшим в 1964 г. на южном краю исследуемого участка фокальной зоны ( $\varphi = 51,36^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 157,20^\circ$  в.д.,  $H = 140-145$  км). Различия между ними и зависимостью от глубины суммы  $(\Sigma M_0)^H$ , полученной по землетрясениям с  $K \leq 13,5$ , более значительны, однако (если говорить только о собственно фокальной зоне) и они вызваны учетом или неучетом всего нескольких землетрясений энергетического класса  $K = 14$  с гипоцентрами на глубинах  $H = 70-80, 110-120, 130-140, 140-150$  и  $230-240$  км.

Общая "энергия"  $\Sigma M_0$  характеризует долговременную среднюю скорость деформации  $\dot{\epsilon}_c$  только в том случае, если она получена по данным наблюдений за время, многократно превышающее период повторяемости землетрясений, близких к максимальным (см. гл. 1). В сравнении с 18-летним периодом наблюдений землетрясение с  $K = 15$  — слишком редкое событие, флуктуация, искажающая тенденцию в зависимости общей "энергии" землетрясений от глубины. Это относится и к землетрясениям с  $K = 14$ , по крайней мере к происшедшим в низкосейсмичных (см. табл. 5) слоях на глубинах 70–80 и 230–240 км. Поэтому можно думать, что кривая 1 на рис. 41, б лучше других позволяет судить о вариациях по глубине величины скорости деформации при сейсми-

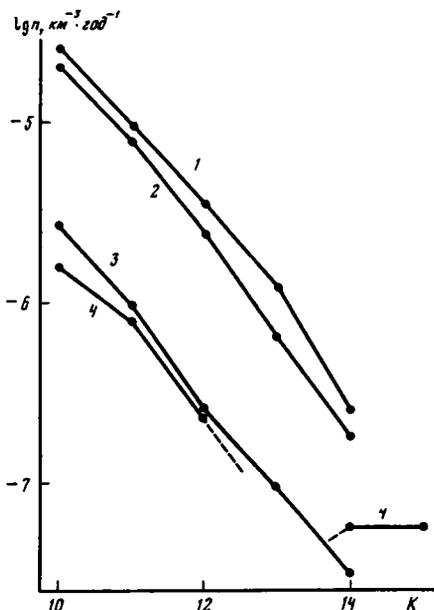
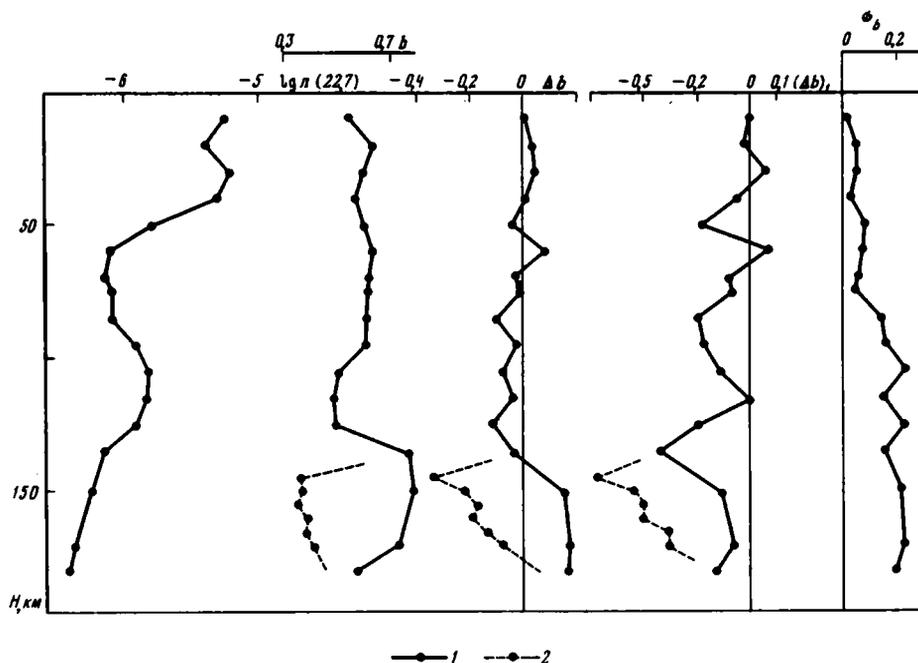


Рис. 42. Типичные графики повторяемости землетрясений, наблюдаемых в районе Камчатки за 1962–1979 гг.

1–4 – глубины (в км): 1 – 0–20, 2 – 31–40, 3 – 61–80, 4 – 141–170

Рис. 43. Распределения по глубине параметров графиков повторяемости землетрясений в районе Камчатки. Уровень  $\lg n$  (22.7) и средняя квадратичная ошибка  $\sigma_b$  определены в диапазоне  $K = 10-13$ , наклон  $b$  – по землетрясениям с  $K = 10-13$  ( $b_{13}$ ), с  $K = 10-12$ , 14 ( $b_{14}$ ), с  $K = 10-12$  ( $b_{12}$ ) и с  $K = 11, 12$  ( $b_{11}$ )

1 –  $b = b_{13}$ ,  $\Delta b = b_{13} - b_{12}$ ,  $(\Delta b)_1 = b_{13} - b_{11}$ ;  
2 –  $b = b_{14}$ ,  $\Delta b = b_{14} - b_{12}$ ,  $(\Delta b)_1 = b_{14} - b_{11}$



ческом течении. В земной коре и непосредственно под ней эта величина максимальна. С увеличением глубины до 170–180 км она уменьшается вообще экспоненциально, но флуктуируя относительно этой генеральной зависимости: уменьшаясь в слоях пониженной прочности (на глубинах от 60 до 90 км и от 120–130 до 170–180 км) и увеличиваясь в прочных высокоскоростных горных породах (на глубинах от 100 до 120–130 км).

На рис. 41, в представлена для сравнения зависимость от глубины суммы величин сейсмической энергии  $E = 10^K$  землетрясений в пределах всей Курило-Камчатской ост-

ровной дуги. Она получена [Аверьянова, 1975] по данным о более сильных землетрясениях ( $M > 5,0-5,25$ ;  $K > 13$ ), наблюдаемых за более длительное время (с 1923 по 1970 г.). Точного совпадения этой зависимости с какой-либо из кривых рис. 41, б ожидать, конечно, нельзя, однако важно, что по тенденции она наиболее близка к кривой 1: и в том и другом случае на глубинах, больших 120–130 км, общая "энергия" землетрясений (нормированная) меньше, чем в области верхнего слоя пониженной прочности (на глубинах около 70 км).

Параметры  $a$  и  $b$  линейно аппроксимированных графиков  $\lg n(\lg M_0)$  повторяемости землетрясений на разных глубинах в фокальной зоне и в вышележащей гипоцентральной области района Камчатки представлены на рис. 43 вместе со средними квадратическими ошибками  $\sigma_b$  определения наклона  $b$ . Средние квадратические ошибки  $\sigma_a$  представлены на рис. 23, 44, 64. Уровни  $a$  графиков повторяемости землетрясений (и сейсмическая активность) наиболее высоки в земной коре и непосредственно под ней. С ростом глубины повторяемость  $n$  (22,7) уменьшается в общем экспоненциально, так же как и общая "энергия"; в области верхнего слоя пониженной прочности она резко понижается относительно этой общей зависимости. Понижена эта величина и в нижней части земной коры (в слое  $H = 20 \pm 10$  км). Вариации величины  $a = \lg n(22,7)$  в верхней, 60-километровой части фокальной зоны более чем в 5 раз превышают ошибки  $\sigma_a$ .

Зависимость от глубины наклона графиков повторяемости мелкофокусных землетрясений ( $H \leq 60$  км) имеет зигзагообразный вид: минимумы на глубинах 10 и 40 км и максимумы на глубинах 20 и 60 км. Значения  $b$  на глубинах 10 и 20 км различаются на 0,09, на глубинах 20 и 40 км – на 0,06 и на глубинах 40 и 60 км – на 0,05; ошибки  $\sigma_b$  измерения этих значений равны соответственно 0,01; 0,05; 0,02 и 0,05. Параметры  $b$  и  $a$  изменяются в зависимости от глубины как бы "в противофазе": относительно повышенным значениям первого соответствуют относительно пониженные значения второго, и наоборот. Эта тенденция сохраняется и на больших глубинах в верхней мантии. Здесь, собственно в фокальной зоне, значения  $b$  понижены на глубинах 100–125 км и повышены на глубинах 140–170 км; размах вариации в 1,5 раза превышает максимальную для этих глубин (100–170 км) ошибку  $\sigma_b$ .

В графиках повторяемости для слоев мощностью 30–60 км со средними глубинами 145–170 км не представлены землетрясения с  $K = 13$  (см. табл. 5), зато присутствуют землетрясения с  $K = 14$  и 15 (один из таких графиков представлен на рис. 42). Их наклоны, определяемые условно по данным о землетрясениях с  $K = 10, 11, 12$  и 14, оказываются меньшими, чем наклоны, определенные в диапазоне  $K = 9,6-12,5$  (обозначим это как  $b_{14} < b_{12}$ ), и меньшими, чем определенные в "стандартном" диапазоне  $K = 9,6-13,5$  наклоны ( $b_{13}$ ) графиков повторяемости для более мощных слоев на тех же глубинах (см. рис. 43). Эти последние графики также построены по небольшому количеству землетрясений и характеризуются большой дисперсией повторяемостей (имеют вид ломаной линии). Наклоны их и других графиков повторяемости можно оценить также по данным табл. 5 о землетрясениях с  $K = 10-12$  и с  $K = 11-12$ . Обозначим эти оценки соответственно через  $b_{12}$  и  $b_{11}$ :  $b_{11} = [\lg n(11) - \lg n(12)] / 0,8$ ;  $b_{12} = [\lg n(10) - \lg n(12)] / (2 \cdot 0,8)$ , где 0,8 – коэффициент в переходной формуле (1.16). На рис. 43 представлены в зависимости от глубины разности  $\Delta b = b_{13} - b_{12}$  и  $(\Delta b)_1 = b_{13} - b_{11}$ , а для глубин 145–170 км и разности  $b_{14} - b_{12}$  и  $b_{14} - b_{11}$ . Эти зависимости позволяют считать, что оценки  $b_{13}$  наклона графиков повторяемости на глубинах 140–170 км если и завышены, то незначительно: разности  $\Delta b$  здесь положительны, а  $(\Delta b)_1$  – отрицательны; на глубинах меньше 140 км и те и другие колеблются около нуля.

Оценки  $b_{14}$  наклона графиков повторяемости, согласно рис. 43, являются заниженными:  $b_{14} < b_{12} < b_{13} < b_{11}$ . Это может объясняться как большими флуктуациями повторяемостей относительно сильных землетрясений, т.е. краткосрочностью наблюдений, так и изломом графиков повторяемости в области  $K-13$ , обусловленным неоднородностью сейсмического процесса на глубинах 140–170 км. На вторую причину, возможно, указывает резкое уменьшение (до 0,15 и ниже) в этом интервале глубин наклонов графиков повторяемости магнитуд  $m_{PV}$  относительно сильных ( $K > 13$ )

землетрясений, наблюдаемых в пределах всего Курило-Камчатского района за 1923–1970 гг. [Аверьянова, 1975]<sup>1</sup>. Однако прямо сопоставить эти данные с нашими нельзя, поскольку неизвестны соотношения, связывающие магнитуду  $m_{PV}$  (основанную на амплитудах продольных волн) со шкалами  $K$  и  $\lg M_0$  в этом ( $K > 13$ ) "энергетическом" диапазоне.

При интерпретации параметров графиков повторяемости в терминах процесса сейсмического течения в качестве наклона их в интервале глубин 140–170 км мы использовали величину  $b_{13}$ .

*Вертикальная неоднородность по макроскопическим параметрам сейсмического и тектонического течения горных масс.* В фокальной зоне и вышележащей гипоцентральной области эта неоднородность исследовалась изложенным в гл. 1 методом, основанным на интерпретации наблюдаемых графиков повторяемости в терминах закона повторяемости землетрясений по величине сейсмического момента, а затем в терминах процесса течения.

Закон повторяемости описывается выражением (1.8) – при  $m = M_0$  – и соотношениями, которые связывают его изменяющиеся коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$ . Эти взаимозависимые коэффициенты и параметр  $\theta$  определяются в конечном счете из параметров  $\lg M_0$ ,  $a$ ,  $b$  графиков повторяемости в линейном приближении. Значения коэффициентов  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  зависят только от времени релаксации при сейсмическом течении ( $\tau_c$ ) и одинаковы для графиков повторяемости землетрясений, генерированных в одинаковых по этой характеристике условиях. Такие графики аппроксимируются кривыми из описываемого формулой (1.8) однопараметрического (с параметром  $\theta$ ) семейства, которое полностью характеризуют коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta'$  и  $n_0$ . Параметр  $\theta$  кривой, соответствующей наблюдаемому графику повторяемости, определяется из параметров его линейного приближения в узком диапазоне  $\Delta \lg M_0$  по формуле (1.10) или (1.11). Графики повторяемости землетрясений, генерированных средой с другим временем релаксации  $\tau_c$ , удовлетворяют семейству кривых вида (1.8) с другими коэффициентами  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$ ; при вариациях сейсмического времени релаксации они изменяются закономерно, например при уменьшении величины  $\tau_c$  коэффициенты  $\beta$  и  $n_0$  увеличиваются (см. гл. 1).

Сейсмическую скорость деформации можно оценить по формуле (1.32) из величин общей "энергии" землетрясений  $\Sigma M_0$  и эффективного значения модуля сдвига  $\mu$ , из которых первая определяется согласно соотношению (1.15) или (1.14) с учетом (1.25), а вторая – из скорости распространения поперечных волн.

Среднее сдвиговое напряжение  $\sigma$  и время релаксации  $\tau_c$  связаны с характеристиками закона повторяемости соотношениями (1.34), (1.35), в которые входит и величина  $V$  объема горных масс, охваченных сейсмическим процессом. Измерение величины сейсмогенерирующего объема  $V$  – это специальная задача, которая по имеющимся данным пока не решена; поэтому из соотношений (1.34), (1.35) и (1.36), (1.39) можно оценивать не собственно среднее напряжение  $\sigma$  и время релаксации  $\tau_c$ , а только величины, им пропорциональные. В общем случае величины  $V$ ,  $\sigma$  и  $\tau_c$  взаимозависимы; в гл. 1 они связаны соотношением

$$V \propto \theta^{\beta + \kappa},$$

на котором основаны, в частности, и формулы (1.36), (1.39). С ростом действующих в среде напряжений увеличивается и объем ее, охваченный сейсмическим процессом; зависимость эта тем более сильна, чем меньше эффективная вязкость (время релаксации) среды по отношению к разрывно-непрерывному сейсмическому течению, т.е. чем больше коэффициент  $\beta$  в выписанном соотношении. Коэффициент  $\kappa$  в этом соотношении и в формулах (1.36), (1.39) определяется характером взаимной зависимости величин  $\tau_c$  и  $\sigma$ . Если время релаксации не зависит от напряжения, то  $\kappa = 0$ , если же эта величина с ростом напряжения увеличивается, то  $\kappa < 0$ ; при  $\kappa = -\beta$  параметр  $\theta$

<sup>1</sup> В работе В.Н. Аверьяновой графики представлены в шкале  $M_{LH}$ ; использовано переходное соотношение  $M_{LH}(m_{PV})$ , единое для всех глубин, больших 60 км.

зависит только от напряжения (пропорционально), а величина  $V$  от напряжения не зависит. В условиях, средних для земной коры, по-видимому, реализуется первый случай ( $\kappa = 0$ ), для сейсмогенерирующих областей верхней мантии это может быть и не так.

Таким образом, величина  $\theta$  является, в сущности, параметром не только графика повторяемости в формуле (1.8), но и сейсмического течения горных масс; она зависит как от размера сейсмогенерирующего объема  $V$ , так и от среднего действующего в нем напряжения и определяет масштаб сейсмического процесса ("энергию" максимального землетрясения, общую "энергию" землетрясений).

Входящие в формулы (1.36), (1.39) коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  можно определить из параметров наблюдаемых графиков повторяемости только с использованием их взаимных зависимостей, составляющих закон повторяемости. В гл. 1 зависимость между коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  описывается формулой (1.42), согласно которой при стремлении  $\beta$  к 1  $\alpha$  стремится к 0; зависимость между  $\beta$  и  $n_0$  при этом определяется корреляционным соотношением (1.44). Однако используемые нами графики повторяемости  $\lg n(\lg M_0)$  получены не по прямым измерениям величины  $M_0$  сейсмического момента землетрясений, а пересчетом из шкалы энергетического класса  $K$  с помощью корреляционного соотношения  $\lg M_0(K)$ , поэтому зависимость между коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  может быть более слабой, чем описываемая формулой (1.42)<sup>1</sup>.

В принципе эту зависимость можно получить из наблюдаемых графиков повторяемости — в форме  $\lg n(\lg M_0)$ , однако "энергетический" диапазон графиков, которые можно построить по имеющимся в настоящее время данным, для этого недостаточно широк, а флуктуации повторяемостей относительно сильных землетрясений слишком велики. Это дело будущего. Поэтому определения соответствующих наблюдаемым графикам повторяемости  $\lg n(\lg M_0)$  коэффициентов  $\beta$  и  $n_0$  и расчеты по формулам (1.10), (1.11), (1.15), (1.36), (1.39) мы провели также при другом крайнем предположении о коэффициенте  $\alpha$  — при условии, что эта величина не зависит от реологических характеристик и равна среднему для условий земной коры значению  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  (см. гл. 1). Полученная при этом корреляционная зависимость между коэффициентами  $\beta$  и  $n_0$  описывается соотношением (1.47). Реальные вариации величин  $\sigma$  и  $\tau_c$  заключены между рассчитанными при этом условии и на основании зависимости (1.42).

Зависимости, которым подчинялись бы параметры  $a$  и  $b$  (при  $\lg \bar{M}_0 = 22,7$ ) линейных приближений графиков повторяемости землетрясений, генерированных в условиях различных постоянных значений величин  $\theta$ ,  $\sigma \propto \theta^{1-\beta}$  и  $\tau_c$ , представлены на рис. 44; они рассчитаны на основе соотношения (1.47) при условии  $\alpha = 0,10 = \text{const}$ . Принципиальных отличий от соответствующих кривых рис. 23, полученных на основе соотношений (1.42), (1.44), эти зависимости не имеют. На рис. 44 представлены также параметры линейных приближений наблюдаемых графиков повторяемости  $\lg n(\lg M_0)$  землетрясений в районе Камчатки, в земной коре Памиро-Гиндукушского района и средние квадратические ошибки  $\sigma_a$  измерения уровней  $a$  (см. также рис. 23)<sup>2</sup>. Графики рис. 23, 43, 44 позволяют оценить погрешности определения величин, пропорциональных макроскопическим параметрам сейсмического течения, получающиеся из-за отсутствия экспериментальной зависимости между коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  и из-за ошибок измерения параметров  $a$ ,  $b$  наблюдаемых графиков.

Согласно рис. 23, 44, реологические свойства земной коры по отношению к сейсмическому течению в обоих районах варьируют незначительно по сравнению с сильно различающимися свойствами верхней мантии. Эти различия велики настолько, что не могут объясняться возможной некорректностью применения переходного соотношения (1.16) к данным о камчатских землетрясениях (см. гл. 1). В районе Камчатки,

<sup>1</sup> Поскольку переходные соотношения для коэффициентов  $\alpha$  и  $\beta$ , выписанные в гл. 1 вслед за формулой (1.8), одинаковы, то если при пересчете в шкалу  $\lg M_0$  коэффициент  $\beta$  увеличивается, то увеличивается и  $\alpha$ , хотя, согласно (1.42), величина  $\alpha$  должна бы при этом уменьшаться.

<sup>2</sup> Пространственные вариации макроскопических параметров сейсмического течения в Памиро-Гиндукушском районе рассмотрены в гл. 4 (раздел 4.3.3).

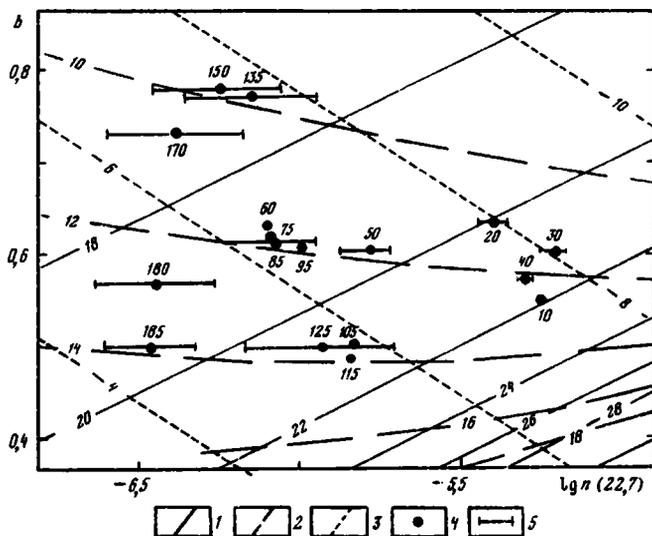


Рис. 44. Наклон и уровень линейных приближений наблюдаемых графиков  $\lg n(\lg M_0)$  при  $\lg M_0 = 22,7$  (дин · см) и зависимости между ними, рассчитанные на основе соотношений  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  и (1.47) при различных постоянных значениях макроскопических параметров сейсмического течения

1 —  $\lg \theta$  (дин · см); 2 —  $\lg \sigma \approx (1 - \beta) \lg \theta$  (усл. ед.); 3 —  $\lg \tau_c$  (усл. ед.); 4 — данные о графиках повторяемости землетрясений в земной коре и верхней мантии района Камчатки; 5 — средние квадратические ошибки  $\sigma_a$

Цифры на графике — средние глубины (в км) слоев, для которых построены графики повторяемости

непосредственно под земной корой — в интервале  $40 \pm 10$  км, и при дальнейшем увеличении глубины время релаксации  $\tau_c$  возрастает, а в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области — уменьшается.

Различия в значениях  $\tau_c$  между районами и в зависимостях их от глубины в каждом из районов существенно превышают соответствующие вариации эффективного модуля сдвига  $\mu$ , определяемого по данным о скоростях  $v_s$  распространения поперечных волн (эти данные вкратце описаны выше, а также в гл. 4). В первом приближении этими вариациями можно пренебречь и величины, пропорциональные сейсмической скорости деформации и сейсмической эффективной вязкости  $\eta_c = \mu \tau_c$ , оценивать, считая модуль сдвига постоянным.

Генеральная тенденция увеличения сейсмической эффективной вязкости с ростом глубины в районе Камчатки близка к экспоненциальной (рис. 45). Относительно этой генеральной зависимости вязкость  $\eta_c$  аномально понижена на глубинах около 30, 90–100 и 130–170 км и повышена на глубинах около 70 и 120 км. Средние напряжения, вызывающие землетрясения, в земной коре района Камчатки выше, чем в Памиро-Гиндукушском районе, а в верхней мантии, наоборот, ниже. Это справедливо при оценке вариаций величины  $\sigma$  по всем крайним значениям: при условиях как независимости сейсмической вязкости от напряжения (расчет по формуле (1.36) при  $\kappa = 0$ ), так и увеличения ее с увеличением напряжения ( $\kappa = -\beta$ ,  $\sigma \approx \theta$ ), при расчете как на основе допущения  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  и соотношения (1.47), так и на основе соотношений (1.42), (1.44). Абсолютные значения средних напряжений, действующих в районе Камчатки, могут быть смещены относительно соответствующих значений для верхней мантии Памиро-Гиндукушского района из-за возможной некорректности применения переходного соотношения (1.16). Однако качественно представленная на рис. 45 зависимость среднего напряжения от глубины в районе Камчатки из-за этой возможной некорректности измениться не может. В фокальной зоне напряжения понижены на глубинах

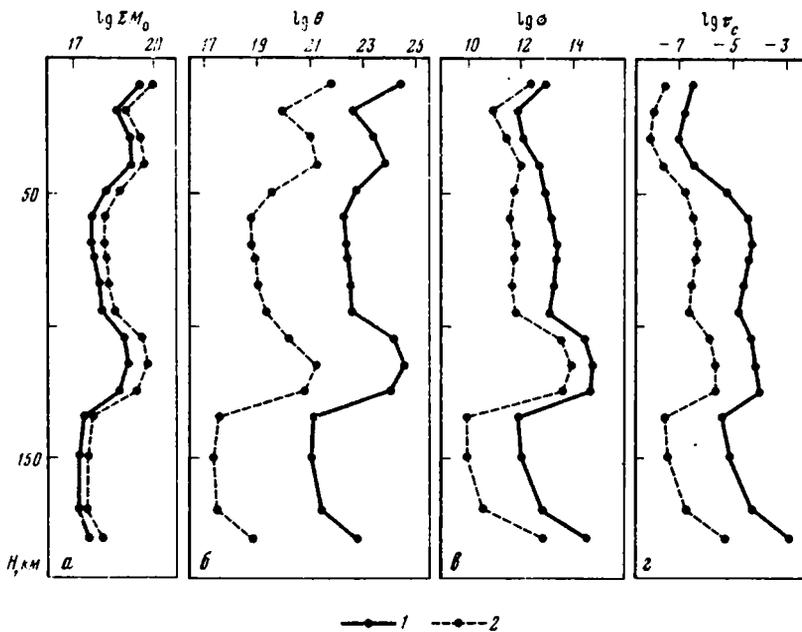


Рис. 45. Распределения по глубине в районе Камчатки макроскопических параметров сейсмического течения

*a* — общей "энергии" ( $\Sigma M_0$ )<sup>∞</sup> (дин · см); *б* — параметра  $\theta$  (дин · см); *в* — величины  $\sigma \propto \theta^{1-\beta}$  (усл. ед.); *г* — эффективной сейсмической вязкости (усл. ед.)

Расчеты на основе соотношений: 1 — (1.42) и (1.44), 2 —  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  и (1.47)

60–70 и 130–170 км, характеризующихся слабой сейсмичностью, пониженными скоростями распространения сейсмических волн и повышенным их поглощением, что согласуется с предположением [Тараканов, Левый, 1967; и др.] о пониженной прочности горных масс на этих глубинах (см. ниже, рис. 46). Кроме того, выявляется область пониженных напряжений в верхней гипоцентральной области — на глубинах около 20 км в земной коре. Зависимости всех представленных на рис. 45 величин, которые характеризуют напряжение  $\sigma$  при всех крайних допущениях о связи его с параметром  $\theta$  и сейсмической вязкостью (см. выше), качественно одинаковы: как при условии  $\kappa = -\beta(\sigma \propto \theta)$  и расчете на основе соотношений (1.42), (1.44), так и при условиях  $\kappa = 0(\sigma \propto \theta^{1-\beta})$  и  $\alpha = 0,10 = \text{const}$ . Средние напряжения в относительно прочных горных породах на глубинах 100–130 км оказываются выше, чем, например, в нижней части земной коры. Такой результат хорошо согласуется с известным фактом увеличения прочности при возрастании гидростатического давления (и при прочих равных условиях) [Николаевский, 1982; и др.].

Представленные на рис. 45 в зависимости от глубины значения общей "энергии" — суммы  $\Sigma M_0$  сейсмических моментов землетрясений — рассчитаны по формуле (1.15), т.е. без предположений об "энергии" максимального землетрясения, и нормированы по объему на 1 км<sup>3</sup> по времени на 1 год. Домноженные на соответствующее значение модуля сдвига (в первом приближении постоянное), они являются оценкой величины  $\dot{\epsilon}_c$  скорости деформации при сейсмическом течении. Как и другие макроскопические параметры сейсмического течения, величина  $\dot{\epsilon}_c$  изменяется с ростом глубины не монотонно, более или менее уменьшаясь или увеличиваясь в областях относительно пониженных или повышенных напряжений. Интенсивность сейсмического течения максимальна в нижней части земной коры и в самых верхах верхней мантии; в более глубоких частях фокальной зоны она резко затухает: скорость деформаций при сейс-

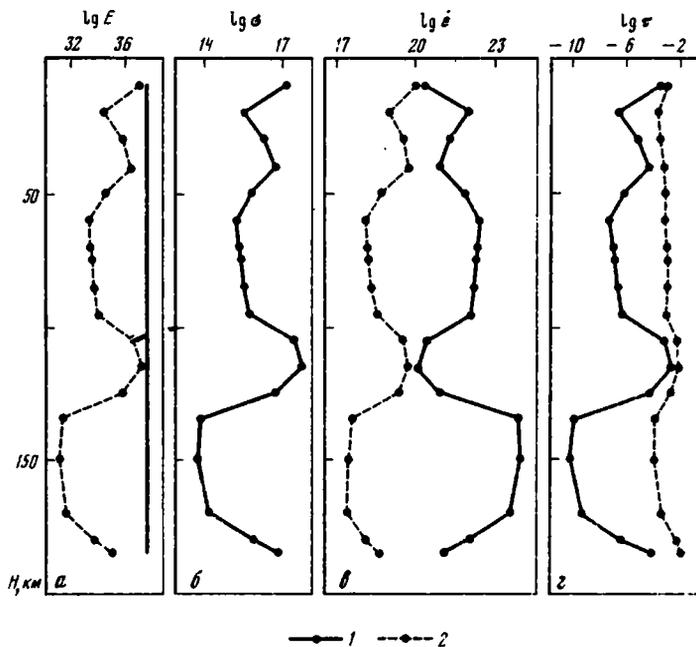


Рис. 46. Тенденции в зависимостях от глубины макроскопических параметров течения горных масс земной коры и верхней мантии в районе Камчатки

*a* – диссипируемой энергии; *б* – напряжения  $\sigma \approx \theta^{1-\beta/2}$ ; *в* – скорости деформации; *г* – эффективной вязкости. Расчеты на основе соотношений (1.47) и  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  при сейсмической вязкости, прямо зависящей от напряжения ( $\kappa = -\beta/2$ ), в предположении  $E = 2(E_c)_{\text{max}} = \text{const}$   
 1 – для тектонического течения в целом; 2 – для сейсмического течения

мическом течении на глубинах 110–120 км меньше, чем в верхней части земной коры, несмотря на то что средние напряжения на этих глубинах во всяком случае не меньше.

При прочих равных условиях способность вещества к сейсмическому течению путем подвижек по разрывам сплошности, определяемая величиной  $1/\eta_c$ , зависит от температуры и давления. Увеличение температуры и гидростатического давления с ростом глубины приводит к увеличению сейсмической вязкости (см. рис. 45). Тектоническое течение при этом все больше и больше осуществляется за счет непрерывной его части – вязкого или пластического течения. Скорость деформации вязкого сплошного, непрерывного течения ( $\dot{\epsilon}_d$ ) и напряжение ( $\sigma$ ) можно связать следующим выражением [Аки, 1985]:

$$\dot{\epsilon}_d = A \frac{\sigma^k}{T} \exp\left(-\frac{E^* - PV^*}{RT}\right), \quad (2.1)$$

где  $T$  – абсолютная температура;  $P$  – давление;  $R$  – газовая постоянная;  $E^*$  – энергия активации;  $V^*$  – объем активации;  $A$  и  $k$  – постоянные, зависящие от механизма течения. Микроскопический механизм течения определяется вещественным и минеральным составом горных пород, температурой и давлением, наличием или отсутствием флюида [Магницкий, 1965]; это может быть псевдопластическое (катакластическое) или пластическое течение [Николаевский, 1982], дислокационная или диффузионная ползучесть [Магницкий, 1965; Аки, 1985]. В случае диффузионной ползучести по границам зерен в последней формуле  $k = 1$  и вещество ведет себя как ньютоновская жидкость, в случае дислокационной ползучести величина  $k$  близка к 3.

Если непрерывное течение, так же как и разрывно-непрерывную (сейсмическую) часть тектонического течения, описывать уравнением (1.31) – уравнением состояния вязкой жидкости – и характеризовать его вязкостью  $\eta_c$ , то для скорости деформации

при тектоническом течении ( $\dot{\epsilon}$ ) можно записать следующее выражение:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_d + \dot{\epsilon}_c = \sigma \left( \frac{1}{\eta_d} + \frac{1}{\eta_c} \right) = \frac{\sigma}{\eta}, \quad (2.2)$$

где  $\eta$  – эффективная вязкость при тектоническом течении, величина, определяемая как  $\eta = \eta_d \eta_c / (\eta_d + \eta_c)$ . Вязкость  $\eta_c$  характеризует реакцию среды на относительно быстро ( $\tau$  характерным временем около 100 лет) изменяющиеся нагрузки, а величина  $\eta_d$  – на существенно более длительную геологическую деформацию.

Вопрос о количественном соотношении величин  $\eta_c$  и  $\eta_d$ , т.е. о вкладе сейсмического процесса в тектоническое течение, остается дискуссионным. Ясно, однако, что это соотношение сильно зависит от температуры горных масс и от наличия или отсутствия в них флюида. Согласно формуле (2.1), вязкость  $\eta_d$  при прочих равных условиях увеличивается с ростом давления и уменьшается с ростом температуры, поэтому в отличие от сейсмической вязкости с ростом глубины она может и не увеличиваться. Если распределение макроскопических параметров сейсмического течения ( $\dot{\epsilon}_c$ ,  $\eta_c$ ,  $\sigma$ ) по глубине известно, то представление о вариациях величин  $\dot{\epsilon}_d$ ,  $\eta_d$  можно получить из выражения (2.2) при тех или иных предположениях. Наиболее простые из них – это предположения о постоянстве, независимости от глубины скорости деформации  $\dot{\epsilon}$  или плотности энергии  $E = \sigma \dot{\epsilon}$ , диссипируемой при тектоническом течении. Рассчитанные при том и другом предположении зависимости от глубины величин, характеризующих вязкость  $\eta_d$  сейсмогенерирующих горных масс в районе Камчатки, по тенденции оказались одинаковыми.

Мы представляем здесь (рис. 46) только результаты расчета при втором предположении. Величина  $E = \text{const}$  принята при этом в 2 раза большей максимального для земной коры значения энергии  $E_c = \sigma \dot{\epsilon}_c$ , диссипируемой при сейсмическом течении. Использовались представленные на рис. 45 величины  $\dot{\epsilon}_c$  и  $\theta$ , полученные соответственно по формулам (1.14), (1.10), (1.11) из параметров линейных приближений наблюдаемых графиков при аппроксимации их кривыми закона повторяемости в виде соотношения (1.8), условия  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  и соотношения (1.47). Приняты зависимость сейсмического времени релаксации от напряжения, соответствующая соотношению  $\kappa = -\beta/2$  (тогда  $\sigma \propto \theta^{1-\beta/2}$ ), и постоянство модуля сдвига  $\mu$ , отсутствие зависимости его от глубины. Величины  $E_d$ ,  $\dot{\epsilon}_d$  и  $\eta_d$  на рис. 46 не представлены, поскольку практически совпадают с соответствующими значениями  $E$ ,  $\dot{\epsilon}$  и  $\eta$ .

В отмеченных выше областях пониженных напряжений (прочности), которые на глубинах больше 60 км характеризуются пониженными скоростями распространения сейсмических волн и повышенным их поглощением, течение горных масс в большей степени осуществляется за счет процессов ползучести или пластичности, при которых диссипируется и относительно большая энергия  $E_d$  (поскольку  $E_c$  уменьшается при  $E = \text{const}$ ). Вязкости  $\eta$  и  $\eta_d$ , характеризующие эти процессы, ниже, чем в более прочных и сейсмически более активных областях (см. рис. 46,  $\sigma$ ). С ростом глубины величина  $\eta$  вообще уменьшается; течение горных масс в фокальной зоне при этом во все большей мере осуществляется за счет ползучести или пластичности.

Скорости  $v_p$ ,  $v_s$  распространения сейсмических волн зависят от температуры и давления по тенденции так же, как и эффективная вязкость  $\eta_d$ , – увеличиваются с ростом давления и уменьшаются с ростом температуры. Однако они характеризуют реакцию среды на несравненно более быстро изменяющиеся нагрузки ( $\tau$  периодами от 0,1 до 10 с) и на существенно меньшие деформации. Поэтому распределения по глубине сейсмических скоростей (см. рис. 41) и вязкостей  $\eta_d$ ,  $\eta$  не имеют непосредственной связи: первые с ростом глубины в общем увеличиваются, а последние – уменьшаются. Эти распределения похожи только по тенденции в вариациях относительно соответствующих генеральных зависимостей. Области горных масс пониженной вязкости на глубинах 60–100 и 125–175 км, в которых по сравнению со смежными по глубине участками фокальной зоны действуют меньшие сдвиговые напряжения (см. рис. 45, 46),

оказываются более широкими, чем мощность тяготеющих к ним слоев пониженных сейсмических скоростей (см. рис. 41). В нижней части земной коры (на глубине 20–30 км) по параметрам сейсмического процесса, т.е. при интерпретации вариаций параметров графиков повторяемости, выделяется область пониженных значений вязкостей  $\eta_c$ ,  $\eta_d$ , скоростей деформации  $\epsilon_c$ ,  $\epsilon_d$  и сдвигового напряжения  $\sigma$ , в которой, насколько нам известно по литературным данным, сейсмические скорости не понижены (см. рис. 41).

Если не привлекать для объяснения вариаций макроскопических параметров сейсмического и тектонического течения причины, связанные с изменением на определенных глубинах вещественного и минерального состава горных масс в фокальной зоне, то характерные вариации этих параметров в зависимости от глубины, представленные на рис. 45, 46, можно объяснить вариациями гидростатического давления. Эффективное значение гидростатического давления в горных массах, содержащих какой-нибудь флюид, уменьшается на величину давления флюида [Николаевский, 1982; Аки, 1985; и др.]. В этих условиях уменьшаются как сила трения и прочность пород, так и вязкость их при разных видах течения и действующие напряжения. В зависимости от вида флюида и от температуры при этом может происходить смена преобладающего микроскопического механизма течения.

Реакция горных пород на изменение температуры и давления выражается в изменении вязкостей  $\eta_d$  и  $\eta_c$  следующим образом. Уменьшение эффективного давления при прочих равных условиях вызывает одновременное уменьшение величин  $\eta_d$  и  $\eta_c$ ; и наоборот, при увеличении температуры вязкость  $\eta_d$  уменьшается, а  $\eta_c$  возрастает. Пониженные вязкости  $\eta_d$  и  $\eta_c$  наблюдаются (см. рис. 45, 46) на глубинах около 20 км в земной коре и ниже, на глубинах 60–100 и 125–170 км; эффективное давление и прочность здесь понижены, больших напряжений не возникает (см. рис. 45, б, в и 46, б), однако скорость течения повышена за счет сплошной, непрерывной его части. На глубинах 100–125 км и сейсмическая и "диффузная" вязкости повышены. Здесь в условиях относительно повышенных давления и прочности скорость течения горных масс уменьшается, хотя при этом скорость разрывно-непрерывного сейсмического течения и увеличивается. В нижней части земной коры величины  $\eta_d$  и  $\eta_c$  возрастают; давление здесь растет с увеличением глубины быстрее, чем температура. Ниже, в самой верхней части верхней мантии, на глубинах 40–60 км (см. рис. 46), сейсмическая вязкость сильно увеличивается, а вязкость  $\eta_d$  уменьшается. Температура здесь увеличивается с ростом глубины быстрее, чем давление; прочность с ростом глубины уменьшается, скорость течения увеличивается, причем сейсмическое течение все более затухает.

Область пониженных значений жесткости, прочности и вязкости горных масс на глубинах 125–175 км расположена как раз под цепочкой действующих вулканов и считается первичным источником изливаемой ими магмы [Тектоника..., 1980]. Причиной уменьшения перечисленных механических параметров и эффективного гидростатического давления здесь является частичное плавление горных пород. Этот вывод согласуется и с результатами расчетов [Магницкий, 1965], согласно которым в среднем для Земли температура горных пород приближается к точке плавления на глубине около 100 км.

При сделанных допущениях (о постоянстве минерального и вещественного состава) понижение жесткости, прочности и вязкости горных масс в пределах верхнего (в фокальной зоне) слоя пониженных сейсмических скоростей можно объяснить также только частичным их плавлением. Собственно плавление, сопровождающееся относительным понижением гидростатического давления и вязкостей  $\eta_d$  и  $\eta_c$ , по-видимому, локализовано на глубинах 70–100 км; выше, на глубинах от 60–70 до 40–50 км, горные массы могут находиться в сильно разогретом, но без подплавления, состоянии, близком к истинно пластическому. С увеличением глубины (до 70 км) деформация и скорость деформации  $\epsilon_d$  все более возрастают, возрастает и количество выделяемого при вязком трении тепла, которое повышает температуру и поэтому понижает вязкость горных масс, отчего деформация их еще усиливается и локализуется в этом глубинном

интервале На глубинах больше 70 км этот процесс способствует достижению точки плавления для легкоплавких компонентов горных пород. Возможно, что частичному плавлению горных масс фокальной зоны на глубинах 70–100 км способствует также то обстоятельство, что они находятся в условиях преобладания относительного горизонтального растяжения [Аверьянова 1975] (см. рис. 41, в); в этих условиях точка плавления пород должна понижаться по сравнению с соответствующей гидростатическому давлению [Ритман, 1965].

Распределение по глубине механических свойств горных масс в верхней гипоцентральной области похоже на установленное по сейсмическим данным строение литосферы в пределах континентов. В первом приближении ее можно представить состоящей из трех слоев, из которых средний, совпадающий примерно с нижней половиной земной коры, обладает пониженной жесткостью и меньшей прочностью, чем верхняя часть земной коры и нижний слой, располагающийся уже в верхней мантии [Аки, 1986]. Основное различие заключается в том, что под континентальными третичными литосферными слоями асейсмичен, тогда как в переходной от континента к океану области, в частности в районе Курило-Камчатской островной дуги и камчатской ее части, он подвержен большим тангенциальным напряжениям, вызывающим повышенную сейсмичность. Если исходить из модели субдукции океанической плиты, то это может объясняться (в согласии с представленными на рис. 45, 46 распределениями макроскопических параметров течения) меньшим ее прогревом по сравнению с горными массами на тех же глубинах под континентами.

Причиной понижения эффективного гидростатического давления, жесткости, прочности горных пород и вязкостей  $\eta_c$ ,  $\eta_d$  на глубинах около 20 км может служить вода, заполняющая дилатансионные трещины и микротрещины [Николаевский, 1982]. По нашим предварительным и не представленным здесь данным, эта внутрикоревая область пониженных вязкостей и напряжения не является слоем, пересекающим на определенных глубинах всю верхнюю (до 60 км глубины) гипоцентральной область, а представляет собой линзоподобное включение, ограниченное по латерали и по глубине горными массами с другими механическими свойствами.

## 2.2. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Отличительными признаками новейших тектонических систем обрамления Тихого океана, позволяющими объединить их в единую мегаструктуру — Тихоокеанский новейший тектонический пояс, являются, как это следует из самого общего рассмотрения, согласованность в простираниях их главных структурных элементов и упорядоченность новейшей структурной зональности относительно границы континент–океан. Это означает, очевидно, что, во-первых, должны существовать общие тенденции, закономерности в эволюции и становлении новейшей структуры различных районов обрамления Тихого океана и что, во-вторых, определяющую роль в формировании структур пояса и отдельных его сегментов должны играть те или иные процессы взаимодействия ложа Тихого океана с его континентальным обрамлением. В этом смысле особое положение занимают лишь тектонические системы Карибского бассейна, расположенные между Северо-Американской и Южно-Американской платформами (см. гл. 3), и Юго-Восточной Азии, где ощущается явное влияние Альпийско-Средиземноморского тектонического пояса.

Отметим, что изложенное понимание общности структур пояса на новейшем этапе его развития находится полностью в рамках представлений Ю.М. Пушаровского, определившего Тихоокеанский тектонический пояс как: "комплекс разновозрастных структурных образований земной коры, связанных единой системой простираний, укладываемых в огромное тектоническое кольцо, разделяющее ложе Тихого океана и древние платформы окружающих его континентов" [1972, с. 20].

Перед изложением материала необходимо отметить, что в разделе будут описаны

преимущественно отдельные новейшие структуры областей, приближенных, как Камчатка, к внутренней, океанической границе Тихоокеанского тектонического пояса. В связи с этим мы будем употреблять в тексте такой более неопределенный термин, как "обрамление Тихого океана". Вопрос о положении внешней, континентальной границы пояса будет кратко рассмотрен в конце раздела, при обсуждении возможных причин и геодинамических закономерностей формирования тех или иных новейших структур.

При изучении Центральной Камчатки было установлено, что новейшее и современное структурообразование в ее пределах во многом было обусловлено явлениями тектонической расслоенности литосферы, причем характерной составляющей дислокаций в верхнекоровом слое являлись горизонтальные перемещения, направленные вдоль основных новейших структур, т.е. примерно параллельно границе Камчатки и Тихого океана. Можно предположить, что сходные явления имеют место и в масштабах всего пояса. В определенной степени основанием этому служат результаты сравнительного анализа истории новейшего развития различных районов значительной части обрамления Тихого океана, а именно его западного сегмента (от Аляски до Новой Зеландии), выполненного Э.Н. Эрлихом [1973] и Э.Н. Эрлихом и И.В. Мелекесцевым [1973, 1974]. Они обнаружили, что основные этапы перестройки структуры Камчатки в плиоцене и среднем плейстоцене, сопровождавшиеся интенсивными тектоническими движениями и формированием расчлененного горного рельефа, и разделяющие их периоды относительно спокойного тектонического режима, а также закономерности эволюции четвертичного вулканизма в ее пределах были общими для всего западного обрамления океана, отражая глобальные импульсы сжатия и растяжения.

Кроме того, в большинстве районов обрамления Тихого океана, как его западного, так и восточного сегмента, развиты протяженные активные разломы (подобные зоне разломов передового фаса Центральной Камчатки), согласные с их новейшей структурой и примерно параллельные, таким образом, границе континент–океан. К ним относятся Срединная тектоническая линия Японии, Продольный разлом Тайваня, Филиппинский разлом, разломы Новой Гвинеи, Альпийский разлом Новой Зеландии, Атакамский разлом Перуанско-Чилийского побережья Южной Америки, разлом Сан-Андреас на западе Северо-Американской платформы, система разломов Аляски и др. Предположительно выделяется разлом в тылу западного (Командорского) сегмента Алеутской островной дуги (рис. 47, см. вкл.).

Всем им свойственна, как это было показано ранее [Benioff, 1959; Беньоф, 1966; Аллен, 1962; Кожурин, Трифонов, 1982], помимо вертикальной, и значительная горизонтальная компонента перемещений. Это обстоятельство дополнительно к положению в структуре пояса подчеркивает сходство указанных разломов, позволяя отнести их к одному классу структур. Охватывая почти непрерывным кольцом Тихий океан, они представляют собой, несомненно, закономерную составляющую эволюции Тихоокеанского тектонического пояса.

Из всего комплекса вопросов, связанных с развитием пояса, мы выделим вопрос, касающийся природы перечисленных разломов. Для того чтобы наметить пути его решения, мы кратко изложим данные о морфологии и кинематике перемещений по их плоскостям, о связи с комплексом новейших структур тектонических систем, в которых они развиты, а также, где это возможно, о характере их проявления на разных уровнях литосферы.

*Япония.* Молодые разрывы Японии в большинстве своем сосредоточены в ее юго-западной половине — между северным окончанием островной дуги Рюкю и местом сочленения с Японскими островами Изу-Бонинской островной дуги (юго-западная Япония). В отличие от северной половины о-ва Хонсю и о-ва Хоккайдо — главных областей развития четвертичного вулканизма — четвертичные вулканы здесь единичны и связаны с окончанием вулканического пояса дуги Рюкю [Эрлих, 1973].

Срединная тектоническая линия является наиболее значительным нарушением описываемого района (рис. 48). В геологической структуре она проявлена как граница между

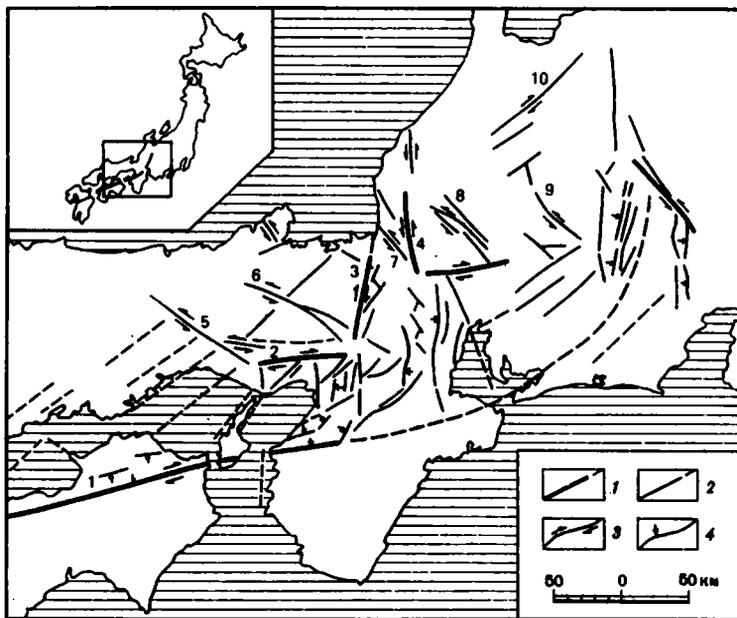


Рис. 48. Четвертичные разломы юго-западной Японии [Huzita et al., 1973]

1, 2 — разломы разного ранга: 1 — тектонические линии, 2 — прочие разломы; 3, 4 — тип подвижек по разломам: 3 — сдвиговые, 4 — надвиговые

Разломы: 1 — Срединная тектоническая линия, 2 — Арима-Такацукки, 3 — Ханаори, 4 — Янагасаэ, 5 — Ямасаки, 6 — Митоке, 7 — Синфукуи, 8 — Неодани, 9 — Атера, 10 — Атоцугава

На врезке — район исследований

гранитами метаморфического пояса Рёке и кристаллическими сланцами пояса Самбагава, разделяя юго-западную Японию на внешнюю, юго-восточную и внутреннюю, северо-западную зоны [Геологическое..., 1968]. Время ее заложения, ранний мел, соотносится с временем формирования пояса Рёке и тектонической зоны Касию, непосредственно контактирующей с разломом (тектонической линией) с северо-запада и обязанной своим образованием движениями по нему [Там же]. Таким образом, Срединная тектоническая линия является длительно развивающейся структурой, сохранившей активность вплоть до настоящего времени.

Данные о молодых смещениях вдоль Срединной тектонической линии [Капеко, 1966; Huzita et al., 1973] сведены в табл. 6. Они свидетельствуют о том, что преобладающим типом движений по разлому являются горизонтальные движения правого знака. В районе восточного окончания линии, где она приобретает северо-северо-восточное простирание (см. рис. 48), появляется значительная надвиговая компонента перемещений, с чем связано, очевидно, формирование гор Канто, которые можно рассматривать как область компенсации правосдвиговых движений.

Меньшего масштаба молодые тектонические нарушения развиты во внутренней зоне юго-западной Японии. Некоторые из них — Арима-Такацукки, Ханаори, Янагасаэ — относятся японскими геологами также к тектоническим линиям. Первые два представляют собой правые сдвиги, а последний — левый. Другая группа нарушений включает правые, северо-восточные и левые, северо-западные сдвиги: Ямасаки, Митоке, Синфукуи, Неодани и пр. (см. рис. 48). Они образуют сопряженную систему разрывов, свидетельствующую об остановке широтного горизонтального сжатия, в условиях которого происходят, очевидно, и горизонтальные движения вдоль Срединной тектонической линии, несколько развернутой в плане относительно "решетки" правых и левых сдвигов. Отметим, что наблюдаемое распределение в плане и соотношения между разрывами разного порядка аналогичны таковым для Центральной Камчатки. Там также выделяют

Таблица 6

## Проявления молодых движений по сдвигам обрамления Тихого океана

Тектоническое нарушение	Протяжение	Местонахождение	Смещенные элементы рельефа	Район смещения	Возраст	Амплитуда смещения, м		Знак смещения	Скорость смещения, см/год	Литературный источник
						горизонтального	вертикального			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Альпийский разлом	СВ	Южный остров Новой Зеландии	Ледниковые формы рельефа	Район рек Блю и Мартир	Последнее оледенение	200–300	–	Правое	1,4–2,5	Веллман, 1957; Lensep, 1958, 1975
			Терраса 120 м		Последнее межледниковье	730	120		?	
Уаирапа, Веллингтон, 30° Уаирау, Аватере, Хоуп, Портер, Пасс	СВ	Северный остров Новой Зеландии	Ледниковые формы рельефа	–	Последнее оледенение	120 } 260	–	"	1,5–2,6	То же
			Аккумулятивная терраса, переходящая в морену в море		То же	60 } 195	–		1,1–2	
Филиппинский	СЗ	Острова Лусон, Масбат, Леуте, Минданао	Русла мелких водотоков, русловые отложения	–	Поздний голоцен	Единицы и десятки метров	–	Левое	<1	Allen, 1962, 1975
Продольный разлом Тайваня	Меридиональное	Восточная часть о-ва Тайвань	Русла мелких водотоков, современные русловые отложения	–	То же	То же	–	"	<1	"
Срединная тектоническая линия	ВСВ	Острова Кюсю, Сиококу, п-ов Кии, центральная часть Хонсю (юго-западная Япония)	Речные долины различного порядка, водораздельные хребты	–	?	От десятков метров до 1500–2000	–	"	–	Huzita et al., 1973 Kaneko, 1966
			Аллохтон надвига	–	Поздний плейстоцен	300–500	–	Правое	–	
Западно-Алеутский	СЗ	В тылу западной части Алеутской островной гряды	Установлен по механизмам очагов	–	–	–	–	"	–	Cormier, 1975
Денали	От СВ до СЗ	Северное ограничение Аляскинского хребта	–	–	–	–	–	"	–	То же
Точунда	СЗ	Центральная Аляска	–	–	–	–	–	"	–	Brogan et al., 1975
Феавеза	СЗ	Северо-восточное побережье залива Аляска	Конечные и боковые морены современных ледников	Район оз. Криллон	930 ± 200 лет	50–55	–	"	4,8–5	Plafker et al., 1978

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
			Долины главных водотоков	На всем протяжении разлома	?	50 000–55 000	–	”	–	”
Сан-Андреас	СЗ	Протягивается от Калифорнийского залива до мыса Мендосино (запад Северной Америки)	Аккумулятивная терраса	Северо-восточная часть равнины Карризо	3500 лет	120	–	”	3	Сieh, 1978
			Различные элементы рельефа	Долины рек Пачаро и Литл-Рок	Позднечетвертичный	600–700	–	”	2	”
Хэйвард, Калаверас, Аква-Бланка и др.	СЗ	Параллельные и оперяющие Сан-Андреас					–	”	<1	”
Атакамский	Субмеридиональное	Чилийское побережье Южной Америки	Долины водотоков разного порядка	На всем протяжении разлома			–	”	<1	St. Amand, Allen, 1960

ся система сопряженных северо-восточных (правых) и северо-западных (левых) сдвигов и зона разломов передового фаса, развивающиеся в целом в едином поле напряжений.

С выводом о широтном сжатии юго-западной Японии согласуются результаты изучения ее сейсмичности. Механизмы очагов землетрясений с  $M \leq 5$  за 1964–1968 гг. [Huzita et al., 1973] и вплоть до 1973 г. [Кисимото, Оике, 1974] показывают, что и во внешней и во внутренней зонах юго-западной Японии ось максимального сжатия горизонтальна и имеет практически широтное простирание. К такому же выводу пришел М. Исикава [Кисимото, Оике, 1974] на основе данных о механизмах очагов сильных и умеренных землетрясений.

По данным тех же авторов, в плане эпицентры микроземлетрясений внутренней зоны образуют несколько довольно широких линейных поясов, совпадающих с решеткой активных правых и левых сдвигов. Можно предполагать, что сейсмичность этого района инициируется движениями по разломам. В разрезе наблюдается четкий максимум плотности гипоцентров на глубине 10–13 км с быстрым ее уменьшением до 15 км [Huzita et al., 1973]. Ниже 20 км землетрясения очень редки. Для сдвигов Ямасаки и Митоке максимальное количество землетрясений приурочено к интервалу глубины 10–15 км.

Другие выводы следуют из изучения более глубоких (ниже 30 км) сильных и умеренных землетрясений внешней зоны юго-западной Японии. Их гипоцентры в совокупности образуют очень полого наклоненную на северо-северо-восток зону, а механизмы очагов показывают субмеридиональное направление оси максимального сжатия [Huzita et al., 1973; Кисимото, Оике, 1974].

Таким образом, основываясь на сейсмологических данных, можно заключить, что имеются существенные различия в напряженном состоянии разных по глубине горизонтов литосферы юго-западной Японии, что, видимо, реализуется в различии тектонических движений и структур. Наблюдаемые на поверхности системы активных разрывов нарушают, как показывает изложенный материал, лишь верхнекоровый слой до глубины 10–15 км. Главными в нем являются горизонтальные перемещения вдоль Срединной тектонической линии. Процессы на более глубоких уровнях определяются, по мнению Е. Кисимото и К. Оике [1974], положим поддвигом плиты Филиппинского моря под острова юго-западной Японии. Аналогичный вывод был сделан Т. Хашида и К. Шимазаки [Hashida, Shimazaki, 1985] на основе изучения степени поглощения сейсмических волн в подкоровых горизонтах в провинции Канто.

*Остров Тайвань.* Остров представляет собой поднятый блок континентальной коры на стыке двух островных дуг — Рюкю и Филиппинской. Основные новейшие структуры острова — вытянутое в меридиональном направлении поднятие Берегового хребта, сложенного комплексом вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород неогенового возраста, поднятие Центрального хребта с выходами мела и палеогена и расположенный западнее прогиб, выполненный верхнетретичной флишoidно-молассовой толщей [Эрлих, 1973].

Главная разломная структура острова — Продольный разлом, выраженный в рельефе узкой депрессией, разделяющей Центральный и Береговой хребты (Продольная долина). Его современная активность проявилась при землетрясениях, приуроченных к различным участкам Продольной долины. Так, во время землетрясения 25 ноября 1951 г. в ней образовался разрыв длиной около 40 км, вдоль которого произошло горизонтальное (левое) смещение мелких форм рельефа с амплитудой до 163 см. Вертикальное смещение при этом было не повсеместным. Максимальная амплитуда воздымания восточного крыла разрыва составила 130 см. При землетрясении 28 октября 1951 г. по появившемуся в северной части Продольной долины разрыву длиной около 7 км произошло левостороннее перемещение на 2 м и относительное поднятие восточного крыла на 1 м. Возможно, что как кинематически сопряженные структуры развиваются на Тайване редкие правые сдвиги восток-северо-восточного ( $60\text{--}70^\circ$ ) простирания, кинематику которых можно подтвердить смещениями при землетрясениях 1906 и 1935 гг. в западной части острова [Allen, 1962].

Вероятнее всего, направление современных подвижек по Продольному разлому соответствует динамике его развития за более длительное время, т.е. на протяжении всего новейшего этапа по нему происходили главным образом левосдвиговые перемещения.

*Филиппины.* Новейшая структура Филиппин в ее современном виде сформировалась к концу среднего плиоцена, когда произошло общее диастрофическое поднятие территории. Ее строение определяется двумя системами горст-антиклинальных поднятий с выходами мезозойско-кайнозойских образований, разделяемых системой депрессий, которые наследуют положение неогеновых впадин [Эрлих, 1973]. На большем протяжении главные новейшие структуры имеют северо-западное простирание, а на южном и северном окончаниях (острова Минданао и Лусон) — меридиональное.

Внешняя (восточная) система поднятий включает блоки северо-восточного Лусона, блоки островов Самар, Катанданао, восточной части о-ва Минданао, внутренняя — поднятия хребта Центральная Кордильера и Сомбалес на западе Лусона, блоки островов Миндоро, Панай, юго-западной части о-ва Негрос, о-ва Себу и Западного Минданао. При общем северо-западном простирании внутренней системы поднятий простирание входящих в нее блоков меридиональное.

Центральный пояс депрессий на отрезке северо-западного простирания делится на две зоны узким осевым поднятием с выходами дислоцированных палеоцен-эоценовых пород (острова Масбате и Лейте). По Э.Н. Эрлиху [1973], образование самого осевого поднятия, особенности его строения, а также кулисность в расположении частных впадин внешней (северо-восточной) зоны депрессий связаны с движениями по Филип-

пинскому разлому. Он отмечает, что третичные отложения в восточном крыле разлома непосредственно у его линии смяты в линейные, опрокинутые к востоку складки, часто осложненные надвигами. Все это дает основание предполагать левосторонние перемещения по Филиппинскому разлому в течение всего новейшего (после среднего плиоцена) времени. Можно отметить также определенное соответствие между сдвиговой природой разлома и новейшим структурным планом Филиппинского архипелага в целом, имея в виду, что основные системы поднятий и депрессий образуют своеобразную горизонтальную мегафлексуру.

Активность разлома в позднеплейстоценовое и голоценовое время устанавливается по его отчетливой выраженности в рельефе в виде уступов и приразломных ложбин и по смещениям молодых аллювиальных отложений и элементов эрозионной сети [Allen, 1962]. На о-ве Лусон конус выноса р. Дигмала в районе г. Бонгабон смещен влево на 5 км. Смещение притоков р. Дигдиг на том же острове, отложений р. Агусан на о-ве Минданао, притоков р. Гахит на о-ве Масбате и р. Лайог на о-ве Лейте подтверждает левосдвиговую кинематику разлома.

В распределении эпицентров землетрясений Филиппинского архипелага устойчивой приуроченности к линии разлома не обнаруживается. Однако определения механизмов очагов мелкофокусных землетрясений [Fitch, 1972] в пределах архипелага показывают повторяющиеся левые подвижки по нодальным плоскостям, параллельным линии разлома. В то же время по механизмам очагов, локализованных на островном склоне желоба, восстанавливается поперечное в плане к простиранию дуги сжатие. Определения механизмов очагов землетрясений под глубоководным желобом и его океаническим склоном, наоборот, свидетельствуют о растяжении в восток-северо-восточном — запад-юго-западном направлениях.

Очевидно, что горизонтальные перемещения левого знака по Филиппинскому разлому не согласуются с поперечным сжатием на краю Филиппинской островной дуги. В этом смысле интерес представляет тот факт, что линия разлома на север прослеживается гораздо дальше, чем структура глубоководного желоба. Можно предположить некоторую обособленность процесса деформирования объема земной коры дуги от процессов ее взаимодействия с горными массами дна Филиппинского моря.

*Новая Зеландия.* Территория островов Новой Зеландии, представляющих собой поднятые над водой участки Новозеландского плато, в пределах которого широко развит гранитно-метаморфический слой, была выделена из-под уровня моря примерно к концу позднего миоцена. В поднятиях, занимающих большую часть Южного острова и восточную и северо-западную части Северного, на поверхность выведены породы от докембрийских до нижнемеловых, дислоцированные в эпоху раннемеловой рангитатской орогении. Современный рельеф в главных его чертах был сформирован интенсивными тектоническими движениями кайкурской орогении среднего плейстоцена [Геологическое..., 1970]. На северо-западе Северного острова элементы рельефа приобретают северо-западное простиранье, а на юге Южного — меридиональное, вследствие чего в плане в целом вырисовывается горизонтальная мегафлексура, подобная Филиппинской.

Вулканические новейшие образования сосредоточены на Северном острове, причем неогеновые вулканические пояса вытянуты в северо-западном направлении, а четвертичные вулканические проявления заполняют грабен северо-восточного простиранья (грабен Таупо-Роторуа), примыкающий на северо-востоке к заливу Пленти и структурно продолжающий междуговой прогиб Хавр-Лау островной дуги Тонга—Кермадек. Примечательной чертой эволюции четвертичного вулканизма Новой Зеландии являются мощные игнимбритообразующие извержения, по времени совпавшие с кайкурской среднеплейстоценовой орогенией. Меньшего масштаба кислый вулканизм позднего плейстоцена — голоцена имел реликтовый характер по отношению к среднеплейстоценовому и сопровождался интенсивными ареальными и трещинными излияниями базальтов в зонах как северо-восточного, так и северо-западного направления [Эрлих, 1973].

Грабен Таупо-Роторуа, как зона прогибания появившийся еще до начала интенсивных вулканических процессов четвертичного времени [Эрлих, 1973], и поднятие его восточ-

ного обрамления прямо продолжаютя на северо-востоке структурами островной дуги Тонга—Кермадек. Таким образом, Северный остров является областью, в пределах которой структуры островной дуги с присущими ей вулканизмом, фокальной зоной землетрясений и глубоководным желобом выклиниваются и исчезают.

Крупнейшей дизъюнктивной структурой Новой Зеландии является Альпийский разлом. На Южном острове он протягивается вдоль северо-западного подножия Южных Альп. В северной части острова, немного разворачиваясь ближе к восточному направлению, он расщепляется на несколько ветвей — разломы Уайрау, Аватере, Хоуп, Портер-Пасс, Вангамоа, Кекеренгу и др. На Северном острове Альпийский разлом продолжается нарушением Веллингтон, ограничивающим с востока грабен Таупо-Роторуа, и нарушением Уаирапапа.

Все упомянутые разломы, как показывают имеющиеся данные [Велламан, 1957; Lensen, 1958, 1975], являются правыми сдвигами (см. табл. 6). Их активность в настоящее время, а также соответствие современных подвижек направлению перемещений в целом за позднечетвертичное время подтверждаются сейсмологическими данными [Rynn, Scholz, 1978]. Определения механизмов очагов микроземлетрясений Южного острова в восточном крыле Альпийского разлома показывают чистые правосдвиговые смещения по нодальным плоскостям, параллельным плоскости разлома. В южной части северо-западного крыла фиксируется значительная, иногда превосходящая правосдвиговую, надвиговая компонента смещений, а в северной, наоборот, преобладает сдвиговая компонента.

Важно, что подавляющее большинство очагов землетрясений Южного острова приурочено к верхнекоровому слою до глубины около 15 км; глубже 20 км их практически нет [Rynn, Scholz, 1978]. Видимо, как узкая зона хрупких деформаций, Альпийский разлом нарушает лишь верхний 15-километровый слой коры.

Тектонические нарушения вне зоны Альпийского разлома редки и незначительны. Среди них единственным безусловно активным является взбросо-сдвиг Уайт-Крик северо-западного простирания. Во время Мурчисонского землетрясения 1929 г. северо-восточное крыло разлома было взброшено на 4,5 м и сместилось влево (к северо-западу) на 2,1 м. Очевидно, разлом Уайт-Крик динамически сопряжен с активными правыми сдвигами. Существование такой системы сопряженных нарушений можно объяснить субширотным горизонтальным сжатием.

В заключение отметим, что кинематика и масштаб Альпийского разлома соответствуют горизонтальной мегафлексуре, образуемой основными новейшими структурами Новой Зеландии, подобно тому как Филиппинский сдвиг соответствует Филиппинской мегафлексуре. Как показывает изучение более ранних этапов тектонического развития островов Новой Зеландии [Буртман, 1965], формирование флексуры и Альпийского сдвига началось по крайней мере с раннемеловых рангитатских движений. Амплитуда правого сдвига с начала мела составила (на юге Новой Зеландии) около 450 км, что говорит об определяющей роли горизонтальных движений в формировании тектонической структуры Новой Зеландии.

*Чилийское побережье Южной Америки.* Атакамский разлом, по которому происходят, как предполагается [St. Amand, Allen, 1960; Allen, 1975], главным образом горизонтальные движения правого знака, протягивается вдоль Чилийского побережья Южной Америки в пределах Продольной долины, между Береговым хребтом и Западной Кордильерой Андийского новейшего горного сооружения (см. рис. 47). В районе г. Икики он приобретает северо-западное простирание и, пересекая Береговой хребет, скрывается под водой. Разлом выражен уступами в поверхности аллювиальных отложений и смещает вправо долины достаточно крупных водотоков. Подтверждением горизонтальных движений по его плоскости служат и наблюдаемые в стенках шахт, расположенных в зоне разлома, вертикальные зеркала скольжения с горизонтальной штриховкой [St. Amand, Allen, 1960].

Несколько севернее г. Икики к побережью примыкает серия левых сдвигов северо-восточного простирания. Возможно, они кинематически сопряжены с Атакамским

разломом, что может служить дополнительным свидетельством его правосдвиговой природы. Заслуживает внимания то, что по данным изучения сильных землетрясений 21 и 22 мая 1960 г. ( $M = 7,5$  и  $8,5$ ) выявляется принципиально иной тип движений на границе Южно-Американского континента и Тихоокеанской плиты [Plafker, Savage, 1970]. Землетрясения не сопровождались появлением разрывов на земной поверхности. Наблюдаемые деформации поверхности были интерпретированы как проявление надвиговых движений с амплитудой 20–40 м, возможно, с небольшой правосдвиговой компонентой по плоскости разлома, падающей со средними углами под континент и проецирующейся по восставанию на поверхность континентального склона. Возможно, что надвиговые движения в сторону океана и правые сдвиги в их тылу динамически обособлены.

*Запад Северной Америки.* Главным среди тектонических нарушений описываемого района является разлом Сан-Андреас, протягивающийся более чем на 1000 км вдоль побережья. На юге он сочленяется с рифтово-трансформной системой Калифорнийского залива, а на севере — с широтным океаническим разломом Мендосино. На большем своем протяжении разлом располагается в пределах поднятия Береговых хребтов, под очень острым углом к линии их простирания. В целом положение разлома Сан-Андреас согласуется с новейшей структурной зональностью прибрежных районов США, определяемой поднятиями береговых хребтов, гор Сьерра-Невада и впадиной Большой продольной долины (долина р. Сакраменто).

По режиму современных движений разлом Сан-Андреас разделяется на четыре участка (с севера на юг): от мыса Мендосино до Лос-Гатоса, от Лос-Гатоса до Чолама, от Чолама до перевала Кахон и от перевала Кахон до Калифорнийского залива [Allen, 1968; Wallace, 1970]. Повсеместно молодые формы рельефа сдвинуты вдоль разлома вправо, но осуществляется этот сдвиг по-разному.

На первом и третьем участках происходят резкие, с интервалами 50–300 лет, катастрофические землетрясения, в промежутках между которыми сейсмической активности не отмечается. Наиболее известны Сан-Францисское землетрясение 1906 г. на первом участке и Калифорнийское (Форт-Техонское) землетрясение 1857 г. на третьем участке. Они сопровождались правосдвиговыми перемещениями на 5 и 10 м соответственно [Lawson et al., 1908; Wallace, 1968]. Подобные перемещения имели место и при более ранних землетрясениях.

На двух других участках происходят более слабые землетрясения. Они повторяются чаще и сопровождаются крипом. Механизмы очагов землетрясений указывают на правый сдвиг вдоль разлома [Гутенберг, 1960]. Скорости современных перемещений не выдержаны. Так, на втором участке они варьируют от 1 до 4 см/год. На третьем участке разлома, на краю равнины Карризо, скорость сдвига (средняя для конца голоцена) близка к 3 см/год. С конца позднего плейстоцена и поныне и на втором и на третьем участках, несмотря на различия режима движений, средние скорости сдвига оказываются одинаковыми, около 2 см/год (см. табл. 6), и совпадают со средней скоростью сдвига с конца миоцена.

Разлом Сан-Андреас сопровождается параллельными и опережающими нарушениями: Хейвард, Калаверас, Эльсинор, Аква-Бланка и др. Современные правосдвиговые перемещения фиксируются по определениям механизмов очагов землетрясений, геодезическим наблюдениям, смещениям тротуаров и т.п. Скорость современных движений по этим разломам в совокупности, по-видимому, достигает 1 см/год. Обнаружены правые смещения позднечетвертичных форм рельефа амплитудой в десятки, а по разлому Калаверас и в сотни метров.

С системой Сан-Андреас сопряжена система молодых нарушений Поперечных хребтов: левых сдвигов, надвигов и складчатых деформаций широтного и северо-восточного простираний. Современные движения наиболее активно проявились по разлому Уайт-Вольф при землетрясении 1952 г. и по разлому Сан-Фернандо при землетрясении 1972 г. В обоих случаях произошли косые, левосдвигово-надвиговые перемещения с амплитудами 1 м (Уайт-Вольф) и 2 м (Сан-Фернандо). Изучение смещений и деформа-

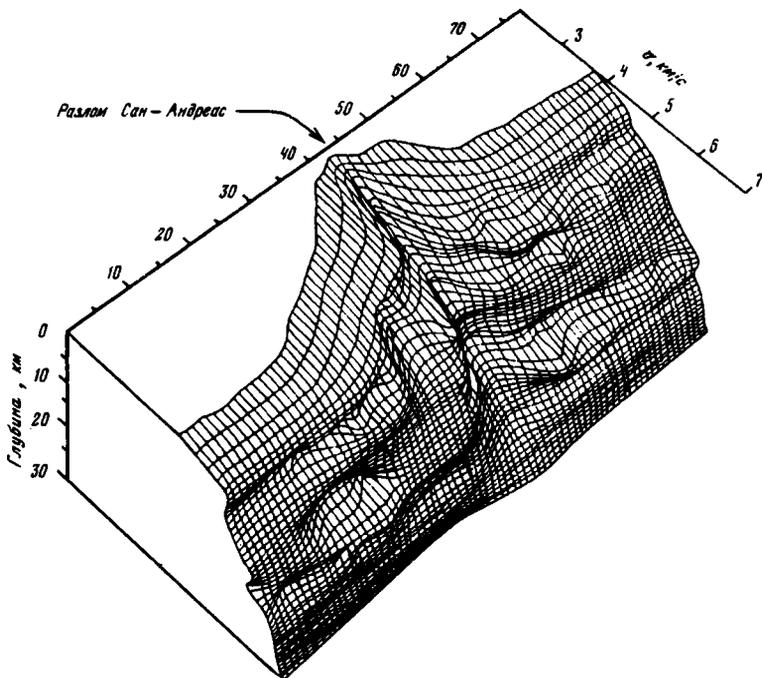


Рис. 49. Скоростной разрез земной коры в районе разлома Сан-Андреас [Feng, McEvelly, 1983]

ций позднечетвертичного рельефа показало, что обычно левосдвиговая компонента превосходила надвиговую. Особенно велико их отношение для разлома Гарлок, по которому береговой вал оз. Козн (11 000 лет) смещен влево на 75 км. Средняя скорость сдвига 0,7 см/год. Значительные левые смещения имели место также по разломам Биг-Пайн и Санта-Клара. Скорость левосдвиговых перемещений по системе разломов Поперечных хребтов, вероятно, близка к 1 см/год [Трифонов, 1983].

На востоке разломы системы Поперечных хребтов примыкают к молодым субмеридиональным сбросам Провинции Бассейнов и Хребтов, достигающим наибольшего распространения севернее, в Большом Бассейне. Сбросы наклонены под углами около  $60^\circ$ , т.е. их развитие отражает субширотное раздвижение территории. Сбросы образуют две ветви, западную и восточную. Скорость позднечетвертичного раздвижения по сбросу Уосач, главному разлому восточной ветви, — 1 мм/год, а по всем разрывам восточной ветви, вероятно, приближается к 2 мм/год. В западной ветви сбросов больше и соответственно в 2–3 раза больше скорость раздвижения. Их сейсмическая активность превосходит активность восточной ветви на порядок.

Разломы систем Сан-Андрес, Поперечных хребтов и Большого Бассейна развиваются, как показал А.В. Лукьянов [1965], в единой динамической обстановке субмеридионального наибольшего сжатия и широтного наибольшего растяжения.

Структурно-геологические, сейсмологические, гравиметрические, геотермальные и гидрохимические данные позволяют предполагать, что главные системы молодых разломов запада Северной Америки нарушают лишь верхнекоровый слой мощностью до 15–20 км, но глубже не продолжают [Трифонов, 19796]. Под Сан-Андреасом, например, верхнемантийная высокоскоростная зона проходит с запада на восток, не испытывая смещения [Hadley, Kanamori, 1977], а соотношения изотопов гелия в источниках [Welhan et al., 1978] и значения теплового потока [Lachenbruch, Sass, 1973] указывают на отсутствие прямой связи зоны этого разлома с верхней мантией. То, что плоскость разлома Сан-Андреас нарушает лишь верхнекоровый слой, отчетливо выявляется и в поле сейсмических скоростей [Feng, McEvelly, 1983] (рис. 49). Сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов, если их наклоны экстраполировать на глубину, выка-

лывают призмы мощностью до 20–25 км. Есть, однако, данные, что сбросы выполняются с глубиной [Proffett, 1977], т.е. охватывают еще меньшую часть коры.

Анализ косвенных признаков – некоторых второстепенных аномальных элементов структурного рисунка поверхности, распределения вулканических образований и теплового потока – позволил В.Г. Трифонову [1979б, 1983] гипотетически выделить систему глубинных (ниже 15–20 км) деформаций, которая продолжается из Калифорнийского залива в трог Солтон-Си и далее на север, под западную ветвь молодых нарушений провинции Бассейнов и Хребтов и под прогиб Снейк-Ривер, т.е. оказывается восточнее главной системы верхнекорковых нарушений, разлома Сан-Андреас, на 300–400 км. Эта глубинная система реконструируется в виде сочленяющихся примерно под прямым углом широких, но сравнительно коротких северо-восточных зон магматической проницаемости и узких амагматичных северо-западных зон, которым на поверхности отвечают пучки малоамплитудных правых сдвигов. Таким образом, гипотетическая система глубинных деформаций сходна с рифтово-трансформными системами, развивающимися в соседних частях океана – Калифорнийском заливе и в районе хребтов Горда и Хуан-де-Фука. Первая из них непосредственно продолжает выделенную глубинную систему, а вторая может быть связана с ней зоной рассеянных сдвиговых деформаций на континентальном продолжении разлома Мендосино [Christiansen, McKee, 1978]. Северным продолжением глубинной системы может быть и зона, выраженной на поверхности линеементам Олимпия-Уоллова, достигающим района о-ва Ванкувер и смыкающимся с молодыми сдвигами юго-восточной Аляски.

Выше речь шла о позднечетвертичной и современной активности разлома Сан-Андреас и связанных с ним структур. Однако данные о смещениях геологических образований по плоскости разлома показывают, что он существовал и развивался как правый сдвиг по крайней мере с раннего миоцена [Трифонов, 1983]. Суммарная амплитуда сдвига за это время оценивается величиной около 300 км.

*Аляска.* Новейшая структура юга Аляски проявлена системой хребтов и разделяющих их депрессий, в целом конформных линии Тихоокеанского побережья и имеющих, таким образом, в плане форму выпуклых к северу дуг. На юго-западе поднятия и впадины региона продолжают структуры Алеутской островной дуги: ее внутренней, вулканической зоне соответствует поднятие Аляскинского хребта, а внешней – зона поднятий гор Кадьяк, Кенай и Чугач-Сейнт Элиас. По мнению Э.Н. Эрлиха [1973], соотношение новейших структур Аляски и Алеутской островной дуги аналогично таковому для Камчатки и Курил. Разделяющая хребты депрессия залива Кука и низменностей рек Суситна и Коппер подобна Центральной Камчатской депрессии, а Аляскинский хребет – Срединному хребту Камчатки. Продолжением в пределы Аляски зоны вулканизма Алеут служит ряд вулканов северо-западного побережья залива Кука и, восточнее, группа вулканических массивов (Санфорд, Блэкборн, Врангеля) гор Врангеля. Примерно до района смены простирания структур юга Аляски с северо-восточного и субширотного на юго-восточное протягивается Алеутский желоб.

Новейшие разломы юга Аляски и прилегающих территорий Канады представлены на рис. 50. По данным Дж. Плафкера [Plafker, 1969; Plafker et al., 1978], последний этап смещений по ним приходится на голоцен, а разломы Февеза, Паттон Бэй и Ханнинг Бэй проявляли активность и в историческое время. Четвертичные разрывы к северу от района, представленного на рис. 50, немногочисленны и несравнимы по масштабу с разрывами приокеанических районов Аляски [Brogan et al., 1975]. Для таких же крупных нарушений, как разломы Калтаг и Тингина, примерно параллельных разлому Денали, данные о четвертичных смещениях отсутствуют.

Крупнейшей позднечетвертичной структурой юга Аляски является разлом Денали, на большом протяжении практически непрерывной линией прослеживающийся вдоль северного подножия Аляскинского хребта (на центральном отрезке – в его приводораздельной части). Лишь юго-западный сегмент разлома несколько дискордантен к поднятию Аляскинского хребта, приобретающему к западу примерно от меридиана 154° субмеридиональное простирание.

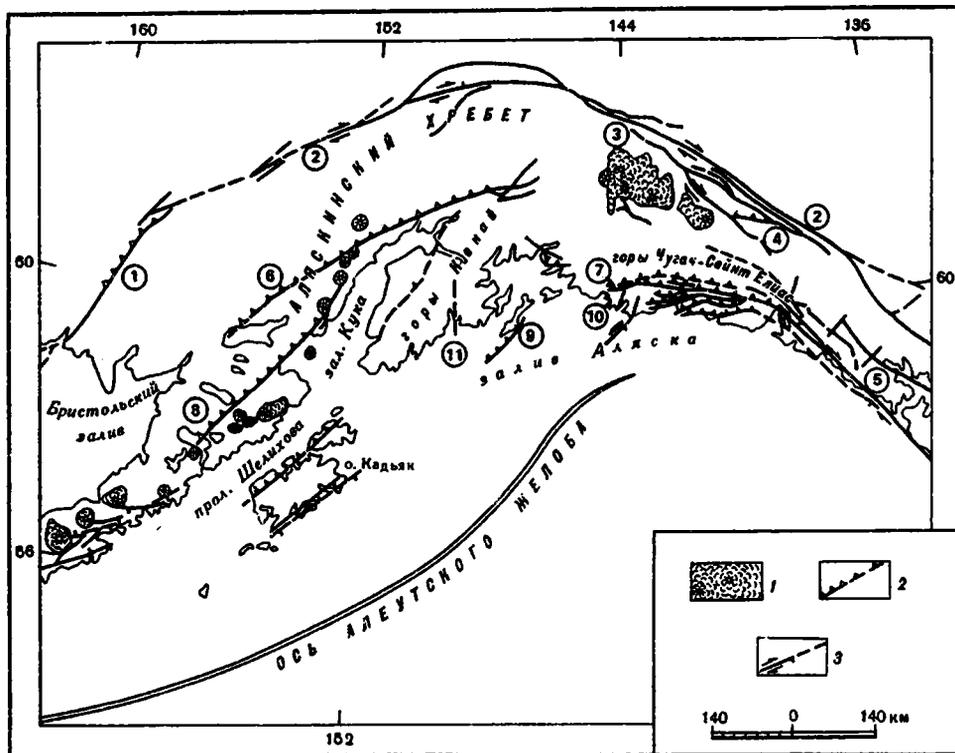


Рис. 50. Молодые разломы юга Аляски [Plafker, 1969]

1 — области накопления четвертичных вулканитов и центры извержений; 2, 3 — разломы: 2 — надвиги и взбросы (треугольники — на поднятом крыле, с незалитыми треугольниками — главные разломы), 3 — сдвиги (черточки — на относительно опущенном крыле)

Разломы (цифры в кружках): 1 — Холитна-Тогиак, 2 — Денали, 3 — Точунда, 4 — Дьюк Ривер, 5 — Феавеза, 6 — Касл Маунтин-Лейк-Кларк, 7 — Чугач-Сейнт Элиас, 8 — Бруин Бэй, 9 — Паттон Бэй и Ханнинг Бэй, 10 — Рэтгд Маунтин, 11 — Кенаи

Примечательная особенность разлома Денали состоит в сохранении знака подвижек (правый сдвиг) при изменении его простирания от северо-восточного через субширотное до юго-восточного. На юго-западе он подставляется разломом Халитна-Тогиак со значительной надвиговой компонентой смещений, на востоке — правыми сдвигами Точунда и Далтон, окончания которых соединяет надвиг Дьюк Ривер восток-северо-восточного простирания. Вдоль северо-восточного побережья залива Аляска протягивается правосдвиговый разлом Феавеза, юго-восточнее расщепляющийся на ряд более мелких правых сдвигов — Перил Стрейт, Патерсон Бэй, Королевы Шарлотты. Горизонтальные движения вдоль разлома Феавеза трансформируются в надвиги Чугач-Сейнт Элиас и Коул Глейсер.

Определенные данные о величинах и скоростях голоценовых смещений имеются для разлома Феавеза [Plafker et al., 1978]. Движения по нему осуществлялись в последние 10 000 лет со средней скоростью 4,8–5 см/год (см. табл. 6). Правые смещения по разлому были зафиксированы и при землетрясении 10 июля 1958 г. с магнитудой  $M = 7,9$  в районе Кросс Саунд (примерно в месте расщепления разлома на ряд более мелких сдвигов). В разных (трех) его частях амплитуда правого сдвига составила 2,4; 3,5 и 6,5 м. Вертикальные же движения проявились повсеместно и достигли величины около 2 м (относительно поднято юго-западное крыло). Правый сдвиг подтверждено и определение механизма очага этого землетрясения, выполненное Стаудером [Plafker et al., 1978].

Обращая внимание на систему правых сдвигов Аляски в целом, подчеркнем две глав-

ные ее особенности: сохранение знака подвигжек по разломам вне зависимости от изменений их простирания (например, Денали) и распространение ее за пределы участка континентальной окраины, обрамленного со стороны океана глубоководным желобом. Отметим также, что одновременно со сдвиговыми движениями в тылу структур, продолжающих структуры Алеутской островной дуги, происходит взаимное сближение ложа Тихого океана с континентальными массами Аляски. Так, во время землетрясения 1964 г. ( $M \approx 8,4$ ) с глубиной гипоцентра 20–50 км океанический край дуги надвинулся в сторону желоба примерно на 20 м и сместился влево на 0,5 м.

Изложенное можно, по-видимому, интерпретировать как проявление некоторой общности сдвиговых перемещений по разломам юга Аляски от процессов взаимодействия ее с горными массами Тихого океана.

*Западная часть Алеутской островной дуги.* Особенностью описываемого сегмента дуги (примерно к западу от меридиана  $180^\circ$ ) является отсутствие проявлений современного вулканизма и ясно выраженной глубинной фокальной зоны. Гипоцентры землетрясений здесь локализованы выше (по глубине) 70 км.

Какие-либо заметные молодые тектонические нарушения на островах западного сегмента Алеутской островной дуги неизвестны, и представления о движениях в его пределах основаны исключительно на сейсмологических данных, приводимых В. Кормье [Cormier, 1975]. По приуроченности к тем или иным структурам дуги выделяются три группы землетрясений.

В одну из них включены те землетрясения, эпицентры которых попадают на днище и склоны глубоководного желоба. Определения механизмов их очагов показывают поперечное (во всех случаях) к простиранию дуги направление оси максимального растяжения. Приведены глубины гипоцентров двух землетрясений этой группы – 43 и 40 км, т.е. устанавливаемое напряженное состояние характеризует нижние горизонты океанической литосферы.

Ко второй группе относятся землетрясения, приуроченные к самому островному поднятию. При выборе нодальных плоскостей, таком, что плоскости сместителей в очагах оказываются примерно взаимопараллельными, обнаруживается однонаправленное смещение горных масс дуги по ее простиранию на северо-запад вдоль субгоризонтальных поверхностей. Гипоцентры этих землетрясений расположены в интервале глубин от 0 до 23 км. Лишь одно из них было более глубоким (38 км).

Общность механизмов очагов характерна и для землетрясений третьей группы, приуроченных к крутому, очевидно, разломному тыловому склону островного поднятия. Все они показывают горизонтальные правые сдвиги вдоль нодальных плоскостей, параллельных дуге. Судя по двум определениям (22 и 14 км), очаги этих землетрясений локализованы в том же интервале, что и землетрясений второй группы.

Приведенные данные позволяют предполагать активные правосдвиговые перемещения вдоль субвертикального разлома тылового ограничения западной части Алеутской островной дуги, являющиеся, видимо, следствием движения ее горных масс на северо-запад относительно субгоризонтальных поверхностей на глубине 20–25 км. Более глубоким горизонтам свойственна иная геодинамическая обстановка, характеризующаяся поперечным к простиранию дуги растяжением.

Данные о разломах в обрамлении Тихого океана позволяют развить ранее высказывавшиеся положения [Кожурин, Трифионов, 1982] и сделать ряд выводов, касающихся общих черт и роли этих разломов в эволюции структур всего Тихоокеанского тектонического пояса.

1. Главной компонентой перемещений по протяженным активным разломам, развитым в обрамлении Тихого океана, является сдвиговая компонента. Сдвиги фиксируются, как правило, в областях с развитым гранитно-метаморфическим слоем. Единственным исключением является разлом тылового ограничения западного (Командорского) сегмента Алеутской островной дуги с корой переходного типа. Отметим, что и структурные ассоциации, образуемые сдвигами и связанными с ними разрывными и складчатыми дислокациями, подобны тем, которые известны в складчатых областях

континентов. Одноранговые элементы таких ассоциаций развиваются в едином поле напряжений, и кинематика каждого из них зависит от ориентировки относительно направлений наибольшего сжатия и растяжения.

2. Направление современных и позднечетвертичных движений по разломам соответствует направлению перемещений по ним за более длительные интервалы времени, по крайней мере за весь новейший этап. Об этом свидетельствуют как данные об амплитудах и направлениях смещений вдоль разломов геологических образований разного возраста (Сан-Андреас, Альпийский сдвиг), так и кинематическое соответствие направлений молодых смещений комплексу новейших структур, выраженных в рельефе того или иного района обрамления Тихого океана. Иначе говоря, описанные разломы являются длительно развивающимися сдвиговыми структурами, во многом определяющими стиль новейших деформаций в обрамлении Тихого океана.

3. Ряд данных заставляет предполагать, что сдвиги и соответственно связанные с ними структуры нарушают лишь верхние слои литосферы континентального обрамления, примерно до глубины 15–20 км. Свидетельством этому служат данные о распределении гипоцентров землетрясений в районах сдвигов (например, в Новой Зеландии, юго-западной Японии, на западе Северной Америки и др.), дополняемые данными о принципиально иных по сравнению с верхнекоровыми структурах и структурных сочетаниях в нижних слоях земной коры и в верхах верхней мантии. Так, в юго-западной Японии и на западе Алеутской островной дуги различия в геодинамических обстановках на разных уровнях литосферы вытекают из различий в их напряженном состоянии. На Камчатке комплекс глубинных дислокаций включает ряд субширотных (поперечных к главным новейшим структурам поверхности) сдвиговых зон. На западе Северной Америки, по представлениям В.Г. Трифонова [1979б], глубже 15 км активно развивается система деформаций, сходная с рифтово-трансформными системами океанов. Таким образом, выявляется структурно-динамическое несоответствие разных по глубине оболочек земной коры и литосферы в районах развития сдвигов. Иначе говоря, континентальная литосфера обрамления Тихого океана тектонически расслоена.

4. Для океанической коры характерны иные (не такие, как в континентальной) сочетания структур. Это либо рифтово-трансформные системы, либо структуры сжатия, которым соответствуют наклонные фокальные зоны. Это означает, что существует структурно-динамическая дисгармония не только между оболочками литосферы обрамления Тихого океана (в разрезе), но и между верхними слоями континентального обрамления и соседними областями с океанической корой (по латерали), причем направления движений масс океанической коры, определяемые по батиметрическим, палеомагнитным, структурным и другим данным, в большинстве случаев не соответствуют направлению сдвиговых движений вдоль побережья Тихого океана. Так, Ю.М. Пушаровский [1972] пришел к выводу о независимом развитии системы субширотных разломов в северо-восточной части дна Тихого океана и разломов западной окраины Северо-Американской платформы. Одновременно с относительным сближением континентальных масс юго-запада Аляски с Тихим океаном, что проявилось, например, при землетрясении 1964 г., в тылу зоны предполагаемого поддвига происходят правосдвиговые движения по разлому Денали, направление которых сохраняется и за пределами зоны поддвига – в юго-восточных районах Аляски. Такая же ситуация, возможно, существует на западной окраине Южной Америки. Комбинация правого сдвига по зоне разломов передового фаса Центральной Камчатки и практически перпендикулярного ему правого сдвига тылового ограничения западного сегмента Алеутской островной дуги необъяснима при каком-либо одном направлении сближения с ними плиты северо-запада Тихого океана. Левые сдвиги Филиппин и Тайваня и правый сдвиг Срединной тектонической линии Японии могли бы свидетельствовать о сближении плиты Филиппинского моря с юго-восточной окраиной Азии, однако этому противоречат существование двух взаимно перпендикулярных дуг – Рюкю и Филиппинской.

При переходе единой активной зоны из области с океанической корой в область с развитым гранитно-метаморфическим слоем характер движений по ней меняется. Так, по

Альпийскому разлому Новой Зеландии преобладают правосторонние перемещения, а в продолжающей его с тем же простиранием зоне дуги Тонга—Кермадек доминирующей является, очевидно, надвиговая компонента перемещений.

В целом факт распространения сдвигов обрамления Тихого океана как в районах, сопряженных с глубоководным желобом, так и вне таких районов исключает, на наш взгляд, возможность кинематической или динамической связи между сдвигами и движениями океанических плит в направлении зон предполагаемого в рамках теории тектоники плит поддвига. Это становится еще более очевидным, если учесть, что на востоке Азиатского континента ряд субпараллельных побережью молодых разломов не исчерпывается рассмотренными сдвигами Камчатки, Японии, Тайваня и Филиппин. Кроме них, можно назвать отдельные разломы, протягивающиеся вдоль западного побережья Охотского моря, предположительно правосдвиговый субмеридиональный разлом на Сахалине [Рождественский, 1969], возможно, активные в четвертичное время сдвиги Сихотэ-Алиня [Уткин, 1980], активный правый сдвиг Танлу на востоке Китая и левые сдвиги в прибрежной части юго-восточного Китая [Ding Guoyu, 1984] (см. рис. 47).

Как единственное, пожалуй, исключение можно рассматривать, основываясь на построениях В.Г. Трифонова [1983], совпадение с направлением движения Тихоокеанской плиты правых подвижек по разлому Сан-Андреас.

Таким образом, мы приходим к выводу, что нарушающие верхние слои континентальной литосферы обрамления Тихого океана крупные сдвиги и связанные с ними дислокации развиваются в определенной степени независимо (автономно) от тектонических движений как в глубинных слоях коры и литосферы обрамления, так и в соседних областях с океанической корой.

В связи с изложенным возникает вопрос об источнике, причине горизонтальных движений по разломам обрамления. Отметим, что ранее уже предлагались некоторые объяснения феномена параллельных окраине океана сдвигов. Ряд исследователей [Benioff, 1959; St.Amand, 1959; Hamilton, Myers, 1968], имея в виду известные в то время правые сдвиги, связывали их появление и активное развитие с вращением плиты Тихого океана как единого целого относительно ее континентального обрамления. Другое объяснение мы находим в предположении [Fitch, 1972], что сдвиговые смещения являются как одна из компонент движения при косом поддвиге океанической коры под край континента или островную дугу.

Оба объяснения основаны на представлениях об активном воздействии на структуры обрамления так или иначе перемещающихся океанических плит. Понятно, что такого рода предположения не согласуются с вытекающим из изложенного материала выводом о кинематической обособленности сдвиговых движений от тектонических движений в океанической литосфере. Кроме того, самое общее рассмотрение показывает, что вращению плиты Тихого океана противоречит существование наряду с правыми сдвигами и левых сдвигов (Тайвань, Филиппины) и общая конфигурация линии побережья Тихого океана [Беньоф, 1966], а отсутствие пространственной корреляции между местоположением сдвигов и зонами предполагаемого поддвига исключает их динамическую связь.

По нашему мнению, при решении поставленного вопроса следует иметь в виду два обстоятельства.

Первое из них состоит в "континентальном" характере структурных ассоциаций, элементами которых являются сдвиги. Видимо, следует предполагать, что горизонтальные перемещения по разломам пояса, отражающие некоторую составляющую процесса деформирования краев континентов (верхних слоев их литосферы), динамически связаны с внутриконтинентальными тектоническими движениями и порождаемыми ими напряжениями. Так, вполне возможно, что в развитии западного сегмента Тихоокеанского пояса определенную роль играет взаимодействие континентальных масс Индостана и Евразии, при котором происходит некоторое смещение последней относительно ложа океана к северу. Такого рода смещение восточных окраин Евразии хорошо иллюстрируется картой движений главных литосферных плит Земли относительно системы

островодужных микроплит запада Тихого океана, построенной Л.П. Зоненшайном и Л.А. Савостиным [1979, рис. 19]. Примечательно, что векторы смещений на крайнем северо-востоке Азии приобретают северо-восточное и субширотное направления, а в юго-восточной Аляске – юго-восточное, что хорошо согласуется с кинематикой развитых здесь крупных активных разломов.

Левые сдвиги Филиппин и Тайваня могут маркировать восточную границу однонаправленно смещающейся на юго-восток системы блоков Индокитая при продолжающемся продвижении к северо-востоку Ассамского выступа Индостанской платформы. Правые сдвиги системы разломов Сан-Андреас могут быть следствием смещения к югу всей Северо-Американской платформы.

Второе обстоятельство заключается в том, что сдвиги, как правило, протягиваются по границам линейных зон новейших поднятий и опусканий (см. рис. 47). В качестве примера можно привести зону разломов передового фаса Центральной Камчатки, по которой граничат поднятие Восточных хребтов и впадина Центральной Камчатской депрессии, или разлом Танлу, служащий юго-восточной границей депрессии Сяляо – одного из элементов Северо-Китайского новейшего рифтового прогиба [Shedlock et al., 1985]. Линейные поднятия и впадины и их зоны, окружая в отличие от сдвигов Тихий океан непрерывным кольцом, создают, бесспорно, главную структурную неоднородность земной коры Тихоокеанского тектонического пояса; и сдвиговые разломы, в таком случае, можно рассматривать как участки границ между отдельными поднятиями и впадинами, по которым происходит их горизонтальная передислокация.

Прямо отражаясь в рельефе, новейшие линейные поднятия и впадины обуславливают четкость морфологического выражения (проявленности в рельефе) главного признака структур Тихоокеанского тектонического пояса, позволяя достаточно уверенно проследить на большом протяжении его внешнюю, дальнюю от океана границу (см. рис. 47). На востоке Азии линейные зоны относительного опускания превалируют над поднятиями и включают все глубоководные котловины окраинных морей, а также (с севера на юг) Пенжинский прогиб, впадину Центральной Камчатской депрессии, ряд рифтоподобных прогибов северо-востока и востока Китая, перекрытых чехлом рыхлых четвертичных отложений Северо-Китайской равнины [Shedlock et al., 1985; Ye et al., 1985], и ряд выполненных неоген-четвертичными отложениями впадин юго-восточного Китая. К востоку от Тихого океана большую часть площади пояса занимают поднятия Северо- и Южно-Американских Кордильер, а линейные впадины имеют подчиненное значение. Среди них Большая продольная долина и структурно продолжающая ее впадина Уиламетт-Пьюджет в Северной Америке, Продольная долина к востоку от Берегового хребта и впадина Альтиплано в Южной Америке и др. Смена области преимущественного развития новейших прогибов областью преобладания новейших воздыманий приходится на Восточную Аляску (см. рис. 47).

По отношению к внутриконтинентальным поясам новейших деформаций внешняя граница пояса имеет дискордантный характер. Наиболее очевидно это для востока Азии, где наблюдается торцовое примыкание к внешней границе пояса системы северо-западных новейших разрывных дислокаций Момской рифтовой зоны (хребтов Момский и Черского), субширотного пояса новейших деформаций Северного Прибайкалья и Станового хребта, новейших структур Гобийского Алтая и продолжающего их примерно до Пекина левосдвигового кулисного ряда разрывов, субширотного пояса сдвигов Центрального Китая (разломы Алтынтагский, Наньюшанский и др.). В Юго-Восточной Азии такого рода соотношение структур пояса и внутриконтинентальных активных зон мы видим в "срезании" системы правосдвиговых разломов Красной реки западным краем прогиба Южно-Китайского окраинного моря, а в Южной Америке – во взаимноперпендикулярном расположении Андийского новейшего горного сооружения и неоген-четвертичной субширотной Амазонской впадины, являющейся элементом строения Южно-Американской платформы.

Описанное явление дискордантности между системой линейных зон поднятий и впадин Тихоокеанского тектонического пояса и системами внутриконтинентальных новей-

ших деформаций означает, по нашему мнению, и отсутствие непосредственной динамической и кинематической связи между ними. В таком случае конформные внутренней границе пояса поднятия и впадины, вероятно, полностью обязаны своим образованием тем или иным процессам, происходящим на этой границе при в целом поперечных к ней направлениях действия тектонических сил. Например, образование Центральной Камчатской депрессии вследствие воздействия на верхнекоровый слой перемещающихся горизонтально нижнекоровых—верхнемантийных масс обнаруживает в конечном счете связь с развитием граничной между Камчаткой и океаном фокальной зоны землетрясений. В более общем плане формирование рассматриваемых структур можно описать как результат влияния активно развивающейся впадины Тихого океана на края окружающих его континентов.

Суммируя изложенное, можно заключить, что горизонтальные движения по крупнейшим разломам Тихоокеанского тектонического пояса отражают воздействие новейших тектонических процессов деформирования внутриконтинентальных пространств на неоднородность пояса, определяемую воздействием на него процессов развития и взаимодействия с континентальным обрамлением впадины Тихого океана. В этом смысле подтверждается и наполняется конкретным содержанием понятие Тихоокеанского пояса как переходной от континента к океану зоны.

Такое сочетание "континентальных" и "океанических" структурообразующих процессов осуществляется в условиях тектонической расслоенности коры и литосферы Тихоокеанского тектонического пояса. Возможно, что явление тектонической расслоенности обуславливает саму возможность такого сочетания, перекрытия в плане разнородных по динамике и причинам формирования структур. Подтверждение этому можно видеть в приуроченности известных сдвигов к районам пояса с развитым гранитно-метаморфическим слоем, т.е. соответственно с повышенной мощностью земной коры. Видимо, это связано со способностью достаточно мощной коры разделяться на слои с существенно разными реологическими свойствами, различной реакцией на тектонические напряжения, обеспечивающей в конечном счете и ее тектоническую расслоенность. Если это так, то следует ожидать, что в некоторых ситуациях, скажем при мощности коры, близкой к океанической, будет проявляться только один из структурных планов, в данном случае определяемый процессами тектонического развития ложа Тихого океана.

Мы рассмотрели только некоторые из аспектов новейшего структурообразования в пределах Тихоокеанского тектонического пояса, не обсуждая другие, не менее важные аспекты его развития, без изучения которых невозможно понять эволюцию пояса во всем ее многообразии. Чрезвычайно интересным представляется, например, вопрос о природе отчетливо проявленной в новейшее время асимметрии в строении пояса, неотражаемой вместе с тем в сдвиговой тектонике. Мы имеем в виду резкие различия западного и восточного сегментов пояса по удельному весу в их строении зон относительного опускания и воздымания. К западу от Тихого океана преобладают первые, а к востоку — вторые. Кроме того, новейшие структуры в восточном секторе Тихоокеанского пояса расположены в целом гипсометрически выше, чем в западном, и это находит свое отражение в рельефе (см. рис. 47). В отличие от впадин восточной окраины Азии, служащих областями аккумуляции новейших и современных рыхлых отложений, крупнейшие впадины восточного сектора (например, впадина Альтиплано в Южной Америке и внутренние впадины Северо-Американских Кордильер) выступают как структуры конэрозионного типа. Другое проявление асимметричного пояса — приуроченность островных дуг почти исключительно к западной окраине Тихого океана [Пущаровский и др., 1980]. Более частной и конкретной проблемой является изучение механизма формирования линейных поднятий и впадин, окружающих Тихий океан, особенно тех из них, которые приближены к внешней границе Тихоокеанского тектонического пояса или находятся за пределами распространения островных дуг, т.е. механизма воздействия процессов развития океана на края обрамляющих его континентов.

## КАРИБСКИЙ БАССЕЙН – ОБЛАСТЬ РАЗВИТИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НОВЕЙШИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

### 3.1. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ КУБЫ

Из геологической литературы известно, что складчатость, покровообразование и другие явления и процессы, в результате которых сформировался покрово-складчатый комплекс Больших Антильских островов и на океаническом основании образовалась островная дуга с корой континентального типа, завершились к позднему эоцену [Пушаровский, 1979; Пушаровский и др., 1967; Хаин, 1979; Атлас..., 1970; и др.]. В поздне-эоцен-четвертичное время ранее сформированные комплексы, имеющие сложную покровно-складчатую структуру, в целом подверглись деформациям принципиально иного типа. Они проявлены поднятиями и впадинами современного рельефа и соответствующим распределением, особенностями фаций и мощностей средне-верхнекайнозойских отложений. Последние на "Тектонической карте Кубы" [Пушаровский и др., 1967] отнесены к комплексам "наложенных" (олигоцен-миоценовых) и "новообразованных" (плиоцен-четвертичных) структур. Именно этот, второй, отрезок геологической истории Кубы отнесен к новейшему, или неотектоническому, этапу.

Развитие Больших Антильских островов в течение новейшего этапа представляется в литературе по-разному. Многие исследователи высказывали мнение, что поздние и послезоценовые движения здесь были преимущественно сдвиговыми и/или вертикальными и привели к поднятию современных островов Куба, Гаити, Пуэрто-Рико и др. [Итурральде-Винент, 1979; Malfait, Dinkelman, 1972; Iturralde-Vinent, 1969, 1972, 1977; Meyerhoff, 1967]. При этом Б. Малфайт и М. Динкельман считали, что послезоценовые деформации здесь практически отсутствовали.

Кубинский исследователь М.А. Итурральде-Винент определил этот этап развития территории Кубы как платформенный, или постгеосинклинальный [Итурральде-Винент, 1979; Iturralde-Vinent, 1969, 1972, 1977]. Соответствующая структура, по его мнению, сформировалась в результате вертикальных колебательных движений разного порядка (по территориальному охвату и продолжительности). Ее основными элементами, выделенными по величине мощностей верхнеэоцен-четвертичных отложений, согласно этой концепции, являются горсты, грабены и относительно стабильные (промежуточные) блоки разных размеров (и высоты), не имеющие четкого выражения в гравитационном поле. Эту "мозаику" автономных блоков, разделенных предположительно сбросами и флексурами, М.А. Итурральде-Винент связывал с полем растяжения.

Результаты комплексного структурного анализа имеющихся геологических, тектонических, геофизических, металлогенических, геоморфологических и топографических карт Кубы, подкрепленные контрольными полевыми исследованиями, не согласуются с указанными представлениями и показывают более сложный характер и природу неотектонической структуры Кубы.

Анализ пространственных закономерностей развития частных поднятий и впадин, которые можно достаточно уверенно обособить в пределах островов и шельфа Кубы, обнаруживает, что все они группируются в четко проявленные линейные зоны шириной

от 7–8 до 45 км и длиной до 500–850 км [Макаров, 1984]. Судя по характеру залегания новейших олигоцен-четвертичных отложений и по их взаимоотношениям с более древними формациями, неотектонические поднятия и их зоны в большинстве своем представляют антиклинальные изгибы большого радиуса кривизны. Таким, например, является поднятие ("антиформа") Гавана–Матансас. Сложнодислоцированные образования верхней юры–палеогена, которые слагают ядро, облекаются миоценовыми известняками. Последние залегают с резким несогласием на породах ядра и изогнуты в широкую асимметричную антиклиналь, которая особенно хорошо выражена на своей восточной периклинали у г. Матансас.

Сопряжение антиклинальных и синклинальных зон местами осложнено более или менее крупными разрывами, из которых наиболее ярко выражен прямолинейный и протяженный уступ разлома Пинар-дель-Рио в западной части Кубы (рис. 51, см. вкл.).

Антиклинальные зоны морфологически весьма значительно отличаются одна от другой. Окраинные северная и южная зоны являются современными конседиментационными поднятиями и представляют собой подводные возвышенности, частично отмеченные островами. Сложены они преимущественно карбонатными отложениями. Остальные, внутренние, зоны представляют собой в различной мере поднятые и расчлененные эрозией массивы, в ядрах которых вскрыты породы сложнодислоцированного "основания" (мезозой – нижний кайнозой). В общем столь же изменчиво строение зон поднятий и по простиранию; это связано с их значительными ундуляциями.

Принципиально сходные изменения характерны и для синклинальных зон, среди которых развиваются и конседиментационные морские прогибы, и наземные прогибы, испытывающие уже более или менее значительное эрозионно-денудационное преобразование.

Пространственные закономерности изменения морфологии и строения в целом антиклинальных и синклинальных зон позволяют наметить несколько региональных зон секущих деформаций, диагональных относительно элементов продольной зональности или поперечных к ним. Они проявлены одновременными понижениями, или поднятиями, или флексуобразными преломлениями, секущими все продольные зоны (см. рис. 51).

Определенным своеобразием отличается неотектоническая структура самой восточной части Кубы. На дугообразно изогнутую систему антиклинальных и синклинальных зон кубинского простирания наложены (и как бы перерабатывают ее) системы активных субширотных структур (рис. 52). Это весьма протяженная система поднятий Кайман–Сьерра-Мазстра–Баракоса, которая на юге чрезвычайно контрастно сопряжена с глубоководным желобом Бартлетт, имеющим кору океанического типа, а на севере – с синклинойной системой Кауто–Нипе, которая имеет кору промежуточного типа [Шейн и др., 1978; Бовенко и др., 1980] и является непосредственным восточным продолжением глубоководной Юкатанской впадины, области развития вторично-океанических и субокеанических структур [Пушаровский, 1979].

Развитие указанных выше субширотных систем в общем несогласно с остальной частью единой системы поднятий и впадин Кубы связано, очевидно, с активными тектоническими движениями вдоль глубоководного желоба Бартлетт, в том числе со значительным левосторонним сдвигом, на который указывают почти все исследователи этой зоны.

Структурно-морфологический анализ всего Карибского бассейна позволяет предполагать региональный (транзитный) характер по крайней мере некоторых из отмеченных выше зон новейших секущих деформаций Кубы (см. рис. 51, 52) и их кубинское, вероятно мантийное, заложение. При этом территорию Кубы можно подразделить на четыре автономные области, или сектора.

В крайнем западном секторе (Пинар-дель-Рио) преобладает северо-восточное простирание молодых структур и в частности левые сдвиги по разрывам этого простирания. Указывается [Malfait, Dinkelman, 1972] на такое же смещение и западнее, по разрывам вдоль восточного побережья Юкатанского полуострова [Malfait, Dinkelman, 1972].

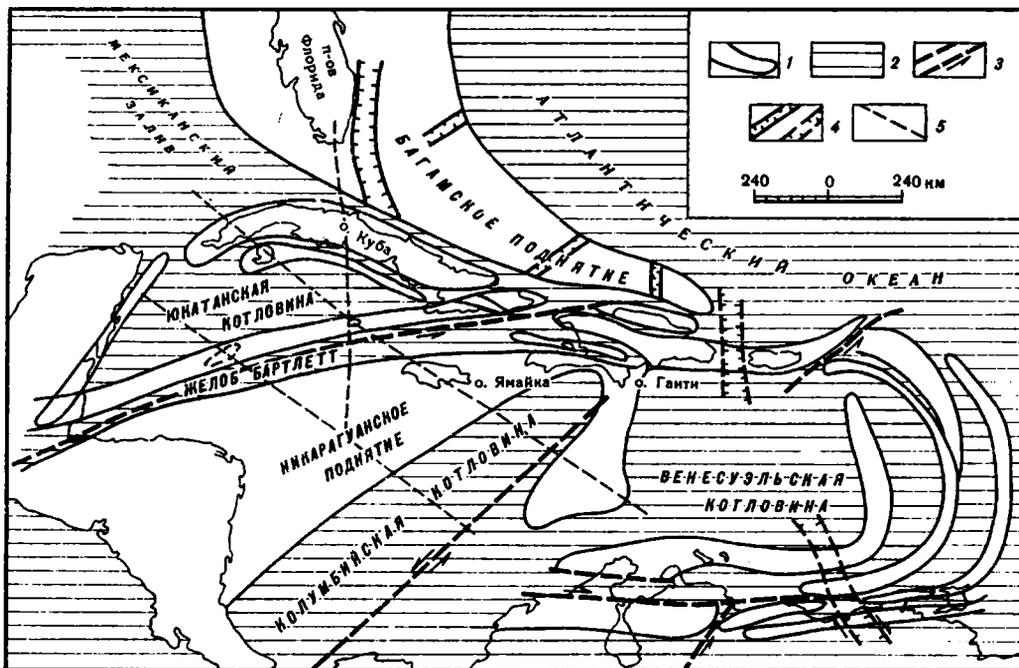


Рис. 52. Схема современной тектонической структуры района Антильских островов  
 1 — обобщенные контуры зон и систем поднятий (в том числе подводных); 2 — впадины; 3 — крупные разрывы; 4 — некоторые грабенообразные зоны растяжения; 5 — оси региональных поперечных поднятий

Достаточно активны в этой области и глубинные деформации северо-западного простирания. Из них отметим весьма протяженное поперечное поднятие, к которому приурочены крупный выступ метаморфического комплекса о-ва Хувентуд (Пинос), поднятые участки в пределах Юкатанской впадины, острова Малый Кайман и Кайман-Брак, Ямайка, далее поперечный порог и сужение в Колумбийской впадине и, наконец, значительное расширение подводной гряды Беата, разделяющей Колумбийскую и Венесуэльскую впадины Карибского моря.

Для сектора Гавана—Матанас характерны широтная зональность и слабое проявление поперечных деформаций, которые представлены в основном зонами незначительных растяжений. Этот сектор ограничен с востока широким меридиональным валом регионального значения. Продолжая на юг выступ п-ова Флорида, он маркируется широким поднятием банки Ки-Сал, значительным сучиванием и общим воздыманием антиклинальных зон в пределах Кубы, к которому приурочен и крупнейший выход на поверхность древнейших пород метаморфического комплекса, и далее на юг прослеживается в рельефе Юкатанской впадины и Карибского моря, достигая Никарагуанского подводного поднятия.

Для более восточного сектора (Лас-Вильяс, Камагуэй—Ольгин) характерна выдержанная северо-западная зональность приповерхностных структур, нарушаемая слабыми поперечными изгибами (ундуляциями).

Крайний юго-восточный сектор включает упомянутые выше субширотные системы Кауто—Нипе и Сьерра-Мазстра—Баракоа.

Указанное подразделение Кубинского архипелага не только носит формально-морфологический характер, но и отражает, по-видимому, определенные историко-генетические особенности глубинного порядка. Это подтверждается, в частности, и различиями их металлогении [Лисицын, 1969; Атлас..., 1970]. Для запада Кубы характерен наиболее широкий спектр элементов гидротермальной минерализации с преобладанием свинцово-

цинкового и медного оруденения. Однако на о-ве Пинос развито вольфрамовое и золото-серебряное оруденение, что, как можно предположить, связано с иной средой, с иным эрозионно-денудационным срезом коры и принадлежностью этого района к указанному выше поперечному поднятию земной коры.

Область Гавана—Матансас наиболее бедна в отношении гидротермального оруденения. Незначительные рудопроявления меди, кобальта и никеля связаны преимущественно с корами выветривания на древних породах офиолитового комплекса.

Для северо-восточной области наиболее значительна медная и золото-серебряная гидротермальная минерализация. Хром, никель и кобальт здесь также связаны с древними породами офиолитового комплекса. На юго-востоке Кубы к этому добавляются свинцово-цинковые и молибденовые рудопроявления.

Такая пространственная связь гидротермального оруденения с неотектоническими областями Кубы позволяет предположить, что это оруденение в значительной мере является сравнительно молодым. Однако этот вопрос требует дополнительного исследования.

### 3.2. ВОСТОЧНАЯ КУБА

Многие из отмеченных выше и другие особенности неотектоники Кубы вполне убедительно проявлены в пределах ее восточной части, которая является наиболее сложно построенной, включает весьма разнородные элементы и занимает узловое положение в региональной структуре. Поэтому остановимся на более подробной характеристике этой части Кубы.

Считая мезозойско-раннекайнозойские структурно-формационные комплексы основанием, на котором сформировалась неотектоническая структура, отметим следующие их особенности, известные из литературы [Пушаровский и др., 1967; Книппер, Пуиг-Рифа, 1967; Шенн и др., 1978; Сомин, Мильян, 1981; и др.].

Рассматриваемая часть Кубы расположена восточнее 78° з.д. Вдоль северной прибрежной ее полосы к западу от г. Хибара развиты формации "миogeосинклинального" типа: известняки и доломиты мела (мощностью более 6000 м) и кремнисто-известковые брекчии и доломиты нижнего—среднего эоцена (более 600 м), смятые в серию линейных, наклоненных на северо-восток складок. Складки простираются вдоль регионального надвига, который отделяет их от "эвгеосинклинальных" комплексов, расположенных южнее. Степень дислоцированности в общем уменьшается на северо-северо-восток, по мере удаления от надвига. В этом же направлении "миogeосинклинальный" комплекс погружается под покров верхнеэоценовых и более молодых отложений. В основании верхнего эоцена, сложенного конгломератами, песчаниками и известняками, отмечается крупное угловое несогласие.

Вся остальная часть рассматриваемой территории сложена формациями "эвгеосинклинального" типа. В пределах антиклинория Камагуэй, севернее залива Гуаканаябо и прогиба Кауто—Нипе, развиты лавы, лавобрекчии, туфолавы, туфоагломераты, туфогенные песчаники и алевролиты, а также известняки и мергели мелового возраста. Состав вулканитов изменяется от базальтового и андезито-базальтового до дацитового и дацит-липаритового, преобладают андезитовые разности. Суммарная их мощность определяется величинами от 2500 м [Пушаровский и др., 1967] до 10 000 м и более [Сомин, Мильян, 1981].

В восточной части антиклинория развиты также маастрихт-среднеэоценовые отложения молассового комплекса — валунно-глыбовые конгломераты и песчаники, глинистые продукты размыва кор выветривания и известняки. В разрезе антиклинория широко распространены породы ультраосновного состава и серпентиниты. Они занимают значительную часть северного крыла антиклинория к северу от г. Камагуэй и преобладают в разрезе всей его восточной части, где слагают ядра узких и сложно построенных антиклиналей, между которыми зажаты конгломераты маастрихта [Книппер, Пуиг-Рифа, 1967]. Сложный рисунок структуры меловых отложений этой части антиклинория

связан с широким проявлением дисгармоничных пластических деформаций. В осевой зоне антиклинория развиты также гранодиориты.

Антиклинорий характеризуется максимальной на Кубе мощностью земной коры (37 км) [Бовенко и др., 1980].

Хребет Сьерра-Маэстра представляет собой северное крыло другого антиклинория, осевая зона и южное крыло которого опущены под уровень моря. Он сложен преимущественно основными и средними вулканическими породами верхов мела – палеоцена и прорывающими их диоритами и плагиогранитами, приуроченными также к осевой зоне.

Покров вулканогенных пород, суммарная мощность которого, по геофизическим данным, составляет 2,5–3,5 км, залегает на основании "гранитного" типа и имеет, возможно, аллохтонную природу [Бовенко и др., 1980].

В расположенном севернее Восточно-Кубинском синклинории разрез наращивается до среднего эоцена. Здесь развиты конгломераты, брекчии, песчаники и алевролиты маастрихта, конгломераты и брекчиевидные известняки палеоцена, туфы, туффиты, андезиты, базальты и терригенно-карбонатные породы нижнего–среднего эоцена. Кристаллическое основание ("гранитный" слой) в южной части синклинория, в районе залива Гуантанамо, находится на глубине 4–4,5 км и имеет мощность около 6 км (на глубине 10 км здесь залегает поверхность слоя со скоростями  $V_p = 7,8$  км/с [Бовенко и др., 1980]).

Поднятые массивы крайней юго-восточной части Кубы включают антиклинорий Майри–Баракоеа и "горстовый массив" Сьерра-дель-Пурыаль. Первый сложен серпентинитовыми телами, залегающими на нижнемеловых слабодислоцированных вулканогенных породах и частично перекрытыми грубообломочными отложениями маастрихта и нижнего палеоцена. Массив Пурыаль представляет собой выступ хлорактинолитовых сланцев домелового возраста.

Состав и строение основания прогиба Кауто–Нипе изучены слабо. Геофизические исследования показали, что общая мощность осадочно-вулканогенного покрова в западной части прогиба (во впадине Кауто) более 4,5 км; а в восточной (во впадине Нипе) меняется от 2,5 до 5,5 км [Бовенко и др., 1980; Пушаровский, 1969]. При этом предполагается, что во впадине Нипе покров залегает непосредственно на базит-ультрабазитовом основании, а на западе впадины Кауто кристаллическое основание определяется как "базифицированный гранитный слой".

Указанные покровно-складчатые комплексы с региональным размывом и структурным несогласием перекрыты осадочными отложениями, которые характеризуют неотектонический этап развития территории. В соответствии со структурными, формационными и другими особенностями, на которые уже обращали внимание многие исследователи [Пушаровский и др., 1967; Puscharovsky, Albear, 1974; Iturralde-Vinent, 1977; Карташов и др., 1981; и др.], комплекс новейших отложений подразделяется на две части – позднеэоцен–миоценовую (средний кайнозой) и плиоцен–четвертичную (верхний кайнозой).

Очень слабо деформированный маломощный (до 200 м) покров мелководных известняков, реже мергелей и доломитов, местами содержащих песчаники и конгломераты, почти сплошной полосой обрамляет антиклинорий Камагуэй и частично развит в его осевой зоне. Средне- и позднекайнозойский покров прогиба Кауто–Нипе также представлен мелководными морскими, прибрежными и наземными терригенными и карбонатными отложениями. По данным геофизических исследований и бурения, суммарная мощность новейших отложений на западе впадины Кауто превышает 1750 м, постепенно убывая на крыльях.

По данным Г. Франко (Институт геологии и палеонтологии Кубы), который обобщил сведения об этих отложениях, вскрытых по юго-восточному побережью залива Гуаканаябо, их разрез представляется следующим. На породах среднего эоцена с размывом и угловым несогласием залегают средне-верхнеэоценовые конгломераты, брекчии и песчаники с прослоями мергелей и известняков (формации Фараллон-Гранде и Сан-

Луис). С перерывом, охватывающим ранний—средний олигоцен<sup>1</sup>, на них залегают отложения формации Севилья (верхний олигоцен—нижний миоцен), которая включает карбонатные брекчии и песчаники, в центральной части впадины частично замещенные известняками, мергелями и глинами; в нижней части этой формации, а также в верхне-эоценовых отложениях местами отмечаются вулканические туфы. Выше с некоторым перерывом залегают песчаники формации Лимонес (низы среднего миоцена). Они характеризуются небольшой мощностью и неповсеместным распространением. Далее следует перерыв, охватывающий середину среднего миоцена. Следующим членом разреза являются формация Манцанильо и ее аналоги (верхний миоцен — плиоцен), представленные конгломератами, песчаниками, известняками, мергелями и глинами, которые образуют толщи разной мощности, не выдержанные по простиранию и с внутренними перерывами. В общем разрез грубеет в сторону поднятий Сьерра-Маэстра.

Во впадине Какокум, расположенной в северо-восточной части прогиба, мощность отложений среднего кайнозоя достигает 1300 м, убывая на крыльях до 400—600 м. Они представлены конгломератами, широко развитыми в основании разреза, доломитами, мергелями, глинистыми сланцами. На северном крыле впадины, к югу от г. Ольгин, вскрыты светло-серые разногалечные валунные конгломераты, косослоистые и плохо сортированные, с карбонатным цементом и линзами морских известняков (формация Педерналес, олигоцен). Они перекрыты белесыми с буровато-розовым оттенком мелководными известняками и мергелями широко распространенной формации Камасан (олигоцен — нижний миоцен).

Аналогичный разрез вскрыт на северо-западном и западном склонах впадины Нипе. По данным сейсмосондирования, мощность выполняющих ее отложений среднего кайнозоя превышает 1000 м.

В северных районах рассматриваемой области, кроме формации Камасан, широко распространены мергели, песчаники, конгломераты и брекчии формации Вихия (верхний олигоцен), карбонатные породы формаций Васкес (нижний—средний миоцен) и Хагуэйес (средний миоцен). В восточной части впадины Гуантанамо широко распространены карбонатные алевриты и песчаники с конгломератами в основании — формации Цилиндро ( $P_3$ ) и Макей ( $P_3-N_1^1$ ) — и перекрывающие их песчаные известняки формации Ятерас ( $N_1^1$ ), а на самом востоке Кубы, в районе Баракоа, развита гравийно-конгломератовая формация Кабаку ( $P_3-N_1^1$ ). Вдоль южного побережья и на востоке высокогорных областей Восточной Кубы весьма широко распространены известняки, мергели и конгломераты формации Кабо-Крус, относимые к среднему—верхнему миоцену.

Разрез среднего кайнозоя завершается преимущественно известняково-мергелистыми отложениями уже упоминавшейся формации Манцанильо и ее вероятных аналогов — формаций Ла-Крус (район г. Сантьяго-де-Куба) и Баракоа (в районе одноименного города). Все они отнесены к верхнему миоцену—плиоцену.

Большая часть плиоцена является периодом регионального перерыва в морском осадконакоплении и денудации на большей части территории Кубы. Более или менее значительное осадконакопление возобновилось начиная с конца плиоцена. Неоднократное чередование трансгрессий и регрессий моря, связанное с гляциоэвстатическими колебаниями его уровня и с тектоническими деформациями земной коры, привело к формированию ряда абразионных и эрозионно-денудационных ступеней рельефа и комплексов морских и континентальных отложений, пространственная корреляция, генезис и возраст которых в большинстве случаев являются пока еще не очень определенными.

<sup>1</sup> По мнению В. И. Финько, И. З. Корина и Ф. Формеля-Кортины, большая часть о-ва Куба начиная с позднего эоцена и в течение почти всего олигоцена представляла собой низменную сушу, в пределах которой произошло выравнивание рельефа и была сформирована латеритовая кора выветривания. Некоторые исследователи, например В. С. Шенин с соавторами [1978], считают, что неотектонический этап развития Кубы начался именно после этого перерыва.

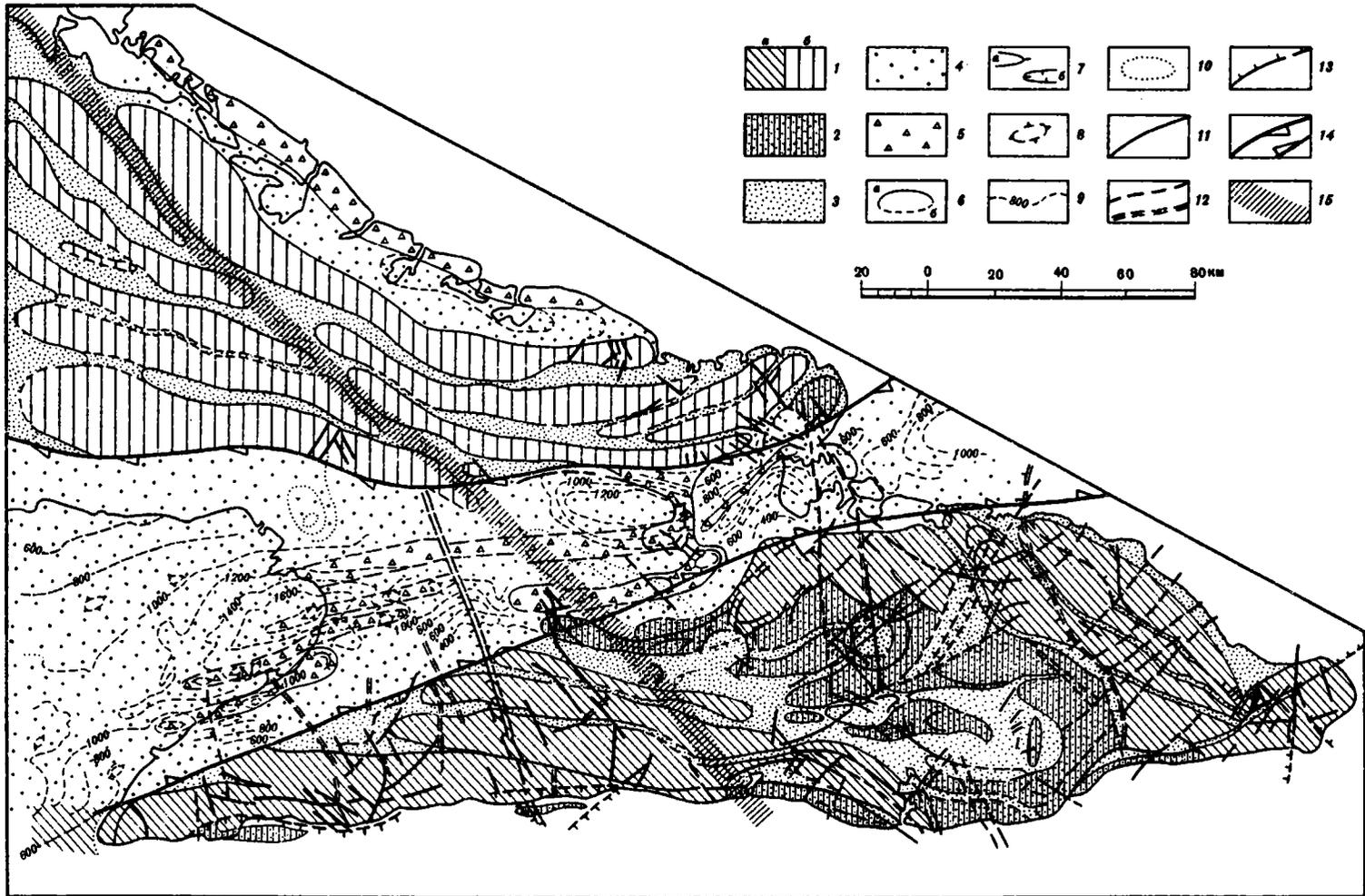


Рис. 53. Схематическая карта новейшей тектонической структуры восточной части о-ва Куба

1 — зоны и отдельные поднятия антиклинального и горст-антиклинального типа; а — в горной системе Сьерра-Маэстра—Баракоа, б — в слабо приподнятой системе Камагуэй—Ольгин; 2 — поднятия антиклинального типа или тектонические блоки и ступени, сформированные за счет переработки раннеорогенных прогибов; 3 — зоны относительного прогибания синклинального и грабен-синклинального типа в пределах систем поднятий; 4 — прогибы мегасинклинального типа; 5 — зоны внутри-депрессионных поднятий антиклинального типа; 6 — условные контуры поднятий и прогибов или их зон; а — уверенно прослеживаемые, б — слабо выраженные и предполагаемые; 7 — некоторые дополнительные структурные линии поднятий (а) и прогибов (б); 8 — локальные пощития, установленные по сейсмическим данным; 9 — изогипсы кровли (в прогибе Кауто—Нипе) и подошвы (во впадине Гуантанамо) среднего эоцена по данным гравиметрических исследований (в м ниже уровня моря); 10 — контуры положительных аномалий силы тяжести; 11 — разрывные нарушения, установленные по геологическим данным; 12 — разрывные нарушения, предполагаемые по данным структурно-геоморфологического анализа и по аэрокосмическим материалам; 13 — резкие линии — ступени рельефа возможно разрывной или флексурно-разрывной природы (бергштрихи обращены в сторону относительно опущенного крыла); 14 — условные ограничения прогиба Кауто—Нипе (зоны вероятных взбросо-правосдвиговых смещений); 15 — предполагаемая региональная глубинная флексурно-разрывная зона с правосдвиговыми смещениями

Приведем краткую характеристику этих отложений, основываясь на сводке И.П. Карташова, А.Г. Черняховского и Л.Л. Пеньяльвера [1981].

Во впадине Кауто в основании разреза верхнего кайнозоя залегают серые, желтовато- и зеленовато-серые пески и песчаники с конгломератами и песчанистыми глинами (формация Баямо), которые ближе к подножию гор Сьерра-Маэстра замещаются пестроцветной, существенно валунно-глыбово-галечной формацией Датиль. Мощность этих формаций изменяется от 3–5 м у подножия Сьерра-Маэстры до 15 м и более в центральной части впадины. По мнению указанных исследователей, этот комплекс аллювиально-морских отложений относится к интервалу от верхнего плиоцена до нижнего плейстоцена, предшествуя отложениям "влажного" плейстоцена, возраст которых определяется древнее 0,7 млн лет<sup>1</sup>. К этому же интервалу времени отнесены морские отложения формации Майя -- преимущественно известняки с прослоями гравелитов и песчаников, которые узкой полосой обрамляют с юга и востока систему высоких хребтов рассматриваемой области.

Более молодые маломощные пестроцветные глинистые отложения, сопоставляемые с формациями Гевара и Вильяхора нижнего ("влажного") плейстоцена, отмечаются И.П. Карташовым и его соавторами на высоких (до 800 м) поверхностях выравнивания в провинции Гуантанамо.

К комплексу наиболее молодых отложений "сухого" плейстоцена относятся галечники, пески и глины формаций Сабаналамар, Камачо и их аналоги, прерывисто распространённые во впадинах Кауто, Гуантанамо и в прибрежных зонах. Мощность их обычно незначительна и не превышает первых десятков метров. Это же можно сказать и об отложениях голоцена.

Комплексный структурно-геологический и структурно-геоморфологический анализ закономерностей пространственного положения и деформаций поверхности покровно-складчатого основания, разновозрастных отложений новейшего комплекса и форм эрозионно-денудационного и абразионного рельефа привел к следующим представлениям о неотектонической структуре востока Кубы и о некоторых особенностях ее развития (рис. 53).

Крупнейшими единицами неотектонической структуры востока Кубы являются две обширные системы поднятий антиклинорного типа (Камагуэй-Ольгинская на севере и Сьерра-Маэстра—Баракоа на юге) и разделяющая их система прогиба Кауто—Нипе синклинорного типа. Указанные системы испытывают несомненное и существенное влияние прогибов Старого Багамского пролива на северо-востоке и глубоководного

<sup>1</sup> По общей хронологической шкале, принятой цитируемыми авторами, подошва плейстоцена относится ими ко времени около 1,9 млн лет назад.

желоба Бартлетт на юге. Они выходят за пределы узкого шельфа этой части Кубы, их осевые зоны отстоят от берегов острова соответственно на 25—40 и 40—65 км, простираясь примерно вдоль северной и южной рамок рис. 53.

*Камагуэй-Ольгинская система поднятий.* В общем наследуя антиклинорий Камагуэй, эта система включает и зону развития "миогeosинклинального" комплекса севера Кубы. Во всяком случае, неотектонические деформации не обнаруживают сколь угодно заметных изменений при переходе из одной древней зоны в другую. "Главный кубинский разлом", разделяющий "эв- и миогeosинклинальные" комплексы, на этом участке также не выделяется в качестве особого элемента неотектонической структуры, хотя в ряде мест выражен как весьма яркий геоморфологический элемент (уступ южного склона Сьерра-де-Кубитас). Этот разлом является "мертвым", вероятно только верхнекоровым, элементом структуры.

В целом Камагуэй-Ольгинская система представляет собой очень пологий свод, охватывающий почти весь остров в его наиболее широкой (более 100 км) части и простирающийся более чем на 250 км. Вертикальная суммарная амплитуда новейших деформаций (изгиба коры) достигает всего лишь 300 м или чуть больше (средний градиент около 0,006). Очевидно, что напряженность неотектонических деформаций в пределах этой системы невелика.

Однако внутренняя неотектоническая дифференциация этого свода характеризуется довольно значительной дробностью и очевидной линейностью элементов второго порядка (см. рис. 53). Это относительно приподнятые или опущенные зоны, которые сопряжены друг с другом плавно, без сколько-нибудь значительных разрывов. Резкие флексурные или флексурно-разрывные контакты можно предполагать лишь на отдельных участках (например, в южных крыльях асимметричных поднятий Сьерра-де-Кубитас и Хибара). Общая морфология выровненной поверхности, срезающей покровно-складчатые комплексы основания, а также распространение и залегание фрагментов верхнеэоценовых и олигоцен-миоценовых пород свидетельствуют о том, что рассматриваемые зоны поднятий и впадин представляют собой тектонические формы — складки большого радиуса кривизны. Особенно выразительно это проявлено на периклинальных окончаниях поднятий, как, например, в районе г. Хибара.

Контуры, разделяющие на рис. 53 антиклинальные и синклинальные зоны, в некоторой мере условны, однако достаточно определенно характеризуют их морфологию. Ширина зон поднятий изменяется от 5 до 25 км, впадин — от 2 до 15 км. Указанные величины характеризуют как различия между отдельными зонами, так и их изменения по простиранию. Столь же изменчиво высотное положение шарниров антиклинальных и синклинальных зон.

Помимо более или менее значительных локальных ундуляций, довольно определенно обозначилась некоторая секущая транзитная зона северо-западного простирания (назовем ее условно Виктория-де-лас-Тунас), в пределах которой Камагуэй-Ольгинская система в целом относительно опущена и разделена на две различающиеся части — Камагуэйский и Ольгинский своды, или блоки. Все продольные антиклинальные зоны здесь прерваны, и образовался своеобразный поперечный коридор, в пределах которого более всего и сохранились отложения среднего кайнозоя. Наложенный характер, резкое несогласие контура последних относительно структур подстилающего субстрата четко прослеживаются и на "Тектонической карте Кубы" [1965]. Есть основания предполагать, что в пределах рассматриваемой секущей зоны произошли и некоторые латеральные деформации. Обидный характер планового расположения и взаимного соотношения продольных зон (см. рис. 53) позволяет предполагать, что эти деформации праводвиговые. Отметим также, что две южные антиклинальные зоны блока Камагуэй в отличие от более северных не находят себе продолжения в Ольгинском блоке, будучи, вероятно, погребенными и переработанными в прогибе Кауто—Нипе (к этому мы еще вернемся несколько ниже).

Сравнительный анализ состава и мощностей новейших отложений, распространенных по периферии и на своде Камагуэй-Ольгинского поднятия и в сопряженном прогибе

Кауто–Нипе, со всей очевидностью показывает, что обособление и достаточно активное сопряженное их развитие произошло на ранних этапах новейшей тектоники.

Что касается последующих этапов, то залегание осадков среднего кайнозоя является очевидным свидетельством плиоцен-четвертичной активности рассматриваемых тектонических зон. При этом они развивались преимущественно как формы конденсационного или конэрозионного типа. Соответствующие продукты эрозионно-денудационного разрушения являются, очевидно, частью формации Баямо и более молодых толщ, выполняющих смежные прогибы. Лишь краевые северные зоны (поднятие архипелага Камагуэй и впадина Глория) развивались в это период как конседиментационные структуры и частично остаются таковыми ныне. Тектоническая природа островной и полуостровной зоны Сабиналь и зоны заливов и лагун Глория (предполагается, что они являются соответственно антиклинальной и синклиальной зонами) косвенно подтверждается геофизическими исследованиями, выполненными на их северо-западном простирании. Изогипсы верхних горизонтов верхнего мела, находясь там на глубинах до 1000–2000 м [Тектоническая..., 1965], достаточно определенно характеризуют островную зону как поднятие, а расположенную к югу от нее зону заливов и лагун – как прогиб. При этом установлена более дробная структурная дифференциация этих зон.

Таким образом, Камагуэй–Ольгинский свод в целом может быть определен как неотектоническая система антиклинорного типа или мегантиклинорий, состоящий из серии сопряженных антиклинальных и синклиальных зон. Последние по своим размерам, кривизне, внутреннему строению и, по-видимому, глубине охвата должны быть отнесены к категории складок основания.

*Прогиб Кауто–Нипе.* Система прогиба Кауто–Нипе пространственно наследует северную ветвь Восточно-Кубинского синклиория [Тектоническая..., 1965]. Он простирается в восток-северо-восточном направлении с явным азимутальным несогласием как относительно описанных выше зон Камагуэй–Ольгинского поднятия, так и относительно большинства неотектонических зон расположенной южнее орогенной системы Сьерра-Маэстра–Баракоа. Длина прогиба около 290 км (из них в пределах суши около 140 км), ширина постепенно изменяется от 25–30 км на востоке до 90 км на западе. Здесь он продолжается (на расстояние около 100 км) в виде мелководного залива Гуаканаябо, который еще западнее раскрывается в глубоководную Юкатанскую котловину. На востоке прогиб Кауто–Нипе также заканчивается мелководным заливом (вместе с бухтой Нипе он протягивается на расстояние около 45 км), раскрываясь к сравнительно глубоководному прогибу Старого Багамского пролива. Последний резко несогласно, под углом 40°, срезает прогиб Кауто–Нипе (как срезает он и расположенные севернее зоны Камагуэй–Ольгинского мегантиклинория).

Исходя из указанных параметров и максимальной амплитуды неотектонического прогибания поверхности мел-палеогенового основания (южнее дельты р. Кауто оно погружено до глубин более 1600 м), можно сделать вывод, что средний градиент погружения этой поверхности превышает 0,04, т.е. на порядок больше, чем на Камагуэй–Ольгинском своде. Комплексный анализ имеющихся геолого-геофизических материалов и геоморфологических особенностей прогиба Кауто–Нипе свидетельствует о его сложном внутреннем строении. В самом общем виде в его пределах обозначаются три довольно отличные друг от друга части.

Западная часть (назовем ее условно впадиной Кауто) представляет собой обширную мульдку, на южном крыле которой хорошо проявлены тектонические формы второго порядка – взаимно параллельные антиклинальные зоны (внутридепресссионные поднятия), образующие правокулисный ряд (см. рис. 53). Их длина составляет 50–70 км, ширина 3–8 км. Именно к ним приурочены локальные поднятия, установленные сейсмическими методами и являющиеся, по всей вероятности, образованиями конседиментационного типа. Антиклинальные зоны сопряжены с такого же размера синклиальными формами.

Самая южная из антиклинальных зон простирается на суше вдоль побережья и марки-

руется двумя заметными локальными поднятиями у городов Манцанильо и Кампечуэлло. В их пределах поверхность складчатого основания находится сравнительно неглубоко (около -900 м).

По ряду геоморфологических признаков можно предполагать, что непосредственно к северу от осевой зоны мульды, т.е. уже на северном ее крыле, развивается еще одна антиклинальная зона. Ей отвечает пока еще чрезвычайно слабая деформация четвертичной аккумулятивной равнины — поднятие, которое на расстоянии более 50 км препятствует впадению в р. Кауто ее правых притоков: они собраны современной долиной р. Саладо, идущей параллельно р. Кауто.

В 15 км ниже устья р. Баямо долина р. Кауто резко отклоняется на северо-запад и затем, от устья р. Саладо и как бы непосредственно продолжая ее, течет в прежнем направлении. Есть основание предполагать, что указанный аномальный участок долины р. Кауто имеет antecedentный характер: здесь река пересекает почти вкрест простирания растущее, но пока еще слабо выраженное в рельефе тектоническое поднятие, переходя из одной синклиналиной зоны (назовем ее условно Буэй-Кауто<sup>1</sup>) в другую (Кауто-Саладо). К последней приурочена и область современной разгрузки р. Кауто — ее дельта.

Отмеченное отклонение р. Кауто на север представляется вполне закономерным и соответствует общей структурной и топографической асимметрии острова в этой ее части, значительно большим активности деформаций и скорости поднятия в расположенной южнее области Сьерра-Маэстра.

В районе г. Баямо и проходящей через него долины одноименной реки, в южном крыле впадины, по геофизическим данным, намечается поперечный антиклинальный изгиб поверхности складчатого основания. Распространение разновозрастных отложений неоген-четвертичного комплекса и соответствующие геоморфологические особенности показывают, что этот поперечный элемент активно проявлен в структуре покрова и в деформации земной поверхности. Во всяком случае, очевидно, что прямолинейная долина р. Баямо разделяет два блока, из которых восточный относительно приподнят. В соответствии с этим, например, к западу от г. Баямо, очень широко распространена слабо расчлененная, почти плоская поверхность 12–15-метровой террасы, сложенной четвертичными (Q<sub>3</sub>?) отложениями, а восточнее, на правобережье, распространена 55–60-метровая поверхность, значительно более густо и глубже расчлененная и сложенная мелковалунно-разногалечным материалом формации Датиль.

Эта же ступень фиксируется и севернее: долина р. Кауто выше устья р. Баямо, т.е. в приподнятом блоке, имеет аномальный, более "врезанный" характер, что отмечено на геоморфологической карте в "Национальном атласе Кубы" [1970]. Достаточно резкие топографические карты позволяют предполагать, что рассматриваемая поперечная зона пересекает всю впадину Кауто и всю систему поднятий Сьерра-Маэстра.

Центральная, топографически наиболее высокая, водораздельная часть прогиба Кауто-Нипе имеет своеобразную структуру. Ее особенность заключается в некоторой разноплановости, в несогласии основных структурных черт, установленных по деформациям погребенной поверхности основания относительно приповерхностных горизонтов, а также относительно генерального простирания прогиба в целом.

В северном крыле этой части геофизическими исследованиями установлен глубокий синклиналиный прогиб — впадина Какокум, в пределах которой основание находится на глубинах более 1200 м. В рельефе и неоген-четвертичном покрове достаточно хорошо обозначен плавный изгиб, соответствующий восточному замыканию впадины. Западные контуры ее в этом отношении неопределенны, она раскрывается на широкую равнину. Однако в структуре поверхности основания, характеризующей суммарную, в основном, по-видимому, позднеоцен-миоценовую, деформацию, ось синклинали простирается в запад-северо-западном направлении, выходя в межкулисное понижение,

<sup>1</sup> Эта зона соответствует осевой линии впадины, зоне наиболее глубокого залегания ее складчатого основания.

которое в пределах отмеченного выше секущего нарушения Виктория-де-лас-Тунас разделяет антиклинальные зоны Камагуэй-Ольгинской системы (см. рис. 53). Некоторые геологические и геоморфологические особенности позволяют предполагать, что самая южная из этих зон (зона Чорийо) отклоняется здесь к юго-востоку и в виде тектонического вала (назовем его условно валом Бабиней) пересекает весь прогиб Кауто—Нипе. В пределах этого вала покровно-складчатое основание залегает, по всей видимости, на незначительной глубине, о чем свидетельствуют его выступы среди плоской аккумулятивной равнины западнее пос. Монте-Альто на северном крыле прогиба и у пос. Бабиней к югу от р. Кауто. Далее на юго-восток полоса этих обнажений расширяется и, обретая единство, переходит в широкую (до 6–7 км) диагональную приподнятую ступень. У г. Хигуани она сопрягается с поднятиями Сьерра-Маэстра, образуя по отношению к нему своеобразный структурный нос. Здесь к валу Бабиней приурочена положительная аномалия силы тяжести, которая связана, возможно, с неглубоким залеганием основных и ультраосновных пород.

Ограничения вала могут иметь разрывный или флексурно-разрывный характер. В юго-западном крыле это следует из очень большой разницы глубины залегания основания: на правом берегу р. Каутильо (в районе пос. Бабиней) оно обнажено, а на левом берегу погружено до глубин 400–1200 м. Видимо, эта граница представляет собой широкую (до 5 км) зону, проходящую на северо-северо-западе от г. Санта-Рита вдоль долины р. Каутильо. Можно предполагать, что с этой зоной генетически связано проявление молодого магматизма: на юго-западной окраине г. Санта-Рита есть небольшой шток сильно трещиноватых базальтов пепельно-серого цвета, которые деформировали и частично прорвали известняки формации Чаркоредондо (средний эоцен). В известняках также много трещин, из которых наиболее выделяются круто падающие с простиранием на северо-запад ( $340\text{--}350^\circ$ ).

Относительно северо-восточной границы вала Бабиней данные менее определены. Некоторые геолого-геоморфологические особенности позволяют предполагать, что и эта граница имеет флексурно-разрывный характер. К ней также приурочен молодой магматизм. В 3 км западнее городка Байре резко выделяется в виде столообразной возвышенности субмеридионально ориентированное базальтовое тело длиной 6 км и шириной до 2 км (на северном конце). Оно рассекает формации Сан-Луис ( $F_2^{-3}$ ), Битири ( $F_3$ ) и Камасан ( $F_3 - N_1^1$ ). Возможно, что насыщенность молодыми базальтами является причиной положительной аномалии силы тяжести, которая в целом локализована в районе г. Хигуани.

Морфологически северо-восточная граница вала Бабиней отделяет его приподнятую ступень с обнаженным на ней основанием от обширной равнины долины рек Контрамаэстре и Кауто, сложенной средним—верхним кайнозоом. Характер деформаций основания в пределах этой равнины не ясен. Можно предполагать, что поверхность основания залегает здесь относительно неглубоко (менее 600 м?), в общем воздымаясь в южном направлении и обнажаясь по р. Кауто, у пос. Эль-Сальто. Установленная здесь обширная положительная аномалия силы тяжести, контур которой вытянут с юго-востока на северо-запад, позволяет предполагать, что залегание в ее пределах древних горизонтов фундамента, более насыщенных основными и ультраосновными породами, повышенное и что этому может соответствовать некоторая погребенная положительная деформация фундамента в целом, вытянутая параллельно валу Бабиней и, возможно, также связанная со структурой Камагуэй-Ольгинского поднятия.

Поверхностная структура проявляет несколько иные черты, которые, по всей вероятности, характеризуют план поздних (плиоцен-четвертичных) этапов: в ней преобладает субширотная зональность развития антиклинальных и синклиналидных форм. Последние достаточно хорошо проявлены в геологической структуре и в рельефе на востоке рассматриваемого сектора, а также на южном крыле прогиба, где они сопряжены со структурами системы Сьерра-Маэстра—Баракоса и, очевидно, непосредственно связаны с их развитием. В северном направлении интенсивность этих деформаций и отчетливость их внешнего проявления ослабевают. Геоморфологические особенности

позволяют продолжить сюда синклинальную зону Буэй—Кауто и сопряженную с ней с севера антиклинальную зону, которая разделяет долины рек Саладо и Кауто. Существование последней зоны подтверждается некоторым уменьшением скорости относительного прогибания, установленным при повторном нивелировании:  $-4,3$  мм/год по сравнению с  $-5,8$  и  $-7$  мм/год соответственно севернее и южнее свода антиклинальной зоны (по данным М.Е. Маркес).

Таким образом, в центральной части прогиба Кауто—Нипе достаточно отчетливо проявляется его наложенная природа, сложность его неотектонической структуры (и сложность развития ее во времени). На восток от долины р. Каутильо (а может быть, от р. Баямо) в основании прогиба залегают, вероятно, структурно-формационные комплексы, непосредственно продолжающие образования антиклинария Камагуэй. На ранних стадиях неотектонических деформаций (поздний эоцен — миоцен) значительную активность проявляли структуры северо-западного направления, наследовавшие, вероятно, соответствующие структурные особенности фундамента. На более поздних этапах все большую роль приобретают новообразованные структуры субширотного и запад-юго-западного простирания. Из ранних, ориентированных на северо-запад направлений заметную активность сохраняет диагональная зона Бабиней, которая, очевидно, является прямым продолжением зоны диагональных деформаций, секущей на севере Камагуэй-Ольгинскую систему.

Восточная часть рассматриваемого прогиба — впадина Нипе отличается наименее глубоким залеганием складчатого основания. По геофизическим данным, оно опущено здесь до глубин 800—900 м и образует относительно простую синклиналь. Широкий поперечный изгиб фундамента, как бы продолжающий на север выступ горного массива Сьерра-де-Нипе, разделяет впадину на две части.

Западная часть представляет собой синклинальную мульду (назовем ее условно Куэто), которая непосредственно продолжает вышеописанную синклиналь Какокум. Отделяясь от последней незначительным поперечным порогом, она приобретает иное, северо-восточное простирание, которое отвечает главным направлениям обрамления. Сам порог на поверхности смещен на 5—7 км к западу от его положения, установленного по геофизическим данным в основании впадины. Таким образом, современный западный контур впадины Куэто оказался наложенным на восточный край впадины Какокум. Олигоцен-миоценовые карбонатные отложения здесь погружаются в сторону впадины Куэто, образуя хорошо обозначенную в рельефе флексуру — асимметричную, подковообразно изогнутую абразионно-тектоническую грядку, которая обрамляет с запада обширную плоскодонную впадину. Создается впечатление, что в четвертичное время произошло общее опускание впадины, захватившее частично и край смежной синклинали Какокум.

Аналогичного рода, но, может быть, еще более молодые опускания произошли и, возможно, продолжают в восточной части впадины Нипе. В результате этого здесь обособились две мульды, кольцевые контуры которых в общем несогласны относительно предполагаемых по геофизическим данным деформаций поверхности основания.

Одна из этих мульд — геоморфологически хорошо выраженный амфитеатр, к которому вполне закономерно приурочен почти изолированный залив Банес. Эта мульда частично наложена и на южную антиклинальную зону Ольгинского блока, отчленяя от нее куполообразный выступ основания Ла-Вега.

Второй наложенный мульдой является, вероятно, депрессия также практически изолированного и глубоко вдающегося в сушу залива Нипе. От расположенного восточнее обширного открытого залива Старого Багамского пролива она отделена сравнительно нешироким (5—7 км) порогом северо-западного простирания. Вместе с расположенным севернее выступом Ла-Вега этот порог составляет единую тектоническую зону поднятий, которая относится, очевидно, к системе поднятий северо-западного простирания, значительно более интенсивно проявленных южнее (Жукийясе-де-Тоа и Баракоа).

Границу между системами поднятия Камагуэй—Ольгин и прогиба Кауто—Нипе в целом можно определить как субшироко ориентированную флексурную зону, которая в западной части согласна по отношению к неотектоническим зонам разделяемых систем, а в центральной и восточной частях имеет секущий характер (по крайней мере частично и прежде всего относительно структур основания и ранних элементов неотектонической структуры). По данным геофизических исследований [Бовенко и др., 1980], эта граница имеет сбросовый характер.

*Система поднятий Сьерра-Маэстра—Баракоа.* Хребет Сьерра-Маэстра вместе с расположенными восточнее горными поднятиями Сьерра-де-Нипе, Сьерра-дель-Кристалль, Кучийас-де-Тоа и Сьерра-де-Сагуа—Баракоа и разделяющими и осложняющими их впадинами разных размеров и морфологии представляет единую орогенную систему, в которой пересекаются и взаимодействуют структурные направления желоба Кайман и собственно кубинские структуры. Это взаимодействие, а также некоторые другие особенности, в том числе неоднородность глубинного строения [Бовенко и др., 1980], предопределили весьма гетерогенный и сложный неотектонический план области. В ее пределах обособлены три различные части: западная (Сьерра-Маэстра), центральная (Нипе—Гуантанамо) и восточная (Баракоа). Каждая из них представляет собой систему второго порядка, которая отличается от других своим строением, планом и тенденцией неотектонического развития.

Сьерра-Маэстра имеет наиболее простую структуру. В целом это резко асимметричный свод, наследующий антиклинорий, формирование которого связано с завершающей фазой покровно-складчатых деформаций в среднем эоцене. Южное его крыло, как уже отмечалось, серией ступенчатых разломов оборвано к глубоководному желобу и, вероятно, сдвинуто на восток. Размах рельефа на южном крыле достигает 9 км при среднем падении склона до  $15^\circ$ , на северном крыле — соответственно 2 км и  $3-4^\circ$ .

Ряд геологических и геоморфологических особенностей позволяет считать, что северное крыло свода Сьерра-Маэстры деформировано и можно выделить в его пределах серию субширотных зон поднятий, последовательно снижающихся с юга на север. На западном окончании они отчетливо обособлены одна от другой в виде широких и пологих антиклинальных изгибов всего основания в целом. Восточнее эти складки тесно смыкаются и в некоторых сечениях представляются как тектонические ступени на крыле свода Сьерра-Маэстры, а разделяющие их синклинальные зоны соответственно редуцируются и переходят в структуры шовного типа, выраженные в виде продольных внутригорных эрозионно-тектонических понижений.

Рассматриваемые поднятия образуют правокулисную систему, которую в целом можно ограничить некоторой линией северо-восточного простирания. В ее окрестностях эти поднятия, образованные мел-палеогеновыми покровно-складчатыми комплексами, погружаются под кайнозойский чехол впадины Кауто (см. рис. 53). Есть все основания предполагать, что эта линия, точнее, линейная зона некоторой ширины (назовем ее условно Северо-Маэстринской) представляет собой довольно крупную глубинную флексуру или флексурно-разрывную зону с левосторонними сдвиговыми деформациями вдоль нее. Эта зона соответствует, по крайней мере частично, зоне резкого перепада аномалий силы тяжести [Тектоническая..., 1965].

В восточной части система поднятий Сьерра-Маэстра пересекается флексурно-разрывной зоной юго-восточного простирания, которая непосредственно продолжает секущую зону Виктория-де-лас-Тунис. Она прослеживается на юго-восток через район или несколько восточнее г. Эль-Кобре и далее на западное замыкание впадины Сантьяго-де-Куба. На этом участке рассматриваемая секущая зона представляет собой тектоническую ступень: зоны поднятий и впадин Сьерра-Маэстры здесь, не прерываясь, оказываются относительно опущенными.

Это проявляется, в частности, некоторым расширением зон внутригорных впадин. Особенно значительных размеров достигает впадина Сантьяго-де-Куба. Судя по распространению и деформациям новейших отложений и ряду геоморфологических осо-

бенностей, в неогене эта впадина была значительно шире. Она как бы прерывала южные зоны поднятий Сьерра-Маэстра, открываясь непосредственно к морскому прогибу желоба Барлетт. Теперь же она отделена от него четвертичным (?) широким антиклинальным поднятием, сложенным верхнеогеновыми отложениями формаций Ла-Крус и Майя, наклон которых достигает 17–25° (например, у пос. Сибоней). Это поднятие является непосредственным, но более молодым восточным продолжением южной прибрежной зоны поднятий Сьерра-Маэстры, сложенной формацией Кобре (палеоцен–эоцен). Можно предполагать, что рассматриваемое молодое поднятие существовало и ранее, но только как конседиментационная форма. Поздние этапы его развития отмечены серией высокоподнятых и деформированных морских террас, из которых в этом районе наиболее широко распространена терраса с высотой около 100 м.

Неотектонические структуры Сьерра-Маэстры на востоке ограничены некоторой зоной восток-юго-восточного простирания, которая, как можно предполагать, является восточной ветвью упомянутой выше региональной зоны секущих нарушений Виктория-де-лас-Тунас. Контуры этой ветви морфологически проявлены менее отчетливо. В общем ее можно представить в виде диагональной флексуры [Iturralde-Vinent, 1977].

К северо-востоку от нее развита орогенная система, которая отличается большим своеобразием неотектонической структуры и по этой причине выделена в качестве самостоятельной части. К ней относятся высокоподнятые блоки Сьерра-де-Нипе, Сьерра-дель-Кристалль и расположенная южнее обширная впадина Гуантанамо со всем комплексом поднятий, прогибов и ступеней, возникших в результате ее тектонической переработки и эрозионного расчленения. Эта часть отличается преимущественно юго-западной–северо-восточной ориентировкой главных форм и элементов неотектонической структуры, резко несогласной относительно зон Сьерра-Маэстры на западе и Баракоа на востоке (см. рис. 53).

На ранних стадиях неотектонического развития (в позднем эоцене – раннем миоцене) большая часть этой территории, наследуя южную ветвь Восточно-Кубинского синклиниория, оставалась областью опусканий и морского осадконакопления. Последующие деформации привели к значительному ее преобразованию: сформировались более или менее крупные поднятия типа складок основания, горст-антиклинальных блоков или ступеней, а также остаточные и новообразованные впадины. Об этом свидетельствует распространение отложений соответствующего возраста, в том числе реликты олигоцен-миоценового чехла, который в северном обрамлении впадины залегает на высокоподнятых тектонических ступенях (600–900 м).

Дополнительно к тем очевидным элементам неотектонической структуры, которые не требуют особенных комментариев и хорошо отражены на карте (см. рис. 53), отметим следующие ее особенности, касающиеся впадины Гуантанамо. Последняя (в своих современных очертаниях) представляет собой лишь центральную часть обширной, в целом отрицательной концентрической структуры. Морфологически в ней достаточно заметны четыре зоны. Центральную зону (собственно впадину Гуантанамо) обрамляет прерывающаяся цепь антиклинальных и горст-антиклинальных поднятий и тектонических ступеней, сложенных породами разного возраста и в рельефе обозначившихся в разное время и с различной интенсивностью. С внешней стороны эта зона может быть оконтурена системой эрозионных долин и понижений, в том числе Баконао на юго-западе и проливом, соединяющимся с заливом Гуантанамо, на юго-востоке.

Наконец, менее определенную, но все же заметную круговую организацию имеет внешняя полоса шириной до 25 км, которая включает первоначально довольно разнородные элементы. Как кольцевая структура, она особенно хорошо видна на топографической карте Кубы масштаба 1:1 500 000 [Атлас..., 1970].

Распространение верхнеэоценовых и олигоцен-нижнемиоценовых отложений показывает, что рассматриваемая концентрическая структура в общих чертах наследовала асимметрию ранее существовавшего здесь Восточно-Кубинского синклиниория (точнее,

его южной, ветви): наиболее глубокое прогибание и наиболее активное осадконакопление происходили в его крайней юго-восточной части [Пушаровский и др., 1967]. Суммарная мощность верхнего эоцена, олигоцена и нижнего миоцена превышает здесь 500 м. Внешний контур прогиба на востоке прослеживается из широкой долины Манкито на север, вдоль верховий рек Тоа и Сагуа. Этот край впадины имеет наложенный, вероятно тектонический, флексурно-разрывный характер: он сечет и частично срезает крупную зону поднятий северо-западного простирания (Сьерра-дель-Пурьяль и Кучийяс-де-Тоа) с выступами древнего основания.

Плиоцен-четвертичные тектонические движения привели к значительному преобразованию прогиба Гуантанамо. По его северной периферии сформировалась полоса тектонических поднятий и ступеней, разделенных остаточными и новообразованными синклинальными и грабен-синклинальными впадинами и долинообразными понижениями.

В качестве примера таких молодых поднятий отметим прекрасно выраженную в рельефе, овальных очертаний мегантиклиналь Сьерра-де-Канастас, которая уходит на запад от г. Гуантанамо. Известняки формации Чаркоредондо (средний эоцен), слагающие ядро складки, на ее крыльях обрамляются слоистой формацией терригенных и терригенно-карбонатных отложений Сан-Луис (средний-верхний эоцен). Для них характерны пологие залегания (до  $10-15^\circ$  на южном крыле). Размеры антиклинали  $25 \times 10$  км в плане при относительном превышении до  $400 \text{ м}^1$ .

В своих современных контурах остаточная впадина Гуантанамо представляет собой вытянутый субшироко неправильный овал сравнительно небольшого размера (около  $30 \times 40$  км). Положение глубоко вдающегося в пределы суши морского залива Гуантанамо в крайне юго-восточной части современной впадины свидетельствует о том, что указанная выше асимметрия прогиба Гуантанамо сохраняется до наших дней.

Эта впадина своеобразна тем, что ее формирование в плиоцен-четвертичное время не сопровождалось сколько-нибудь значительным (бассейновым) осадконакоплением. По существу, это цокольная впадина: ее плоское, очень слабо эродированное днище сложено эоценовыми отложениями формации Сан-Луис. Последние на востоке впадины уходят под покров олигоцен-миоценовых формаций Макей и Ятерас, которые (как, очевидно, и их основание) в общем падают в восток-юго-восточном направлении в соответствии с указанной выше асимметрией.

Таким образом, зона наибольшего прогибания и морского накопления во впадине Гуантанамо в плиоцен-четвертичное время сместилась на запад относительно той, что была в олигоцен-миоценовом прогибе<sup>2</sup>. Произошло это, вероятно, вследствие активного регионального перекоса поверхности в связи с ростом хребтов системы Баракоса. Одновременно с этим впадина Гуантанамо вышла из сферы морского осадконакопления и развивается, по существу, как кондендационная тектоническая форма<sup>3</sup>. Этому способствует крайне незначительный твердый сток с обрамляющих поднятий, почти не достигающий центральных частей впадины. Исключение составляет маломощный и фрагментарно развитый песчано-гравийно-галечный аллювий трех речных террас, в том числе формации Хамайка, относящейся ко второй террасе.

Отметим также, что очень малоамплитудный тектонический барьер, отделяющий впадину от открытого морского бассейна, возник совсем недавно (возможно, в позд-

<sup>1</sup> В этот контур включена полуизолированная возвышенность западного окончания Сьерра-де-Канастас, представляющая собой фактически дополнительную складку, кулисно сопряженную с основным массивом.

<sup>2</sup> Эта миграция очевидна при анализе геологической карты Кубы масштаба 1:1 500 000 [Атлас..., 1970].

<sup>3</sup> Нельзя забывать, что этому предшествовал этап длительной и глубокой морской абразии, хотя этот вопрос требует дополнительных исследований.

нем плейстоцене). В этом отношении сходные позицию и тенденцию развития имеет впадина Сантьяго-де-Куба. Прогрессивное развитие краевых тектонических барьеров, отделяющих внутривпадинные впадины от смежного глубоководного морского прогиба, и превращение этих впадин в замкнутые или полузамкнутые бассейны связаны, очевидно, не только и не столько с общим поднятием и континентализацией территории Кубы и ее шельфа, сколько с продолжающейся тектонической деформацией (смятием) и соответствующей топографической дифференциацией южного крыла всей системы Сьерра-Маэстра—Баракоа.

Именно с такими деформациями связано образование довольно узких антиклинальных поднятий, сложенных миоценовыми отложениями, которые вытянуты вдоль прибрежной зоны восточнее залива Гуантанамо. Они формируют в своей тыловой части четвертичные аккумулятивные впадины Тортугуйя, Сан-Антонио-дель-Сур и Имиас. Угловые несогласия в развитой на рассматриваемых поднятиях толще кайнозоя свидетельствуют о достаточно длительном их развитии.

На крайнем западе Сьерра-Маэстры таким же тектоническим поднятием представляется выступ п-ова Икакос и непосредственно продолжающая его на восток подводная платформа (с глубинами до 100 м), которые отделены от основного массива Сьерра-Маэстры узкой впадиной Каоба (или Пилон). Подобную же тектоническую природу имеет, вероятно, широкая подводная террасовидная ступень с глубинами до 50 м в районе устья р. Гуама (в 50 км западнее г. Сантьяго-де-Куба).

Своеобразным элементом рассматриваемой области является еще одна концентрическая структура (Майяри-Ариба), расположенная к югу от выступа Сьерра-дель-Кристалль на широкой дифференцированной тектонической ступени, которая отделяет этот выступ от впадины Гуантанамо. Она прекрасно выражена в рельефе и хорошо дешифрируется на космических снимках. Это — кратероподобное образование с диаметром по внешнему контуру около 20 км. Оно состоит из трех геоморфологических элементов, устойчиво развитых по всей площади. Его наиболее высокая часть — эродированный вал примерно одинакового уровня, имеющий ширину 3—4 км и относительную высоту до 200—300 м. В западной части он сложен известняками среднего эоцена (формация Чаркоредондо), туфами и туффитами палеоцен-эоценового возраста (формация Миранда). В юго-восточной части и на востоке на гребне вала залегают олигоцен-миоценовые обломочно-карбонатные отложения формаций Макей и Ягерас, а на севере его образуют серпентиниты.

В основании вала и внутри "кратера" вскрыты вулканогенно-осадочные породы формаций Букуэй ( $K_2$ ?) и Микара ( $K_2-P_1$ ). На них, обрамленная валом, развита широкая эрозионно-денудационная ступень, которая сейчас значительно расчленена веером эрозионных долин верховий р. Майяри и обозначена лишь единым вершинным уровнем и отдельными холмами и грядами. Центральная часть структуры Майяри-Ариба, асимметрично смещенная к северу, — низкие увалы и плоское днище "кальдеры".

Эрозионно-денудационные выровненные поверхности, развитые на внешнем склоне концентрической структуры, имеют слабый, но заметный центробежный уклон, показывающий куполообразную ее природу. В целом это эрозионно-тектоническая форма, наследующая, возможно, некоторую более древнюю вулканотектоническую структуру. Образование этой концентрической структуры следует рассматривать в одном ряду с более обширными структурами прогибов Гуантанамо и Ниле и связывать ее с некоторыми более общими причинами и особенностями развития подобных участков земной коры, на чем мы еще остановимся несколько ниже.

Система поднятий Баракоа резко отличается северо-западной ориентировкой своих главных структурных элементов, несогласной относительно главных направлений других частей, которые были описаны выше. Лишь на крайнем юге этой системы доминирует субширотная неотектоническая зональность.

Основу современной типично орогенной структуры рассматриваемой области составляют три крупные антиклинальные или горст-антиклинальные зоны, вытянутые

в северо-западном направлении. Это зоны Моа—Баракоа (прибрежная), Центральная и Кучийяс-де-Тоа. Они тесно сомкнуты и образуют в общем единый горный массив Сьерра-де-Сагуа—Баракоа. Разделяющие их отрицательные структуры сильно редуцированы и представляются в виде шовно-депресссионных узких зон, которые хорошо подчеркнуты эрозионными долинами и долинообразными понижениями.

Древние поверхности выравнивания заметно деформированы, изогнуты в широкие антиклинальные складки и смещены разрывами. Из них некоторые указаны на геологических картах, а существование других можно предполагать на основании геоморфологических особенностей и по результатам дешифрирования аэро- и космических фотоснимков.

По простиранию указанных выше зон вертикальные амплитуды деформаций изменяются от 600 до 1100 м. Эти изменения в разных зонах происходят в общем по-разному. Так, зона Моа—Баракоа в южной части несколько возвышается над Центральной и морфологически хорошо от нее отделяется, а в северо-западной части — теряет свою обособленность и становится как бы ступенью значительно более поднятой здесь Центральной зоны. Последняя на этом участке значительно расширяется и образует хорошо выраженный тектонический свод (кольцевую структуру). На юге с ним сопряжена еще одна подобная форма, которая, однако, испытала интенсивное и глубокое эрозионное расчленение и представляет собой сложную, в целом отрицательную форму рельефа с явной концентрической структурой. Ее контуры выходят за пределы Центральной зоны и наложены на элементы продольной зональности. В общем они согласуются с контурами геологической структуры, но этот важный вопрос требует в дальнейшем специального изучения.

В южной части с зоной Кучийяс-де-Тоа тесно сочленяется высокоподнятый блок Пурьяль. Он также сложен меловыми (?) метаморфизованными вулканогенными и осадочными породами серии Пурьяль [Сомин, Мильян, 1981], но не образует линейной зоны, срезаясь наложенным прогибом Гуантанамо. Структурным продолжением этого блока в северо-западном направлении является, вероятно, северо-восточный участок позднеорогенной предгорной ступени, обрамляющей прогиб с севера. В пределах этого участка палеогеновый складчатый комплекс поднят наиболее высоко (до 900 м). Не исключено, что под ним находится выступ более древнего основания (серия Пурьяль). Можно предположить, что еще далее на северо-западе с этой полосой поднятий генетически связан высокоподнятый массив меловых пород и серпентинитов Сьерра-дель-Кристал.

Доминирующее проявление северо-западного направления в неотектонической структуре системы Баракоа находится, очевидно, в генетической связи с активным развитием смежного глубоководного прогиба Старого Багамского пролива. Однако в самой южной части этой области, сопряженной с желобом Бартлетт, более активно проявлены неотектонические зоны запад-юго-западного направления. Они и определяют положение и общую конфигурацию крайней восточной оконечности Кубы — п-ова Маиси. Выше уже упоминались некоторые элементы структуры этого простирания: впадины Сан-Антонио-дель-Сур и Иммас и расположенные к югу от них молодые поднятия, структурно-геоморфологическое продолжение которых можно проследить на п-ове Маиси.

Обращает на себя внимание дифференцированность и соответствующая асимметрия этого полуострова в целом. Он разделен на две части тектонической зоной запад-юго-западного простирания, вдоль которой заложена долина р. Майя. К югу от нее расположен выступ древних мраморов, доломитов и кальцит-мусковитовых сланцев формации Чафарина ( $J_3$ ), на которых выработана обширная поверхность самой высокой (400—500 м) из множества развитых здесь морских террас. Отдельные пятна известняков формации Кабо-Крус ( $N_1^3$ ), которые здесь отмечены, указывают вероятный возраст этой поверхности. Она, как и обрамляющие ее с юга и востока более молодые и более низкие террасы, имеет слабый, но очевидный антиклинальный изгиб, кривизна которого последовательно уменьшается от высоких уровней

к низким. Уступы террас в этой части выражены более отчетливо, более резко, их контуры все выпуклы к океану. В тыловой части многоступенчатой террасированной поверхности, у г. Макина, слагающие ее миоценовые известняки наклонены на восток под углом около  $6^\circ$ , в полном соответствии с указанным тектоническим изгибом террас.

Севернее р. Майя ситуация несколько иная: формация Кабо-Крус здесь вдается далеко на запад в глубь острова, кромки террас в общем прямолинейны, а разделяющие их уступы кажутся менее контрастными. Очевидно, что эта часть полуострова в целом относительно опущена и не претерпела заметной сводовой деформации, представляя собой некоторую единую блок-ступень.

Эта ступень нарушена разломом или флексурно-разрывной зоной того же западно-юго-западного простирания с относительно приподнятым южным крылом. В восточной части, в поле распространения миоценовых известняков и морских террас, разлом проявлен слабо, а западнее, в области распространения высокоподнятого "основания", его зона подчеркнута протяженным прямолинейным отрезком глубоко врезанной долины среднего течения р. Юмури. Последняя вскрывает в этой зоне хаотический комплекс передерженных и перемятых пород, среди которых преобладают серпентиниты. По простиранию на западно-юго-запад зона этого разлома выходит, вероятно, ко впадине Имиас.

Молодые структурные формы субширотного простирания не ограничиваются только прибрежной карибской полосой. Достаточно яркие геоморфологические особенности позволяют уверенно предполагать, что вся система рассмотренных выше поднятий северо-западного направления (Сьерра-де-Сагуа-Баракоа) нарушена сетью прямолинейных поперечных разрывов. Кроме некоторой вертикальной компоненты смещения, по ним можно предполагать левосдвиговые деформации. Но самостоятельных резко обособленных форм, ориентированных в этом направлении, здесь не образовалось.

Наконец, отметим широкую (до 2 км) меридиональную разломную зону, которая пересекает п-ов Маиси от мыса Калета на юге до нижнего течения р. Юмури на севере. Она хорошо проявлена на космических снимках и в ряде структурно-геоморфологических черт. Восточное крыло разлома относительно приподнято, с чем связано некоторое расширение полуострова в целом. Это согласуется с предположением М.Л. Сомина и Г. Мильяна [1981, с. 194] о том, что выход к востоку от разлома карбонатно-терригенной серии Асунсьон (или формации Чафарина), представляющей собой, по их мнению, окно в тектоническом покрове мафических метаморфизованных комплексов, — явление вторичное, связанное с молодыми вертикальными движениями по крутопадающему разлому.

Непосредственно в зоне рассматриваемого разлома на поверхность выведены еще более древние (PZ ?) породы — амфиболиты, амфиболитовые сланцы, гнейсы и метасиликаты формации Гуира-де-Хауко. На северном и южном крыльях свода п-ова Маиси в целом, в полях распространения миоценовых известняков формации Кабо-Крус, разлом как таковой не проявлен сколько-нибудь очевидными формами, за исключением глубочайших каньонов рек Юмури и Калета, прорезающих наклоненные под углами до  $4-10^\circ$  известняки формации Кабо-Крус. Кроме того, развитая западнее устья р. Юмури полоса плиоцен-четвертичных известняков формации Майя здесь выклинивается и восточнее, в поднятом крыле, к океану обрываются непосредственно миоценовые известняки.

Итак, неотектоническая структура востока Кубы включает весьма разнородные, разноплановые и разные по морфологии и истории развития области. Она создавалась, начиная с конца эоцена, на разнородном основании и в целом на корях разной мощности и разного типа, от субконтинентальной до субокеанической. Формирование этой структуры происходило сопряженно и под значительным влиянием развития глубоководных прогибов: Юкатанского на западе, Бартлетт (или Кайманова в региональном плане) на юге и Старого Багамского на северо-востоке.

По суммарным амплитудам, общей интенсивности, морфологии неотектонических деформаций и характеристикам фаций и мощностей комплекса новейших отложений в неотектонической структуре рассмотренной территории выделяются три различные области. Северная, Камагуэй–Ольгинская область характеризуется наименьшей напряженностью неотектонических деформаций. Однако степень и характер дифференцированности этой области свидетельствуют о значительной деформированности ее коры, которая отражает, очевидно, условия сжатия. Остальная часть территории представляет значительно более подвижные области. Это прогиб Кауто–Нипе, орогеническая система Сьерра-Маэстра–Баракоа и желоб Бартлетт. Общий относительный размах амплитуд вертикальных неотектонических деформаций между ними достигает соответственно 4000 и 9000 м. Относительный размах вертикальной составляющей неотектонических движений в пределах указанных прогибов и системы поднятий превышает 1000 м.

Общий рисунок структурного плана неотектонического орогена Восточной Кубы, закономерное относительное расположение и сопряженность зон поднятий, образующих правосторонние кулисные ряды, морфология этих поднятий, которые можно квалифицировать как складки основания или складки коры большего радиуса кривизны, продолжающийся рост и, может быть, новообразование поднятий антиклинального и горст-антиклинального типа по южному крылу всей системы позволяют связывать их формирование со смятием коры в субмеридиональном (северо-северо-восточном) направлении. Это соответствует выводу, сделанному на основании анализа изостатических аномалий, о том, что в желобе Бартлетт наряду со значительным левосторонним сдвигом происходит подвиг океанической литосферы под о-в Куба и островную гряду Кайман [Ушаков и др., 1979]. Восточнее, по тем же данным, а также по сейсмическим материалам [Molnar, Sykes, 1969], подвиг океанической литосферы под острова Гаити и Пуэрто-Рико происходит и с юга и с севера, причем с севера существенно больше, чем с юга.

Компонента сжатия дополняет значительно более интенсивные левосторонние сдвиговые деформации, происходящие вдоль некоторых зон восток-северо-восточного направления. Крупнейшей из таких зон в пределах суши является граница между прогибом Кауто–Нипе и системой Сьерра-Маэстра–Баракоа. Эти сдвиговые деформации генетически связаны, очевидно, с развитием глубоководного желоба Кайман, создают оперяющие его структуры и подтверждают разделяемое многими исследователями представление о крупных левосторонних смещениях, которые происходили в кайнозойе вдоль этого желоба. По расчетам С.А. Ушакова и его соавторов [1979], Карибская плита движется в северном направлении со скоростью 0,3–0,4 см/год, а смещение ее на восток происходит со скоростью 1,4 см/год.

Если уподобить систему Сьерра-Маэстра–Баракоа в целом островам Гаити и Пуэрто-Рико, то можно предполагать, что северная граница этой системы также имеет взбросовую компоненту.

Зона северо-западного направления, проходящая от залива Сантьяго-де-Куба через район г. Виктория-де-лас-Тунас и восточного окончания гряды Сьерра-де-Кубитас к северному побережью острова, разделяет все указанные выше области Восточной Кубы на две достаточно различающиеся части. В целом это широкая региональная зона глубинных флексурно-разрывных деформаций земной коры с возможными правосторонними деформациями вдоль нее. Есть основания полагать, что по сравнению с Северо-Маэстринской зоной восток-северо-восточного простирания, имеющей, очевидно, мантийное заложение, зона Виктория-де-лас-Тунас является менее глубокой, коровой. Проявление молодого базальтового магматизма в ее пределах (в районе городов Хугуани и Санта-Рита) позволяет связывать эту зону с нижнекоровыми слоями.

Сдвиговые деформации, которые предполагаются вдоль указанных зон, не исчерпывают их генетической сущности. Эти зоны являются также границами областей с достаточно различным строением покровно-складчатого основания и всей коры

в целом. Именно с этим, по-видимому, связаны существенные различия рисунка структурных планов и тенденций неотектонического развития к востоку и западу от линии Сантьяго-де-Куба–Виктория-де-лас-Тунас, к югу и северу от Северо-Маэстринской зоны. Южными лучами эти зоны ограничивают систему поднятий Сьерра-Маэстра: ее основные формы сосредоточены в юго-западном секторе, образованном пересечением этих зон, и представляют собой достаточно цельный и одноплановый с точки зрения неотектонической структуры блок земной коры. Особенности неотектонической структуры и ее развития позволяют предполагать, что орогенное сооружение Сьерра-Маэстра и впадина Кауто (по крайней мере в ее южной половине) развиваются на фундаменте, отличающемся от фундамента более северных и более восточных районов. В районах к востоку от линии Сантьяго-де-Куба–Виктория-де-лас-Тунас неотектоническим деформациям подверглась более древняя кора, с более сложным покровно-складчатым строением, с широким развитием пород офиолитового комплекса. Неотектонические деформации реализовались здесь несколько иначе, с более интенсивным проявлением структур северо-западных направлений, отражающих в определенной мере древние направления в структуре основания. Поэтому именно для этого сектора особенно характерным является перекрестный рисунок неотектонического структурного плана, со свойственными ему изменениями во времени относительной активности тех или иных структурных направлений. Именно в этом секторе более всего проявлены черты новообразований, наложенный характер и несогласие молодых структурных форм относительно древних, в том числе раннеорогенных, именно к нему приурочены кольцевые или концентрические структуры.

Юго-восточный сектор является ареной особенно активного взаимодействия двух структурных направлений — северо-западного и восток-северо-восточного, непосредственно связанных с развитием смежных глубоководных прогибов желоба Бартлетт и Старого Багамского пролива.

В связи со сказанным значительный интерес представляют особенности пространственного распределения сейсмичности, в отношении которой Восточная Куба наиболее активна [Chu, 1979; Альварес и др., 1983]. Известна приуроченность большинства землетрясений этой области к зоне сопряжения острова с глубоководным желобом Бартлетт. Но известна также и неравномерность их распространения вдоль этой зоны, концентрация очагов в отдельных участках, которые Д.А. Лиlienберг [1984] определяет как места пересечения рассматриваемой зоны "поперечно-диагональными линеамен-тами".

Высокая плотность эпицентров имеет место и к югу от залива Сантьяго-де-Куба. Она не только пространственно, но, вероятно, и генетически связана с узлом пересечения крупнейшей секущей разломно-флексурной зоны Виктория-де-лас-Тунас–Сантьяго-де-Куба с продольными структурами края острова и желобом. Можно согласиться с выводом Д.А. Лиlienберга [1984], что "на современном этапе это главный узел геодинамических напряжений горной системы Сьерра-Маэстра". Это не противоречит и ранее высказанному мнению о том, что причиной этого скопления эпицентров является преломление (отклонение к югу) левостороннего сдвига Бартлетт [Альварес и др., 1983], поскольку может объяснить некоторые особенности структуры и рельефа дна, на основании которых сделан указанный вывод. Кстати, анализ топографии дна позволяет поставить вопрос не о преломлении, а о расщеплении этого сдвига.

В этом сейсмическом узле происходили землетрясения с  $K \leq 12$ . Глубины очагов здесь изменяются от 5 до 70 км, но главным образом очаги землетрясений приурочены к интервалу глубин 25–45 км в северной ветви желоба-сдвига (ее ось проходит примерно в 12 км от берега). Высокая плотность очагов землетрясений зафиксирована вдоль этой ветви далее на восток, до района юго-восточного окончания хребтов массива Гран-Пьедра. Последние, как отмечалось выше, имеют северо-западное простирание и отделены от расположенной восточнее впадины Гуантанамо флексурно-разрывной зоной такого же простирания. На юго-восточном продолжении последней, в узле пересе-

чения ее со второй, южной, более глубокой ветвью желоба, известны наиболее глубоко-фокусные (50–100 км) землетрясения Кубы с  $K = 10–13$ . Положение этих очагов в широтном разрезе коры в целом обозначает некоторую зону, падающую в западных румбах, скорее всего на юго-запад. Это свидетельствует о некоторой взбросо-надвиговой компоненте движения подкорковых масс из района массива Гран-Пьедра в сторону впадины Гуантанамо, что вполне отвечает отмеченным выше условиям косо-движения Карибской плиты на северо-восток или восток-северо-восток, т.е. почти перпендикулярно к структурам северо-западного направления.

Также сейсмоактивным, хотя и менее, является другой узел, расположенный в пределах острова, где зона Виктория-де-лас-Тунас–Сантьяго-де-Куба пересекает Северо-Маэстринскую флексурно-разрывную зону. Здесь, в районе городов Контрамаэстре и Хигуани, известны землетрясения с  $K = 8–11$  и глубиной очагов 15–25, реже 35–50 км. Приводя эти данные, Д.А. Лилиенберг [1984, с. 131] отмечает, что эпицентры землетрясений в этом районе "концентрируются вдоль региональных разломов северо-запад–юго-восточного простирания с признаками правосторонних сдвиговых смещений". Все это хорошо соответствует приведенным выше данным о неотектонической структуре этого района и о большой роли в ней активных тектонических элементов указанного простирания.

Наиболее крупным новообразованным неотектоническим элементом структуры Восточной Кубы является синклиновая система (прогиб) Кауто–Нипе. Являясь непосредственным континентальным продолжением глубоководной Юкатанской впадины, она генетически, вероятно, связана с ее развитием. Это подтверждается и данными геофизических исследований: сравнительно маломощный (до 5,5 км) комплекс осадочных и вулканогенных пород в прогибе Кауто–Нипе подстилается непосредственно "базальтовым" либо "базифицированным гранитным" слоем<sup>1</sup> [Бовенко и др., 1980]. Повышенные скорости распространения продольных сейсмических волн ( $V_p$ ) соответственно равны 6,9 и 6,35–8,0 км/с, что, по мнению авторов, свидетельствует о значительном развитии в этом слое ультраосновных пород.

Эти же авторы предполагают, что под прогибом Кауто–Нипе и далее, в пределах залива Гуаканаябо и, вероятно, Юкатанской впадины, проходит мантийный вал с отдельными более или менее значительными куполообразными выступами.

Такой выступ обнаружен [Бовенко и др., 1980] под впадиной Нипе. Не исключено, что молодое опускание впадины и образование в пределах ее современных очертаний описанных выше кольцевых форм связаны именно с развитием этого выступа мантии. В.Г. Бовенко с соавторами [1980] считают, что впадина Нипе относится к типу "рифтовой долины". С этим вряд ли можно полностью согласиться, учитывая особенности границ впадины, довольно своеобразную морфологию, контуры и характер позднекайнозойского ее выполнения. Вместе с тем, судя по строению земной коры и по тенденции развития, рассматриваемый прогиб в целом является, вероятно, структурой деструктивного типа. Это вполне согласуется с выводом Ю.М. Пушаровского [1979] о том, что Юкатанская впадина, как и желоб Кайман, является новообразованной и имеет вторично-субокеаническую кору.

Прогиб Кауто-Нипе, развиваясь сопряженно с орогенной системой Сьерра-Маэстра–Баракоса, не является прогибом предгорного типа в строгом смысле этого термина. Одним из показателей этого является отсутствие сколько-нибудь определенной общей асимметрии (в поперечном разрезе), характерной для предгорных прогибов внутриконтинентальных областей сжатия. В данном случае следует предполагать, очевидно, иной тип динамической связи орогенного сооружения и смежного прогиба. Они не являются звеньями единой динамической системы, как, например, системы и зоны поднятий и впадин Тянь-Шаня или других внутриконтинентальных орогенов с их теснейшим структурно-динамическим единством, морфологическим сходством и взаимным

<sup>1</sup> Первое определение относится ко впадине Нипе, второе – к прибрежным частям впадины Кауто.

"прорастанием" друг в друга, т.е. с теми особенностями, которые характеризуют их как однопорядковые сопряженные формы, развивающиеся в едином поле сжатия.

В этом отношении мы разделяем представление В.Г. Бовенко, Б.Е. Щербаковой и Г. Эрнандеса [1980] о том, что горизонтальное сжатие и образование горной системы Сьерра-Маэстра—Баракоа являются в значительной мере результатом трансформации сил, вызванных дифференцированным подъемом верхней мантии под прогибом Кауто—Нипе и желобом Бартлетт. Подъем ее произошел, вероятно, и под прогибом Старого Багамского пролива. С этих позиций объясняется локализация форм сжатия и орогеназа (системы Сьерра-Маэстра—Баракоа), их приуроченность к области относительной депрессии кровли мантии. Кроме того, очевидное влияние на формирование структуры этой области оказывают условия тектонического сжатия, вызванного косым сближением Карибской и Северо-Американской литосферных плит с пододвиганием первой под вторую и левосторонним относительным их смещением вдоль желоба Бартлетт и по опережающим нарушениям восток-северо-восточного простирания.

Все это, вместе взятое, объясняет определенную автономию, своеобразие развития и неотектонической структуры рассмотренных областей востока Кубы, а также значительные нарушения гравитационного равновесия. По данным К. Бовина [Bowin, 1975], горная система Сьерра-Маэстра—Баракоа характеризуется высокими положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге (до +150—170 мгл), близкими к таковым в пределах желоба Бартлетт, тогда как гравитационные аномалии в редукции Фая составляют соответственно +150 и -230 мгл [Bowin, 1975; Ушаков и др., 1979]. Это связано с возможной насыщенностью верхних слоев земной коры рассматриваемой горной области основными и ультраосновными породами, с малой мощностью осадочных и осадочно-вулканогенных пород и с незначительным развитием кислых интрузий.

Можно предположить, что и развитие в пределах горной системы крупных отрицательных форм кольцевого типа (в общем аномальных для орогенов, формирующихся в условиях сжатия) является проявлением гравитационной тектоники, связанной с глубинными процессами выравнивания нарушенного равновесия.

Качественные различия новейших областей Кубы определяют некоторой автономией их развития, связанной с различным положением относительно других элементов региональной структуры Мексикано-Карибского бассейна. Отмеченные особенности неотектонической структуры Кубы, в том числе линейность, простирание и взаимоотношения структурных зон, являются, по-видимому, в значительной мере результатом формирования рассматриваемой островной дуги в зоне взаимодействия (в раме) трех литосферных блоков — Багамского, Юкатанского и Карибского (см. рис. 52), имеющих разную мощность, внутреннее строение и природу земной коры, расположенных и взаимодействующих на разных уровнях и испытывающих различные латеральные перемещения и внутренние деформации.

Рассмотрим с этой точки зрения некоторые данные о тектонике других районов Мексикано-Карибской области (см. рис. 52).

### 3.3. БАГАМСКАЯ ПЛАТФОРМА

Поднятие архипелага Багамских островов и мелководных карбонатных банок, изрезанное глубочайшими (до -4,8 км) каньонами, в литературе известно как Багамская платформа. На севере и северо-западе оно сочленяется с подводным плато Блэйка и Южно-Флоридской платформой, составляя с ними одну из крупнейших в мире карбонатных провинций. На востоке Багамская платформа крутым уступом обрывается к абиссальным глубинам Атлантического океана. В этом отношении она является морфологически аномальным участком континентальной окраины востока Северной Америки: здесь нет хорошо развитой последовательности "континентальный шельф — склон — поднятие".

Прямых данных о структуре Багамской платформы мало, а известные геологические и геофизические данные интерпретируются весьма неоднозначно и противоречиво.

Самые большие разногласия существуют относительно природы основания платформы (континентальное оно или океаническое?) и относительно возраста и происхождения каньонов, расчленяющих платформу. Ниже приводятся некоторые важнейшие выводы Г.Т. Мулинса и Г.В. Линтса, заимствованные из их специальной работы [Mullins, Lynts, 1977], которая представляет интересный пример решения вопросов региональной геологии на основе новой глобальной тектоники, а именно, путем анализа определенных участков Африки, Северной и Южной Америки, в узле бывшего смыкания которых находилась Багамская платформа.

1. Платформа имеет дотриасовое континентальное основание, бывшее частью Африки. На ранних стадиях континентального рифтогенеза (в позднем триасе) она была повсеместно интродуцирована мантийным материалом и теперь в целом характеризуется промежуточными значениями плотности, скорости сейсмических волн ( $V_p = 7,2$  км/с) и мощности (10–20 км).

2. В пределах островов и мелководных банок на основании залегает мощная (до 7–10 км) толща мелководных карбонатных пород, возраст которых охватывает интервал с юры до настоящего времени.

3. В пределах глубоких Багамских проливов основание перекрыто сравнительно маломощной (менее 1 км) толщей поздне триасовых континентальных аркозовых обломочных пород, на которых залегают юрская (возможно,  $T_3-J_1$ ) соль<sup>1</sup> и богатые органикой сланцы мощностью до 1–2 км. Остальная часть разреза (3–6 км) – глубоководные карбонаты и биокластические турбидитные породы ( $J_1-Q$ ). По характеру осадочного покрова Старый Багамский пролив, отделяющий платформу от Кубы и Гаити, вероятно, относится к Багамским глубоководным проливам.

4. Пролиты-каньоны возникли в позднем триасе как грабены в центре единого обширного сводообразного поднятия ранее сомкнутых континентов Африки, Северной и Южной Америк. В процессе дальнейшего длительного регионального опускания Багамской континентальной окраины значительно более интенсивное накопление мелководных карбонатных осадков над выступами фундамента по сравнению с замедленным накоплением пелагических и отчасти гравитационных осадков в глубоких проливах привело к формированию своеобразного внутреннего рельефа платформы.

5. Крутой и весьма протяженный, почти прямолинейный уступ восточного края Багамской платформы представляет собой, вероятно, тектоническую границу, вдоль которой произошло значительное правостороннее смещение и отделение платформы от Африки. Этим объясняется морфологическая аномалия этой континентальной окраины, которая развивается как окраина секущего типа.

6. Под воздействием относительного движения Карибской плиты в мелу и палеогене в северо-восточном направлении Багамская платформа развернулась приблизительно на  $25^\circ$  к северо-востоку (против часовой стрелки).

Последний вывод хотелось бы особенно подчеркнуть, так как из него следует, что структуры Кубы и Гаити, через посредство которых оказывалось это воздействие, находились и продолжают находиться в условиях сжатия. В таких же условиях развивается, очевидно, и прогиб Старого Багамского пролива. По данным сейсмоакустики и сейсмологии он определяется как северная тектоническая граница Карибской области, как линия сопряжения (juxtaposition) Багамской платформы и Больших Антил, вдоль которой предполагается конвергенция и зарождение больших левосторонних сдвигов ([Mullins, Lynts, 1977], со ссылкой на Ричардсона и др.).

Разворот Багамской платформы сопровождался некоторым ее изгибом: Г.Т. Мулинс и Г.В. Линтс (со ссылкой на П. Ропера) допускают, очевидно, пластическую деформацию плит или, во всяком случае, их полуостровных и островных сегментов. Это позволяет предположить, что серия поперечных глубоких проливов, разделяющих Багамские банки, представляет собой зоны растяжений, вызванных таким изги-

<sup>1</sup> Эта соль может быть источником диапировых структур в Старом Багамском проливе и в каньоне Эксума.

бом. Этому хорошо соответствует также бóльшая раздробленность юго-восточной части Багамской платформы, отражающая, очевидно, региональное соотношение взаимодействующих блоков (Багам и Антил).

Один из таких проливов (он разделяет северо-западные и юго-восточные Багамы) как бы продолжает прогиб Кауто—Нипе Восточной Кубы, отделяясь от него Старым Багамским проливом (см. рис. 52). Учитывая это, Г.Т. Муллинс и Г.В. Линтс считают, что на этом участке в пределы Багамской платформы продолжался разлом Кауто — крупный левосторонний сдвиг, который, по данным К.М. Худолея и А.А. Мейерхоффа [Khudoley, Meyerhoff, 1971], был активным в меловое время. Исходя из приведенной выше характеристики неотектонической структуры Восточной Кубы, добавим, что эта тектоническая зона (прогиб Кауто—Нипе), которая на новейшем этапе не исчерпывается сдвигом, но имеет более сложную природу, вероятно, остается транзитной и в позднем кайнозое, проявляясь и в теле Багамской платформы.

#### 3.4. ОСТРОВ ГАИТИ

Гаити — второй по величине, наиболее высоко поднятый и наиболее дифференцированный остров в системе Больших Антильских островов — отличается сложными очертаниями неотектонической природы. В целом его можно оконтурить некоторой фигурой в виде неправильного параллелограмма, длинная диагональ которого вытянута с запада на восток более чем на 600 км, а ширина достигает 275 км.

Преобладающая часть острова характеризуется горным рельефом. Высокие (до 3 км и более) горные цепи и разделяющие их долины и впадины вытянуты вдоль острова в общем в запад-северо-западном—восток-юго-восточном направлении; только массив Хотте (юго-западный полуостров) и восточная часть острова характеризуются широтными простираниями.

Остров Гаити интересен тем, что в нем сходятся и взаимодействуют три главнейшие структурные оси региона: цепь Больших Антильских островов в общем запад-северо-западного направления, Никарагуанский преимущественно подводный свод запад-юго-западного простирания и подводный хребет Беата юго-юго-западного направления. Указанные подводные структуры разделяют глубоководные впадины желоба Кайман, Колумбийской и Венесуэльской котловин Карибского моря.

Геологическая летопись и структура острова изучены плохо, особенно для горных его частей и территории востока Доминиканской Республики. Однако имеющихся сведений достаточно, чтобы сделать выводы о чертах сходства и отличиях их от структур Кубы.

Остановимся вначале на главных элементах неотектонической структуры Гаити, которые определяют основные формы орогидрографии и очертания острова. Прежде всего отметим один из крупных и имеющих важное значение поперечных элементов региональной структуры — так называемый линеамент хребта Беата (в дальнейшем — линеамент Беата). Продолженная в пределы острова линия этого хребта разделяет две его существенно различные части.

Восточная часть острова имеет сравнительно небольшую ширину (около 100 км), характеризуется широтным простиранием неотектонических структур и незначительной, хотя и весьма ярко проявленной их дифференциацией. Главными элементами этой структуры являются невысокие, до 350—750 м, поднятия п-ова Самана и Восточной Кордильеры, разделяющая их впадина залива Самана и прибрежная наземная ступень на юге. Батиметрия пологого подводного склона, обращенного к желобу Муэртос, дает основание предполагать развитие в его пределах еще двух сопряженных зон — впадины Санто-Доминго и поднятия Саона-Мона.

Остальная часть острова (его центральный и западный секторы) имеет ширину более 250 км и отличается запад-северо-западными и северо-западными простираниями образующих его структур и резко дифференцированным высокогорным рельефом. Осью этой части, да и всего острова в целом, является зона Центральной Кордильеры,

западная часть которой носит название Северного Массива (Massif du Nord). Это наиболее широкая (до 50–60 км) и наиболее высоко поднятая зона, в центральной части которой высоты превышают 3000 м и в эрозионном срезе которой на поверхность выведены древнейшие комплексы метаморфических и интрузивных пород.

Восток Доминиканской Республики с его Восточной Кордильерой является, очевидно, продолжением Центральной Кордильеры в неотектонической структуре. Сопрягаясь в полосе линеамента Беата, они разделены зоной Главного Испаньольского разлома, который здесь имеет аномальное северо-северо-западное простирание. Французский геолог Ж.-М. Вила (Vila J.-M.)<sup>1</sup> отметил, что на этом аномальном участке зоны разлома распространены микститы эоценового возраста (с олистостромами и т.д.), которые генетически были связаны с формированием покровов и отлагались перед их фронтом. Неотектоническая активность этой зоны, которая, предполагается, была досреднеальбской (?) зоной Беньофа<sup>2</sup>, доказывается контактом по ней конгломератов олигоцена с меловыми формациями [Bowin, 1975].

Северный выступ острова представляет собой еще одну линейную зону поднятий. Это Северная Кордильера (Cordillere Septentrional), в пределах которой древние, мезозойско-раннекайнозойские комплексы подняты более чем на 1000 м. Она характеризуется заметной асимметрией: хорошо развиты сводовая часть и северное крыло, а южное короткое крыло ограничено крутым прямолинейным разломом. Аналогичную морфологию имеет о-в Торту, являющийся, вероятно, западным звеном рассматриваемой зоны, отторженным от нее тектоническими и абразионными процессами. На востоке к этой же зоне принадлежит п-ов Самана, несколько смещенный и развернутый до широтного простирания в зоне линеамента Беата.

Северная и Центральная Кордильеры разделены весьма протяженной прямолинейной впадиной Сибао, которая представляет собой зону активного новейшего опускания и осадконакопления. Ее северная граница (с Северной Кордильерой) очень прямолинейна, что не оставляет сомнений в ее разрывной природе. Это подтверждается в ряде мест прямыми наблюдениями и косвенными фактами. К. Бовин [Bowin, 1975] отмечает, что очень мощные толщи плейстоцена аккумуляровались во впадине Сибао одновременно с поднятием Северной Кордильеры, которое было вертикальной компонентой надвигания, сопровождавшего сдвиговое смещение по разлому Септентриональ (вдоль северной границы впадины). Амплитуда этой компоненты оценивается примерно в 6 км.

Южная граница впадины Сибао имеет менее четкие формы, более размыта, изломана. Однако на некоторых участках она также является разрывной. Так, например, субширотный разрыв, который проходит вдоль южного края впадины залива Самана и отделяет горизонтально залегающие миоценовые известняки от мощной толщи плиоцена, выполняющей впадину, также является, по-видимому, сдвигом со значительной вертикальной компонентой [Bowin, 1975].

К югу от Центральной Кордильеры, на южном крыле горного сооружения в целом, развито несколько менее широких и морфологически менее цельных зон поднятий и внутригорных долинообразных впадин. Это высокоподнятая впадина Центральной Плато (Сан-Хуан), цепь левокулисно сопряженных поднятий Артибоните и одноименная впадина, зона поднятий Сьерра-де-Нейба, впадина Энрикильо и, наконец, зона поднятий Хотте–Селле-Бахоруко, самая южная, сложно построенная и отличающаяся общим субширотным простиранием. Все эти зоны на востоке резко оборваны линеamentом Беата, которому здесь соответствует прямолинейный крутой подводный склон п-ова Ба-рахона.

Отметим еще две крупнейшие структурные единицы, активно развивающиеся в течение неотектонического этапа в пределах смежных глубоководных впадин с корой океа-

<sup>1</sup> Доклад в Институте геологии и палеонтологии Академии наук Кубы 21 декабря 1983 г.

<sup>2</sup> В ней сопряжены метаморфизованные вулканиты океанического и островодужного типов и на поверхность выведены серпентинизированные перидотиты.

нического типа. На севере это желоб Пуэрто-Рико с глубинами более 5—7 км, на юге — желоб Муэртос с глубинами до 5—5,6 км. Эти желоба как таковые прерываются или по крайней мере нарушаются линеаментом Беата и далее на запад прослеживаются в значительно редуцированном виде: первый прямо переходит в прогиб Старого Багамского пролива, второй же резко и, по существу, полностью ограничен восточным экскарпом хребта Беата и п-ова Барахона. На севере Колумбийской котловины, т.е. западнее линеамента Беата, морфологически сходного аналога желобу Муэртос нет, хотя можно предполагать, что здесь ему соответствует субширотная цепь неправильных и относительно неглубоких (до 2—3 км) понижений морского дна, которая разделяет зону поднятий Хотте—Селле-Бахоруко и кулисно расположенное относительно нее поднятие о-ва Ямайка.

Более определенным структурным продолжением желоба Муэртос является, с нашей точки зрения, впадина Энрикильо. Вдоль линеамента Беата она несколько смещена к северу относительно батиметрической оси желоба, а на западе через заливы Ганае (южный) и Святого Марка открывается во впадину желоба Кайман. Указанная ситуация хорошо обозначена в гравитационных аномалиях [Bowin, 1975].

Французские исследователи [Mascle et al., 1979], изучавшие структурную эволюцию восточной и южной окраин Карибского региона, также предполагали, что желоб Муэртос продолжается через о-в Гаити, но включили в эту зону более широкую полосу — от впадины Энрикильо на юге до Центрального Плато и впадины Сан-Хуан на севере, т.е. до южного основания Центральной Кордильеры. При этом они исходили из факта наличия в этой полосе пород океанического типа. В отношении связи последних с глубокими расколами коры, которые можно предполагать в пределах острова как некоторое продолжение желоба, эта точка зрения кажется справедливой, хотя в структурном плане она не является такой очевидной. Можно предположить, что здесь мы встречаемся с некоторой дисгармонией развития верхнекоревой орогенной структуры относительно более глубинных слоев коры и верхней мантии.

По данным, приведенным в специальной сводке по геологии о-ва Гаити [Bowin, 1975], которые использованы нами в основном при дальнейшей характеристике острова, наиболее древними здесь являются метаморфические породы раннемелового или домелового возраста. Они образуют диагональный пояс в Центральной Кордильере и представлены метаморфизованными мафическими вулканитами океанического типа (зеленые сланцы формации Дуарте) и фемическими вулканитами островодужного типа (кварцевые кератофиры, кератофиры и андезито-дациты формаций Маймон и Амина). Эти разности разделены разломной зоной, вдоль которой выходят серпентинизированные перидотиты.

Вдоль северного побережья острова, в зоне Северной Кордильеры, обнажены гнейсы, амфиболиты, глаукофановые сланцы, эклогиты, слюдястые мраморы, а также перидотиты, возраст которых определен только как дотретичный.

К верхам нижнего мела отнесены базальты и более кислые лавы, кератофиры, андезиты, дациты, переслаивающиеся с мелководными морскими отложениями. В верхнем мелу также преобладали вулканические, но преимущественно субаэральные породы, представленные в основном пирокластическими разностями (туфами); местами известняки, сланцы.

В маастрихте и в раннетретичное время кое-где еще продолжали накапливаться пирокластиты, но все большее значение и распространение приобретали обломочные породы и известняки.

Интрузивный магматизм на Гаити развивался также в мелу и раннем кайнозое: известны горнблендиты, авгитовые нориты и серпентинизированные перидотиты до-среднеальбского возраста, тоналитовые (кварц-диоритовые) плутоны позднего мела и эоцена, а также позднеэоценовые гипабиссальные штоки пироксенитов, диоритов, гранодиоритов, базальтов, диабазов и габбро.

В позднем эоцене вулканизм перестал быть значительным источником осадков и практически прекратился, отражая затухание активности литосферного пододвигания

под Гаити и Пуэрто-Рико. Это соответствует крупным изменениям в тектонике всех Больших Антилл. На востоке Гаити и Пуэрто-Рико запад-северо-западное направление структур, характерное до этого момента, потеряло свое значение. Главным стало широтное направление, связанное, вероятно, с активным развитием сопряженных глубоководных желобов Пуэрто-Рико и Муэртос. В центральной и западной частях Гаити таких больших изменений в простирающихся структурах не отмечается: запад-северо-западные направления по-прежнему преобладают. Разделом между этими частями, существенно различными по неотектонической структуре, является линейament Беата. И все же в отличие от Кубы о-в Гаити характеризуется более значительным проявлением новейшего (позднекайнозойского) магматизма: имеются сведения о нахождении на территории Республики Гаити миоценовых базальтов и нескольких выходов лимбургитов, рогово-обманковых авгитов, андезитовых порфиритов и нефелиновых базальтов, излияния которых произошли, вероятно, в плейстоцене. Это связано, возможно, с иным положением Гаити в общей системе Антильских островов, с меньшей удаленностью ее от зон активного позднекайнозойского магматизма.

На карте, представленной К. Бовином [Bowin, 1975], выходы плейстоценовых вулканитов показаны в центральной, наиболее приподнятой и пережатой части долины Сан-Хуан, между наиболее высокими массивами Центральной Кордильеры и Сьерра-де-Нейбы, т.е. на главном поперечном водоразделе острова, а также в гряде Матэ, в месте излома простирающихся структур от субширотного в Сьерра-де-Нейбе до северо-западного в гряде Матэ. По-видимому, можно предполагать также, что этот вулканизм характеризует отмеченную выше структурную связь внутригорных впадин юга Гаити с глубоководным желобом Муэртос, с глубокими расколами коры, отражающими развитие желоба.

Как уже отмечалось, для осадконакопления на Гаити характерно последовательное увеличение роли обломочных пород вверх по разрезу. Они стали очень широко распространенными в третичное время. Большие их мощности накопились в межгорных долинах-впадинах, свидетельствуя об активных деформациях типично орогенного типа. Оси складок, закартированных в верхнетретичных осадочных породах центральной части Гаити, указывают, что эта часть острова с конца эоцена до плейстоцена, по крайней мере, подвергалась сжатию, ориентированному в направлении северо-восток—юго-запад.

Наиболее хорошо датированные несогласия в центральной части территории Доминиканской Республики приходятся на поздний кампан—средний маастрихт, поздний эоцен и олигоцен. К северу от Центральной Кордильеры позднемиоценовые—эоценовые отложения перекрыты с угловым несогласием олигоценовыми и миоценовыми, а главное несогласие, датированное здесь очень точно, разделяет верхи среднего эоцена и самые верхи верхнего эоцена. Можно видеть, что этот тектонический рубеж и на Кубе и на Гаити проявился одинаково ярко, разделив принципиально разные отрезки геологической истории, характеризующиеся разным стилем деформаций.

К. Бовин приводит данные и предположения о том, что в позднем эоцене и в олигоцене район Пуэрто-Плата (самый северный выступ острова) отличался повышенным положением по сравнению с соседними территориями и находился выше уровня моря [Bowin, 1975]. Мы отмечаем этот факт, чтобы подчеркнуть длительность развития поперечного поднятия — водораздела Гаити, к которому принадлежит указанный район. Это поднятие южнее непосредственно продолжается подводным хребтом Беата и, можно предполагать, генетически с ним связано.

Разрез средне-позднекайнозойских отложений Гаити несколько отличается от кубинских большим развитием терригенных пород, большим их разнообразием и большими мощностями (табл. 7), что в целом отражает значительно большую интенсивность и дифференцированность новейших движений на Гаити, создавших расчлененный высокогорный рельеф. В связи с этим отметим, например, что в долине-впадине Сибато мощность отложений плиоцена, не до конца еще вскрытых скважиной, превышает 3600 м (причем это у г. Сантьяго-де-лос-Кабальерос, т.е. в полосе упомянутого выше попереч-

Таблица 7  
Обобщенная характеристика разреза новейших отложений о-ва Гаити  
[Bowin, 1975]

Возраст		Республика Гаити	Доминиканская Республика	
Плейстоцен		Рифовые известняки побережий и аллювий речных долин		
Плиоцен		Гравелиты, песчаники, известняки (100–250 м)	Формация Мао (долина Сибao) – глины, песчаники, сланцы, конгломераты, известняки (более 3600 м)	Формация Лас-Матас – глины, песчаники, конгломераты
				Формация Виа – глины, песчаники, конгломераты
Миоцен	средний и верхний	Песчаники, глины, известняки, лигниты, гипс, базальты	Конгломераты, сланцы, песчаники, известняки, мергели	Формация Табера – глины, песчаники, известняки, базальные конгломераты
	нижний			
Олигоцен		Известняки		
Верхний эоцен			Формация Луперон – известняки, сланцы, базальные конгломераты (около 1000 м)	

ного поднятия острова), а во впадине Энрикильо мощность плиоцена превышает, по данным бурения, 2400 м (и четвертичный покров составляет 900 м) [Bowin, 1975]. Указанные величины по крайней мере на порядок превышают мощности соответствующих отложений на Кубе.

Распространение четвертичных отложений в долине Сибao, как указывает К. Бовин, позволяет считать, что значительное погружение в центральной и западной ее частях прекратилось и, возможно, происходит общее поднятие этого бассейна. Есть основания предполагать, что это является следствием активизации уже упоминавшегося поперечного поднятия острова. То же относится и к впадине Энрикильо. Наличие плейстоценовых коралловых рифов по краям одноименного озера указывает, что оно было открыто к морю, но впоследствии изолировано от него общим и локальными поперечными поднятиями (некоторые из них подтверждены данными бурения). Следует, однако, отметить, что в пределах этой отрицательной структурной зоны поперечное поднятие оказалось значительно слабее, чем на севере острова (в том числе в долине Сибao). Показателями этого являются очень низменный характер дна всей впадины и положение озера ниже уровня моря.

Имеется еще одно важное, вероятно, различие рассматриваемых отрицательных зон –

Сибоа и Энрикильо. Границы первой с обрамляющими поднятиями, как указывалось выше, имеют на значительном протяжении взбросо-сдвиговый характер (*oblique-slip faults* по К. Бовину). Границы второй представляются иными: они непрямолинейны, изломаны и извилисты; не исключено, что на многих участках они имеют разрывную природу, а на востоке, возможно, еще смещены поперечными разрывами, параллельными линеamentу Беата.

Приведем некоторые дополнительные данные и предположения о формах проявления неотектонических движений, заимствованные из обзора К. Бовина. Линейная топография Северной Кордильеры, прямолинейность одноименного разлома (по южному краю), прямой контакт между четвертичным аллювием и верхнетретичными осадками в ряде мест в долине Сибоа и прямолинейность уступов подводных склонов вдоль севера Гаити позволяют предполагать, что в этой области активны сдвиговые смещения вдоль разрывов субширотного и запад-северо-западного простирания. Один из них предполагается по линии между о-вом Торту и северо-западным п-овом Гаити с продолжением в западной части долины Сибоа, где он, по-видимому, срезает зону более древнего Главного Испаньольского разлома, простирающегося в северо-западном направлении. Ж.-М. Вила имеет другое мнение: согласно ему, линия разлома Торту (левостороннего сдвига) продолжается на юго-восток вдоль Центральной Кордильеры, соответствуя, очевидно, Главному Испаньольскому разлому. Вдоль Северной Кордильеры, внутри ее и вдоль южного подножия он также отметил серию продольных сдвигов.

К. Бовин предполагает, что сдвиги северной части острова и примыкающих подводных структур не древнее плиоцена и относятся к категории разломов с косым смещением (*oblique-slip faults*). В данной региональной ситуации они должны быть определены как взбросо-сдвиги. Такое позднее начало сдвиговых движений, по мнению указанного автора, могло бы объяснить, почему простирание повышенных аномалий Буге в северной части острова сечет структурные единицы, которые включают породы миоценового возраста<sup>1</sup>. Направленное на юго-запад, т.е. тоже косое, пододвигание Атлантической плиты под восточную часть Гаити, предполагаемое П. Молнар и Л. Сайксом [Molnar, Sykes, 1969] и Д. Брейси и П. Фогтом [Bracey, Vogt, 1970], может также развиваться с плиоцена до современности.

На крайнем юго-западе Гаити северное крыло поднятия Хотте расчленено весьма протяженным субширотным сдвигом. По данным Ж.-М. Вила, движения по нему также имели левосторонний характер. На восточной оконечности острова в северном крыле разлома развита вся последовательность новейших отложений (от верхов эоцена до голоцена), падающих на север, к проливу Ганаве (южному). Осевая зона поднятия сложена более древними породами, для которых характерны покровная тектоника и развитие микститов (примеры этого демонстрировались для восточной части массива Хотте).

На юге центральной части острова (на побережье п-ова Барахона) Ж.-М. Вила отметил развитие ряда, по-видимому, активных разломов, с различной ориентировкой штриховки на поверхностях сместителей — молодой, вертикальной и более древней, горизонтальной. Из наблюдений этого автора во впадине Энрикильо стоит отметить надвижение третичных осадочных пород со стороны Сьерра-де-Нейбы на юг, к впадине, и связанное с этим сдвигание разреза эоцена. Такие же надвиги, но с осадками миоцена в лежащем крыле, отмечены севернее, в долине Сан-Хуан. Свидетельства тангенциальной тектоники для района Сьерра-де-Окоа (восточнее долины Сан-Хуан) приведены в работе Ж.-М. Вила с соавторами [Bourgeois et al., 1979].

Приводя другие примеры неотектонических складок и разрывов, развитых на юге Гаити, К. Бовин отмечает также проявление здесь диапиризма, связанного с гипсоносно-глинистыми отложениями плиоцена.

<sup>1</sup> Таким образом, как и на востоке Кубы, в пределах Гаити в миоцене — начале плиоцена произошли, вероятно, некоторые тектонические перестройки.

Общий рисунок геологической карты западной части Гаити наталкивает на предположение о несогласии структурных планов олигоцен-неогеновых бассейнов и более древних формаций: неотектонические структуры, имея в целом ориентировку ближе к широтной и накладываясь на более древние структуры северо-западного простирания, распадаются на кулисы. В ряде мест это хорошо проявлено и в особенностях топографии. Например, это кулисный ряд поднятий, образующих зону Артибонито, или горная система Хотте—Селлс-Бахоруко. Не исключено, что о-в Гонаве, расположенный к северу от нее, в древней структуре был продолжением соответствующих образований Сьерра-де-Бахоруко.

О структуре желоба Муэртос можно судить по данным сейсмоакустического зондирования, которые показывают, что структура его внутреннего (приостровного) склона подобна структуре внутреннего склона Тихоокеанского желоба [Ladd, Watkins, 1978]. И хотя на Гаити нет вулканизма, здесь также происходит активное надвигание острова в сторону Венесуэльской котловины (и океаническая кора может быть прослежена под осадочным клином на десятки километров от оси желоба в сторону острова). На сеймопрофилях распознаются наклоненные в сторону острова площадки отражения (плоскости разломов).

Что же касается желоба Пуэрто-Рико, то аналогичные данные о его структуре и динамике развития подтверждаются анализом сейсмичности [Molnar, Sykes, 1969; Bracey, Vogt, 1970; и др.].

Многочисленные конкретные геологические разрезы разных частей Гаити, приведенные в обзоре К. Бовина [Bowin, 1975], вместе с указанными выше данными со всей очевидностью свидетельствуют об активных складчатых и разрывных деформациях, которые сопровождали новейший орогенез на острове, и о том, что этот орогенез проходил в условиях преобладающего горизонтального сжатия.

Линеамент Беата в целом проявлен как флексурно-разрывная зона с относительно опущенным восточным крылом и возможными сдвиговыми смещениями. Геоморфологические особенности позволяют предполагать, что в южной части острова и в Центральной Кордильере эти смещения были правосторонними, а в северной части — левосторонними. В таком случае в западном крыле должна преобладать тенденция сжатия по направлению юго-запад—северо-восток, а в восточном крыле — тенденция растяжения или, скорее всего, менее интенсивного сжатия в том же направлении. Это, как мы видим, отвечает отмеченным выше общим различиям неотектонической и орографической структуры восточной и западной частей острова. Это отвечает также представлениям о трансформном характере линеамента — разлома Беата.

Несколько неожиданной является слабая сейсмичность Гаити. Большинство эпицентров землетрясений находится за пределами острова, в море. Максимальная сейсмическая активность отмечается восточнее линеамента Беата, т.е. в районе восточной части острова, сопряженной с глубоководными желобами Пуэрто-Рико и Муэртос. Только здесь отмечены очаги на промежуточных глубинах (70—150 км). Несколько более глубоких землетрясений произошло и вблизи юго-восточной оконечности острова.

В пределах остальной части острова известны лишь единичные землетрясения с  $M=4,6-5,5$  и глубинами очагов 0—70 км. Это кажется странным, потому что именно здесь произошли наиболее значительные и наиболее дифференцированные во всей цепи Антильских островов неотектонические поднятия и есть основания считать, что активные деформации продолжают до сих пор.

По этому поводу можно предполагать, что слабая сейсмичность Гаити (как, впрочем, и Кубы) объясняется тем, что в настоящее время здесь происходят в основном вертикальные движения, восстанавливающие нарушенное гравитационное равновесие. Они не приводят к накоплению значительных напряжений в коре, как это происходит при движениях типа надвигов, сдвигов и послонных срывов. Последние установлены или предполагаются лишь в восточной части острова и вне его (например, модели пододвигания Атлантической плиты под восточную часть Гаити [Molnar, Sykes, 1969; Bracey, Vogt, 1970]). В этом отношении еще раз обращает на себя внимание

линеament Беата. К. Бовин допускает возможность того, что этот линеament разделяет два различных блока коры, находящиеся в условиях сжатия: область к западу от него деформирована складками, разломами и поднятиями, тогда как восточная часть испытывает принципиально иные деформации – поддвиг карибской коры с юга и (возможно, в более позднее время) поддвиг части Атлантической плиты с севера, на что указывает анализ механизмов очагов землетрясений. Поперечное положение линеамента Беата относительно других структур острова позволяет К.Бовину поддержать мнение об этом линеamente как о трансформном разломе. Заслуживает внимания также факт, что обрамленная глубоководными желобами континентальная призма, которую представляют восточная часть о-ва Гаити и о-в Пуэрто-Рико и которая, казалось бы, должна испытывать особенно энергичное воздымание (выталкивание) в результате пододвигания под нее океанических плит, оказывается значительно менее поднятой, чем остальная часть Гаити, где такие условия отсутствуют или, во всяком случае, менее выражены.

Остается предположить, что особенно значительные поднятия в пределах западной и центральной частей острова Гаити генетически связаны, по крайней мере отчасти, с нахождением в узле пересечения Больших Антилл с гигантской структурой Никарагуанского свода. Аналогичное положение занимает, как уже отмечалось выше, горная система Сьерра-Маэстра–Баракоа, которая вместе с подводным хребтом Кайман представляется краевой частью этого свода, оторгнутой от него раскрывающейся щелью Кайманова глубоководного желоба и левосторонним сдвигом вдоль него. Если это так, то желоба Кайман и Пуэрто-Рико могут быть весьма различными образованиями: первый является вторично-океанической структурой растяжения со сдвигом, а второй – океанической впадиной субдукционного типа.

### 3.5. ОСТРОВ ПУЭРТО-РИКО

Остров Пуэрто-Рико является прямым структурным продолжением Гаити, а точнее – его восточного полуострова. Это, по существу, единый недифференцированный широтный свод. В осевой части его на поверхность выведены вулканогенные, интрузивные и осадочные сложностроенные породы нижнего мела – эоцена. На северном и южном крыльях свода они с угловым и азимутальным несогласием перекрыты олигоцен-миоценовыми и более молодыми осадочными морскими, прибрежными и континентальными отложениями, суммарная мощность которых достигает 1200–1800 м [Молгое, 1980]. Наиболее значительное несогласие отмечено в среднем миоцене.

В. Монро в своей сводке по верхнетретичным формациям Пуэрто-Рико [Молгое, 1980] отмечает, что, хотя эти формации на северном и южном крыльях свода Пуэрто-Рико имеют приблизительно один и тот же возраст, ни литологическая характеристика, ни фауна не позволяет установить их точную корреляцию. На основании этого он считает, что в олигоцене не было близкой связи соответствующих морских бассейнов. Если это так, то следует далее предполагать, что оторжение о-ва Пуэрто-Рико от о-ва Гаити и образование широкого пролива Мона произошли сравнительно недавно и связаны, возможно, с развитием поперечных тектонических деформаций, может быть, крупных структур растяжения субмеридионального простирания.

Неотектоническая структура свода Пуэрто-Рико характеризуется асимметрией. Осевая зона свода с поднятиями, превышающими 1000 м, несколько смещена в южную часть острова. По данным того же В. Монро, наклон верхнетретичных слоев на северном крыле свода изменяется от 5–8° близ древнего ядра до почти горизонтального у побережья. Эта гомоклиналь нарушена небольшими антиклинальными и синклинальными изгибами, разрывов очень мало, большинство из них имеет вертикальное смещение с амплитудой не более 30 м. На южном крыле наклон слоев составляет обычно 10–30°, простирание их более изменчиво, слои нарушены многочисленными разрывами типа нормальных сбросов с амплитудами вертикального смещения до нескольких сот метров. Граница с древними комплексами ядра обычно тектоническая.

Сравнивая Пуэрто-Рико с восточным полуостровом Гаити, отметим, что асимметрия их имеет противоположную направленность: там поднятие Восточной Кордильеры резко смещено на север. Причину этого различия можно предполагать в разном соотношении этих структур со смежными глубокоководными желобами. О-в Пуэрто-Рико на севере сопряжен с желобом, который открыт к Атлантическому океану и дно которого опущено ниже 8000 м; на юге опускания достигают 5000–6000 м. Восток Гаити на севере сопряжен уже не с желобом, а с его непосредственным продолжением – прогибом Старого Багамского пролива, отделенным от океанического бассейна выступом Багамской платформы и погруженным до глубины 4000–5000 м. Параметры же южного обрамления не изменились – это тот же желоб (с глубиной 4000–5000 м), открытый к Венесуэльской котловине с океанической корой.

В связи со сказанным представляется, что положение поперечного опускания Мона, разделяющего острова Гаити и Пуэрто-Рико, вполне закономерно; опускание, несомненно имеет тектоническую глубинную природу.

### 3.6. ДРУГИЕ РАЙОНЫ КАРИБСКОГО БАССЕЙНА

Подводный хребет Кайман, отмеченный несколькими островами и мелкоководными банками, непосредственно продолжает на запад горную систему Сьерра-Маэстра Восточной Кубы. Он сложен обломочно-вулканогенными и карбонатными породами, залегающими на относительно толстой (около 20 км) коре, которая может быть и континентальной и океанической [Case, Holcombe, 1980]. Этот хребет в целом претерпел значительное послезоценовое опускание, связанное, очевидно, с развитием глубокоководных прогибов Юкатанской впадины и желоба Кайман, которые им разделяются. Структура хребта известна плохо. Более или менее уверенно можно предполагать широкое развитие вдоль краевых зон хребта продольных разломов и флексур, особенно вдоль южного края.

Никарагуанское подводное поднятие является непосредственным подводным продолжением в северо-восточном направлении одноименного выступа Центральной Америки. Северная половина последнего (Гондурас) сложена метаморфическими и изверженными породами допенсильванского (допозднекарбонového) возраста, в различной степени переработанными мезозойскими и кайнозойскими деформациями. Эта половина относится к ядру Центральной Америки и имеет континентальную кору мощностью 25–45 км [Case, Holcombe, 1980]. Южная половина выступа (в основном это территория Никарагуа) – область мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов и широкого развития третичного вулканизма. Она характеризуется корой переходного типа и значительными складчато-блоковыми и разрывными деформациями.

Северный склон и центральная часть Никарагуанского подводного поднятия считаются платформенной областью<sup>1</sup>. Они сложены мощной (1–4 км) толщей карбонатов с прослоями обломочных пород (К–КЗ), нарушенной слабыми складчатыми деформациями и разрывами (блоками) северо-восточного (продольного) и северо-западного (поперечного) простираний. Мощность коры составляет 25–30 км.

Широкое южное крыло поднятия, выделяющееся в виде самостоятельной ступени морского дна с промежуточными глубинами, сверху сложено пелагическими осадками (К<sub>2</sub>–Q) [Case, Holcombe, 1980]. По данным других авторов [Пушаровский, 1979; Левченко, 1979], эта часть поднятия продолжает кайнозойский вулканический пояс Центральной Америки. Мощность коры океанического (?) типа здесь оценивается в пределах 18–25 км. От глубокоководной Колумбийской котловины эта ступень отделена крупной флексурно-разрывной зоной, известной как эскарп Хесса.

Северо-восточным концом Никарагуанское поднятие, постепенно сужаясь (от 700 км

<sup>1</sup> По мнению В.Е. Хаина [1979], это продолжение докембрийского Центрально-Американского массива; В.А. Левченко [1979] относит эту область к эпигершинской платформе.

на западе до 500–350 км на востоке), косо выходит к системе Больших Антильских островов. Оно, очевидно, накладывается на эту систему, вызывая ее общую положительную деформацию (ундуляцию), с чем связаны, как мы уже отмечали выше, максимальные вертикальные амплитуды новейших деформаций на о-ве Гаити, а также на Ямайке (более 2000 м). Неотектоническая структура этой Антильской части Никарагуанского свода в целом очень своеобразна. Это система крупных субширотных и запад-северо-западного простираения положительных и отрицательных складок основания (вернее, их зон), образующих резко выраженный правосторонний кулисный ряд (зоны Ямайки, Хотте, Гонае, Атибоните, Центральной и Северной Кордильеры и их разделяющих отрицательных структур). Юго-западное континентальное продолжение Никарагуанского свода, напротив, характеризуется резким преобладанием новейших структурных направлений, согласных с общим (юго-западным) простираением свода.

Желоб Кайман, который разделяет одноименный хребет и Никарагуанское поднятие, характеризуется развитием в его пределах большого числа продольных и поперечных гребней и впадин. Кроме того, характеризуется он относительно тонкой корой океанического типа, мощность которой увеличивается от 6–8 км в центральной части, где предполагается наличие структур спрединга, до 14 и 17 км на северо-восточном и юго-западном флангах. Предполагается, что формирование желоба началось с эоцена, т.е. что он является неотектоническим образованием.

Особенностью структуры желоба является активное развитие в краевых его зонах систем продольных разрывов (взбросов или сбросов?) с общим левосторонним сдвиговым смещением, а также многочисленных поперечных и диагональных разрывов и других форм растяжения во внутренней зоне. Последние особенно интенсивны на участке желоба между 80 и 84° з. д., в середине которого предполагается ось спрединга, поперечная относительно желоба [Case, Holcombe, 1980].

Скорость сдвига оценивается в 0,5–2,0 см/год [Perfit, Heezen, 1978]. Структурным проявлением региональных сдвиговых деформаций в зоне желоба Кайман является указанный выше кулисный характер расположения молодых структур Ямайки и Гаити по одну сторону желоба и структур Сьерра-Маэстра–Баракоа по другую его сторону.

Исходя из резкой асимметрии желоба Кайман в его восточной половине (короткий, более прямолинейный и очень крутой северный борт и значительно более широкий и пологий южный борт), можно предполагать, что основные собственно сдвиговые смещения сосредоточены здесь вдоль северного кубинского края желоба и вдоль его батиметрической оси. В широкой (до 100 км) полосе желоба к югу от этой оси, почти до основания островного склона Ямайки и склона Никарагуанского поднятия в целом, распространены структуры растяжения – гребни, впадины, ступени и разрывы субмеридионального и северо-северо-восточного простираения. Они резко несогласны относительно субширотных и запад-северо-западных неотектонических зон Ямайки и Гаити, что дополнительно свидетельствует о формировании последних в условиях продольного смятия коры. Этому же соответствуют правосторонние ряды кулис, образованных этими зонами.

На восточном фланге южный борт желоба Кайман постепенно выклинивается, и желоб, по-видимому, переходит в серию сдвигов, выходящих частично в Старый Багамский пролив, а частично в пролив между о-вом Тортугуйя и северо-западным полуостровом Гаити, возможно, южнее последнего.

На западном фланге желоб Кайман в общих чертах построен аналогично восточной его части, но здесь его ось смещена к южному краю и сужение происходит за счет выклинивания северного борта. На континенте он продолжается системой крупных активных левосторонних сдвигов запад-юго-западного простираения (зоны Палачиа, Матагуа, Чамелекон), с подвижками по которым связаны некоторые известные сейсмические катастрофы.

В целом создается впечатление, что желоб Кайман представляет собой зияющий разрыв континентальной коры, происшедший в результате крупномасштабного левостороннего сдвига по изломанной поверхности.

Юкатанская платформа, ограничивающая с запада структуры Кубы, — это стабильный блок земной коры с метаморфизованными породами палеозойского или позднедокембрийского фундамента и мощным чехлом карбонатно-обломочных и эвапоритовых пород мезозоя и кайнозоя. Для нас особый интерес представляет ее восточный край и склон, примыкающий к глубоководной Юкатанской впадине. Топография морского дна и другие данные позволили наметить здесь целый ряд ориентированных с юго-запада на северо-восток уступов предположительно тектонического происхождения, обращенных и на запад и на восток [Case, Носомбе, 1980]. В их расположении, а также в расположении островов и впадин морского дна наблюдается хорошая корреляция, которая позволяет наметить две (положительную и отрицательную) очень протяженные линейные зоны, одна из которых является прямым продолжением крайней западной зоны поднятий Кубы — Сьерра-де-лос-Органос, а вторая — сопряженного с ней прогиба.

Таким образом, есть основание предполагать, что западный край Юкатанской платформы представляет собой пояс молодых деформаций, прямо продолжающих структуры Западной Кубы, вместе с ними обрамляющих Юкатанскую глубоководную впадину с корой вторично-океанического (по Ю.М. Пушаровскому [1979]) типа и, можно предполагать, генетически связанных с развитием этой впадины. Следует упомянуть также, что Г. Денго предполагал, что вдоль этого края платформы, помимо вертикальных, происходили и левосторонние перемещения, которые были обобщены в разлом Белице [Dengo, 1967]. К разломам этой системы относится и известный крупный левосторонний взброс-сдвиг Пинар-дель-Рио, разделяющий одноименную систему новейших поднятий и впадин Пласетас Западной Кубы.

Учитывая все вышесказанное, а также известные данные о системе линейных поднятий и впадин, развитой вдоль края Южно-Американского континента и примыкающей полосы котловины Карибского моря, о системе развитых вдоль этого края правосторонних сдвигов, о системе молодых вулканических дуг Малых Антильских островов, надвигаемых на океаническую кору Атлантики, отметим некоторые общие особенности неотектоники этого региона.

Неотектоническая структура Мексикано-Карибской области представляет собой комплекс блоков и зон с континентальной и вторично-океанической корой. В пределах первых преобладают условия субгоризонтального сжатия, продольного смятия и коробления коры с развитием крупных ее изгибов (складок основания), а также соразмерных с ними флексурно-разрывных линейных зон, сдвигов, взбросов и надвигов. Здесь формируется своеобразная структура орогенического типа. В целом этот процесс можно определить как островной орогенез: его формы близки к формам внутриконтинентальных орогенов, вулканизм отсутствует либо проявлен весьма ограниченно. Характерны протяженные прямолинейные формы и линейная нетектоническая зональность. Образование островных дуг не является обязательным, хотя в ряде случаев они формируются достаточно активно (Куба, Багамская платформа). Во всяком случае, рассматриваемые структуры резко отличаются от Малоантильской вулканической островной дуги, представляющей иную, островодужную тектоническую категорию.

Следует отметить также, что на фоне структур сжатия в таких областях развиваются в ряде мест наложенные процессы противоположной направленности, процессы тектонического разрушения (деструкции) орогена. Их проявлением выступают, с нашей точки зрения, система прогибов Кауто—Нипе на востоке Кубы (особенно изометричные мульды в ее восточной части — впадины Куэто, Нипе, Банес) и такие своеобразные для орогенов сжатия формы, как впадины Гуантанамо и Сантьяго-де-Куба, кольцевые структуры Майяри-Арриба и Тоа. В их пределах "гранитно-метаморфический" слой коры редуцирован, а ее мощность в целом значительно уменьшена. В пределах Гаити аналогичными образованиями могут быть впадины Энрикильо и залива Гонаве, впадина Самана. Зияющим разрывом континентальной коры является, вероятно, поперечная депрессия пролива Мона, разделяющая Гаити и Пуэрто-Рико, а также поперечные впадины проливов Майагуана, Кайкос и других на востоке Багамской дуги.

Весьма своеобразными активными элементами неотектоники Мексикано-Карибского региона являются глубоководные впадины с корой океанического типа. Мы полностью разделяем вывод Ю.М. Пушаровского [1979] о вторично-океанической природе Юкатанской впадины. Ее раскрытие и расширение под влиянием подъема крупных масс подкорового вещества в значительной мере предопределили формирование дугообразной структуры о-ва Куба и восточного края п-ова Юкатан. С развитием этой впадины непосредственно связано формирование прогиба Кауто—Нипе, наложенного на континентальные структуры востока Кубы.

Несколько иную, но также вторично-океаническую природу имеет очень протяженная (более 1600 км) и сравнительно узкая (до 150 км) впадина желоба Кайман. Она сформировалась в зоне крупнейшего регионального левостороннего глубинного сдвига, который привел к разрыву континентальной коры, формированию структур растяжения и подъему глубинного вещества. Это грандиозная зияющая щель, рассекающая северное крыло крупного свода некогда, по-видимому, единого блока континентальной коры, объединявшего Никарагуанский выступ Центральной Америки и его подводное продолжение с системами хребтов Кайман, юго-восточной Кубы, Ямайки, Гаити и Пуэрто-Рико. По имеющимся в литературе оценкам, величина сдвигового смещения достигает 200 км. Указанные выше сдвиги в пределах Центрально-Американского континента, непосредственно продолжающие желоб Кайман, как и другие структурные особенности этой области, такого смещения не дают. Необходимо допускать, что такое значительное восток-северо-восточное смещение континентальных структур Ямайки и Гаити относительно Кубы и хребта Кайман должно компенсироваться не только и не столько в Центральной Америке, возможно растяжение и на подводном Никарагуанском своде. Геоморфологические особенности морского дна в пределах последнего подтверждают это и позволяют наметить здесь целый ряд характерных поперечных грабенообразных впадин (северо-западного и субмеридионального простирания), которые по своему положению существенно отличаются как от впадин Гаити—Ямайки, так и от основных впадин Гондураса и Никарагуа. Впрочем, Г. Денго [Dengo, 1967] отмечает, что и здесь достаточно широко развиты молодые субмеридиональные нормальные сбросы и грабены (Ипала, Улуа, Комягуа и др.).

Этим же, по-видимому, объясняется и общее значительное погружение (отрицательная ундуляция) обширной части Никарагуанского свода юго-западнее Ямайки. Можно предполагать, что здесь идет достаточно активный процесс раздробления и разрушения континентальной коры, агрессия глубоководных впадин.

Латеральное смещение восточной части системы Больших Антильских островов в восток-северо-восточном направлении и соответствующее воздействие на Багамскую платформу привели к деформации последней — короблению и некоторому дугообразному изгибу, о котором уже писалось выше. Прогиб Старого Багамского пролива, имеющий северо-западное простирание, в этих условиях должен интерпретироваться как структура сжатия с возможными левосторонними сдвигами. Естественно, что при достаточно резком отклонении простирания этой отрицательной формы до широтного и даже восток-северо-восточного в желобе Пуэрто-Рико ее морфология (глубина, ширина и т.д.) снова резко изменяется, что позволяет считать этот желоб образованием, генетически сходным с желобом Кайман.

## ПАМИРО-ГИМАЛАЙСКАЯ ОБЛАСТЬ ДИСГАРМОНИЧНОГО СКУЧИВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

### 4.1. НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Высочайшая в мире горная система Гималаев, Каракорума и Памира образована тектоническими зонами, прежде разобщенными и разнообразными по геологической истории. Они были совмещены в процессе сближения литосферных масс Индостана и Евразии, замкнувшего океанический бассейн Тетис. Его крупнейшей сутурой является зона Инда, где в результате сближения мел-эоценовые толщи оказались смятыми и надвинутыми на Тибетские Гималаи. С замыканием Тетиса связаны начальные стадии шарьяжеобразования, метаморфизма и гранитообразования Гималаев, о чем свидетельствует палеогеновый, а иногда даже меловой возраст некоторых метаморфических и плутонических образований [Ажгирей, 1977]. Возможно, тогда же произошло отслоение и сдваивание гранитно-метаморфического слоя Юго-Западного Памира [Тектоническая..., 1980] и формирование лежачих складок Центрального Памира, закрывших сутуру на северном краю Тетиса [Руженцев, 1971]. В той или иной форме подобное скупивание верхнекоровых масс могло тогда же начаться и в Тибете [Гансер, 1967]. Олигоцен-миоценовые конгломераты, несогласно перекрывающие смятые мел-эоценовые толщи зоны Инда [Tewate, 1964], отмечают окончание этой стадии тектогенеза.

Дальнейшая, собственно неотектоническая эволюция Памиро-Гималайского региона происходила в условиях сформированной и частично скупенной континентальной коры. Новейший этап ознаменовался ускорявшимся со временем воздыманием территории [Гансер, 1967] и дугообразным в плане изгибом структур, повторяющим угловатую форму северного края Индийской платформы и известным под названием Пенджабского синтаксиса [Wadia, 1931, рис. 1].

Современным структурным обрамлением синтаксиса является система активных разломов (рис. 54). Она начинается на юго-западе, в районе г. Карачи, кулисным рядом субмеридиональных нарушений, продолжающих, вероятно, зону разломов Оуэн Индийского океана. Северный разлом ряда, Чаманский, протягивается к северу на 1000 км и сменяется Дарваз-Алайской зоной молодых нарушений, которая сначала в меридиональном направлении, а затем в северо-восточном ограничивает структуры Памира. И Чаманский и Дарваз-Алайский разломы характеризуются позднечетвертными лесосдвиговыми перемещениями, продолжающимися в историческое время [Трифонов, 1983]. Их скорость достигает на северо-восточном отрезке Дарваз-Алайской зоны 1–2 см/год. Еще северо-восточнее, на южном борту Алайской долины, зона становится почти широтной и в отличие от предыдущих участков характеризуется взбросовыми и надвиговыми смещениями. На востоке она сочленяется со сложной построенной зоной Памиро-Каракорумского разлома юго-восточного простирания. Признаки его позднечетвертной активности отчетливо проявлены на космических снимках, но направление молодых смещений можно определить далеко не повсеместно. На северо-западе зоны, в долине р. Маркансу, оно предположительно уста-

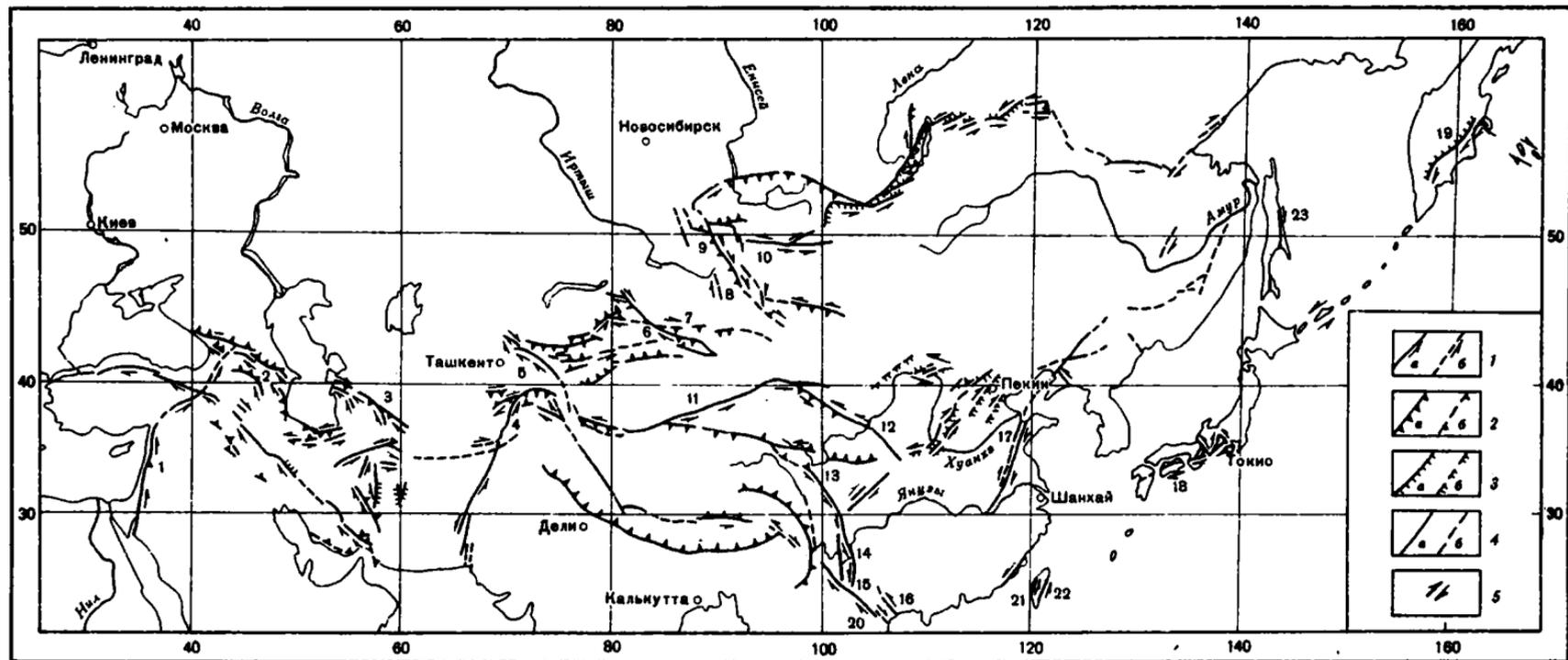


Рис. 54. Разломы Азии между 20 и 60° с.ш., активные в голоцене. Составил В.Г. Трифонов по опубликованным данным К.Р. Аллена, М. Берберяна, Н.У. Веллмана, Дин Гуй-ю, А.И. Кожурина, К.Г. Леви, Н.В. Лукиной, В.И. Макарова, А.А. Никонова, Н.Н. Павони, К. Хузита, С.И. Шермана, С.С. Шульца (мл.) и по личным наблюдениям

1—4 — активные разломы (а — достоверные, б — предполагаемые): 1 — сдвиги, 2 — надвиги и взбросы, 3 — сбросы, 4 — с невыясненным направлением смещений; 5 — зоны сдвиговых деформаций

Цифры — активные разломы: 1 — Левантский, 2 — Кобыстанский, 3 — Главный Копетдагский, 4 — Дарваз-Алайский, 5 — Таласо-Ферганский, 6 — Джунгарский, 7 — Северо-Тяньшаньский, 8 — Эргайский, 9 — Кобдинский, 10 — Хангайский, 11 — Алтайтагский, 12 — Наньюшанский, 13 — Ксяншуй, 14 — реки Зему, 15 — Ксяочан, 16 — Каобанг-Лангшон, 17 — Таилу, 18 — Срединная линия Японии, 19 — Восточный фас Центральной Камчатской депрессии, 20 — Красной реки, 21 — Западно-Тайваньский, 22 — Восточно-Тайваньский, 23 — Восточно-Сахалинский

навливается как правый взбросо-сдвиг. Такие же позднеплейстоценовые смещения выявлены по оперяющему зону Карасуйскому разлому.

Все перечисленные молодые смещения согласно указывают на продолжающееся относительное движение Индостано-Памира к северу, на его сближение с более северными районами Евразии, приводящее к субмеридиональному сжатию территории. Иначе говоря, динамическая обстановка и направление относительного движения горных масс в начале неотектонического этапа и на его современной стадии в общем совпадают. Но их структурные проявления в течение последних 30 млн лет существенно изменились.

На ранней стадии новейшего этапа, в конце эоцена — олигоцене, области наиболее интенсивных деформаций и смещений тяготели к зоне Инда. В Центральном Каракоруме [Дезио, 1977] складчатость и надвигание, вероятно, синхронны последней, миоценовой, стадии метаморфизма, непосредственно предшествовавшей становлению осевого батолита (8,6 млн лет назад, Rb-Sr метод). На Юго-Восточном Памире начало неотектонической активизации отмечено внедрением 17–12 млн лет назад щелочных пород Сарыкольского хребта [Дмитриев и др., 1964]. Движения происходили в две фазы: в первую сформировались сжатые складки и надвиги, а во вторую — правые сдвиги северо-западного простирания и надвиги, сопряженные с ними [Руженцев, 1968]. Тогда же, вероятно, подверглись повторному метаморфизму метаморфические толщи Юго-Западного Памира (32,9 млн лет назад, K-Ar метод [Швольман, 1977]).

В Центральном Памире после образования лежащих складок имел место метаморфизм музкольского комплекса, а затем сформировалась общая покровная структура [Руженцев, 1968]. Возраст метаморфизма определяется временем становления синхронных ему метасоматических и палингенных плутонов субщелочных гранитоидов — 36–14 млн лет [Швольман, 1977], что согласуется с отсутствием гальки метаморфизованных пород в палеогеновых конгломератах [Пейве и др., 1964].

О возрасте наиболее интенсивных горизонтальных перемещений в Северном Памире можно судить по времени развития Дарваз-Каракульского разлома, вдоль южного отрезка которого с конца миоцена до эоплейстоцена формировался глубокий прогиб, заполнявшийся обломочным материалом [Ачилов, 1976]. Но если этот южный отрезок наследуется Дарваз-Алайской зоной молодых нарушений, продолжающей развиваться до сих пор, то на северо-востоке зона отклоняется от Дарваз-Каракульского разлома и проходит севернее. Здесь разлом не деформирует пересекающие его крупные речные долины ранне-среднеплейстоценового заложения; активным становится расположенный севернее восточный отрезок Дарваз-Алайской зоны, вдоль которого наряду с молодыми разрывными смещениями имеют место четвертичные складчатые деформации [Трифонов, 1983].

Таким образом, намечается последовательное (с юга на север) омоложение наиболее интенсивных новейших горизонтальных движений. В зоне Инда они относятся к концу эоцена — олигоцену, непосредственно продолжая подвижки эпохи замыкания Тетиса. На обширных пространствах Каракорума, Южного и Центрального Памира широко проявился миоценовый тектогенез, сопровождавшийся метаморфизмом и формированием гранитных плутонов. Позднее горизонтальные движения здесь заметно ослабели, но продолжались малоамплитудными среднетчетвертичными надвигами в долине р. Бартанг и небольшими позднечетвертичными правыми смещениями вдоль Карасуйского и некоторых других разрывов Юго-Восточного Памира. В Северном Памире наиболее интенсивное надвигание приходится, вероятно, на поздний миоцен — эоплейстоцен, а на южном борту Алайской долины — на четвертичное время. В итоге новейшую структуру региона можно представить как серию тектонических пластин, последовательно — с юга на север — надвигавшихся одна на другую (при этом поверхности надвигов наклонены как на юг, так и, реже, на север) и вызывавших наиболее интенсивные деформации перед фронтом надвигания той или иной эпохи. В соответствии с такой миграцией фронта деформаций последовательно наращивались к северу и зоны сдвигов, ограничивавших область надвигания с запада и северо-востока [Трифонов, 1983].

В Гималаях в новейшее время сформировалась серия тектонических покровов и надвигов, в целом погружающихся на север. 18–9 млн лет назад эта область испытала метаморфизм и гранитизацию, которые отчасти замаскировали ранее возникшие складки и тектонические контакты [Гансер, 1967]. Но движения продолжались и позднее, до плиоцена включительно по Главному центральному надвигу, а по границам отдельных покровов Низких Гималаев даже до плейстоцена. В конце плиоцена – среднем плейстоцене формируются складки Субгималаев и одновременно происходит надвигание по Главному пограничному разлому. Можно считать, что оно продолжалось и позднее (поскольку в современной структуре Низкие Гималаи местами перекрывают складки сивалика Субгималаев). Таким образом, в Гималаях обнаруживается та же тенденция неотектонического развития, но по направлению движения противоположная памирской: область наиболее интенсивных горизонтальных перемещений последовательно мигрирует к югу, т.е. опять же к краю орогена.

Итак, выявленные тенденции неотектонического развития Памиро-Гималайского региона указывают на то, что наиболее молодые и, стало быть, хорошо сохранившиеся элементы новейшей структуры представлены на его северном и южном краях. Рассмотрим их особенности на примере северного края – Внешней зоны Памира, иначе называемой зоной сочленения Памира и Тянь-Шаня.

#### 4.2. НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ

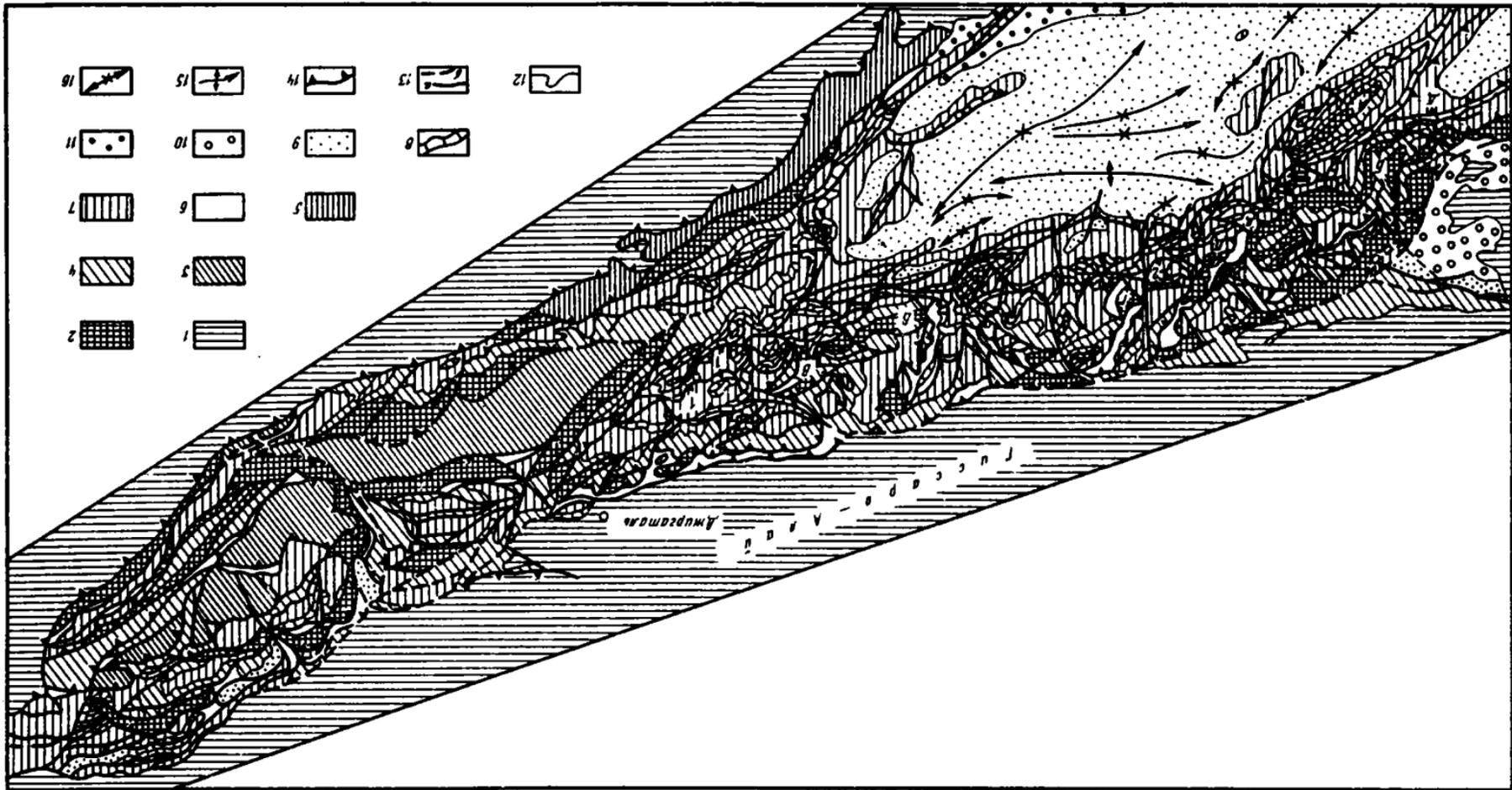
Северная граница зоны проходит по северному, правому борту долины рек Вахш–Сурхоб–Кызылсу, южная – вдоль тектонического контакта палеозойских образований Северного Памира и мезозойско-кайнозойских отложений хребтов Петра Первого и Заалайского, т.е. вдоль так называемого Северо-Памирского, или Дарваз-Каракульского, разлома. Она частично совпадает с южными бортами долин рек Хингоу, Муксу, Маркансу. Западная и восточная границы зоны находятся примерно на меридианах 70 и 74° в.д.

##### 4.2.1. СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ПОКРОВА И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

Мезозойско-кайнозойский чехол зоны сочленения залегает на относительно жестком фундаменте из преимущественно палеозойских образований [Гзовский и др., 1958; Губин, 1960; Захаров, 1962; Степанов, 1979]. В чехле километровые толщи нижнемеловых и неогеновых красноцветных терригенных пород образуют два жестких (компетентных) комплекса, которые разделяются пластичным комплексом лагунно-морских и карбонатно-глинистых отложений верхнего мела – палеогена и подстилаются близкими по составу юрскими толщами (рис. 55, см. вкл.). В них чередуются слои разной пластичности – глины, аргиллиты, песчаники, известняки, повторяя в другом масштабе чередование жестких и пластичных слоев во всей толще мезозойско-кайнозойских отложений (рис. 56). В разных по мощности пластах известняков и песчаников разного возраста изучались морфологические особенности складок и разрывов [Скобелев, 1977, рис. 5]. В результате было установлено, что форма складок усложняется с увеличением продолжительности деформации, испытываемой слоями (складки в более молодых отложениях имеют и более простую форму). Установлен эволюционный ряд от простых цилиндрических складок к сложным изоклиналильным складкам и складко-покровам [Скобелев, 1977].

Модели структур, наблюдаемые в отдельных пластах, аналогичны по морфологии более крупным структурам, образованным литостратиграфическими комплексами: нижнемеловым, верхнемеловым–палеогеновым и олигоцен-миоценовым (рис. 57).

Установленное наблюдениями подобие структур разных размеров в близких по компетентности или пластичности слоях и толщах подтверждается при изучении геометрии структур и структурных рисунков на разномасштабных космических



снимках [Геологическое..., 1978; Космическая..., 1983]. Например, наглядно сходство очертаний антиклинали—хребта Васмикух и Даштигурской складки; сложного структурного рисунка восточной части хребта Петра Первого со складкой нижнемеловых песчаников — Луихарвинской антиклиналью; структурного рисунка западной части Заалайского хребта со строением Нуранчской синклинали и ряда других структур.

Подобие структур в разных по возрасту и мощности комплексах отложений приводит к выводу о стадийности разноранговых деформаций. Иначе, деформации, возникающие по мере накопления осадков в отдельных пластах некомпетентных пород, вызывают деформацию компетентных слоев, сначала отдельных и небольших по мощности. По мере возрастания веса вышележащих толщ нарастают скорости тектонического течения на границах слоев с разной пластичностью [Лукиянов, 1980]. Жесткие (компетентные) слои служат рамой, которой ограничивается течение пластичных пород, но по мере возрастания разности скоростей деформации они растаскиваются, будинируются и сами включаются ксенолитами в состав пластичной толщи. Происходит гомогенизация среды, и нарастает мощность однородно деформируемых толщ. Вместо отдельных слоев деформируются целые комплексы отложений, например верхнемеловой и юрский (см. рис. 55, 56). В конечном итоге деформациями охватывается вся осадочная толща. Активное движение Памира к северу вызывает запрокидывание, вергентность, развивающихся складок, которые, после того как действие силы тяжести превысит сжатие и дальнейшее сокращение пластов по горизонтали станет невозможным, приобретают дивергентное строение.

Альпинотипная складчатая структура хребтов Петра Первого и Заалайского по своей сложности неоднородна. Первоначально возникшие простые складки в процессе развития трансформировались в веерные, пережатые веерные, реже грибовидные складки и, наконец, в тектонические покровы, почти не перемещенные от своих корней. Разрывные нарушения тесно связаны со складчатой структурой, и многие из них развиваются как близкие к напластованию срывы.

Значительное упрощение форм складок в олигоцен-миоценовых отложениях следует расценивать не столько как результат изменения тектонического режима, сколько как следствие меньшей продолжительности действия тектонических сил и соответственно меньшей величины тектонических деформаций; меловые и палеогеновые отложения претерпевают более сложные деформации, чем миоценовые и тем более плиоцен-четвертичные.

Рис. 56. Структурно-тектоническая схема западной части зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня. М-5 1:1000 000. Составил С.Ф. Скобелев

1 — "гранитно-метаморфический слой" на сводах Северного Памира и Гиссаро-Алая — протерозойско-палеозойские породы, образующие жесткое обрамление зоны сочленения; 2 — нижний молассовый комплекс компетентных пород — красноцветные песчаники, гравелиты, алевролиты неоккома-альба; 3, 4 — переходный по компетентности комплекс пород, способных к хрупким и пластичным деформациям, — красноцветные и сероцветные песчаники, гравелиты, разделенные слоями глинистых сланцев: 3 — динамометаморфизованные до зеленых сланцев, 4 — неметаморфизованные отложения альбского яруса; 5—8 — комплексы с преобладанием пластичных пород — глинистых сланцев, карбонатных пород, образующих структуры пластического течения или истечения: 5 — однородно дислоцированная глинисто-карбонатная толща сланцев юры с тектоническими "линзами выжимания" песчаников, гравелитов, андезитов, 6 — "гипсовый меланж" — милонитизированные и огипсованные песчаники, карбонатные породы, глинистые сланцы, гипсы и соли, 7 — сеноман-нижнесенонские глины и глинистые сланцы со слоями мергелей, известняков, мелкозернистых песчаников, 8 — компетентный слой рифогенных известняков кампан-маастрихта — маркирующий горизонт деформаций; 9—11 — верхний молассовый комплекс компетентных пород: 9 — нижняя, красноцветная толща в основном тонкой молассы — алевролиты, песчаники, в меньшей степени — гравелиты и конгломераты олигоцена—миоцена (массагетская серия, больджуанская и хингоуская свиты), 10, 11 — сероцветные комплексы грубой молассы (миоцен—плиоцен) Предгиссаро-Алайского (10) и Северо-Памирского (11) прогибов; 12 — границы комплексов; 13 — разрывные нарушения: достоверные (а) и предполагаемые (б); 14 — надвиги и послонные срывы; 15 — оси антиклиналей; 16 — оси синклиналей

Буквами и цифрами обозначены антиклинали: А — Даштигурская, Б — Яфучская, В — Луихарвинская, Г — Пошмянская; Д — Нуранчская синклинали; 1 — покров без перемещения урочища Алаксурок, 2 — Зугбедский постэрозионный покров

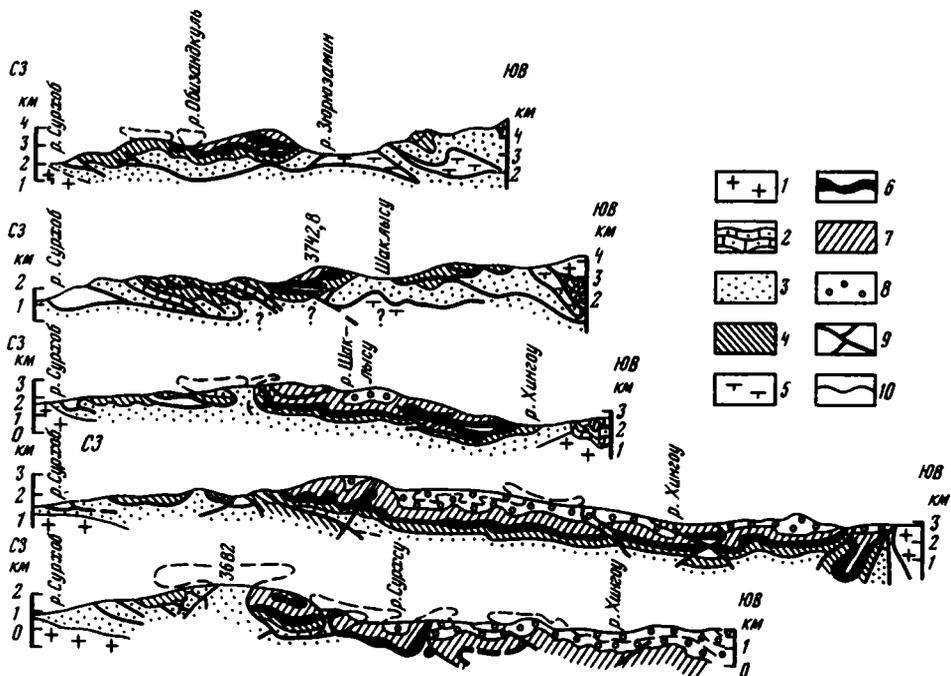


Рис. 57. Геологические профили через хребт Петра Первого

1 — палеозойское обрамление — комплекс пород Южного Тянь-Шаня и Северного Памира; 2 — юрский пластичный комплекс; 3 — нижняя жесткая толща — нижнемеловые отложения; 4—6 — пластичная толща: 4 — верхнемеловые карбонатно-глинистые отложения, 5 — метаморфизованные альбсеномайские глины, известняки, песчаники, 6 — верхнесенонские известняки и палеоцен-олигоценые преимущественно карбонатно-глинистые отложения; 7 — верхняя жесткая толща — конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты большджуанской, хингоуской и каранакской свит; 8 — гипсы; 9 — разрывные нарушения; 10 — геологические границы

Геологическая структура хребтов Петра Первого и Заалайского характеризуется ярусностью распределения деформаций разной сложности. Относительно небольшие грибовидные складки в нижнемеловых отложениях формируются структурно выше, чем более простые по морфологии, но большие по величине коробчато-грибовидные складки. Вероятно, еще больше изменена структура на границе жесткого фундамента и осадочного чехла, где наиболее вероятно преобразование складок в линзовидные чешуи.

В восточной части хребта Петра Первого от р. Вайзирак и в западной части Заалайского хребта до р. Гулома вскрываются пестрые — зеленые, серые, черные, красные — толщи пород, которые образуют ядро Сорбулакской антиклинали и были выделены в так называемую сорбулакскую свиту [Губин, 1960]. Все они пронизаны жилами кварца и кальцита с сульфидной минерализацией. Известняки мраморизованы, глинистые породы изменены до слюдистых сланцев. Песчаники окварцованы, рассланцованы и в них раздавлены зерна, отчего они приобретают облик порфиритоидов или жильных вулканогенных пород. Последовательность изменения цветовой гаммы слоев и реликты менее измененных пород позволяют проследить исходный состав этой толщи и сопоставить ее с песчано-карбонатно-глинистой апт-альбской толщей, слагающей тектонические чешуи в непосредственной близости. Ограниченные круто падающими навстречу друг другу разрывами, вторично измененные породы образуют тектонические линзы на северном борту плато Тупчак и ряд тектонических чешуй среди почти неизменных пород в водораздельной части хребта к югу от плато, где они перекрываются неизменными песчаниками апта, слагающими пики высотой более 4000 м. В такой же последовательности они слагают пятитысячники водораздела запад-

ного окончания Заалайского хребта, с которого шарьяжными пластинами спускаются к северу почти до борта Ляхшской впадины, раздавливая и подминая под себя расположенные гипсометрически ниже и деформированные в простые складки (синклинали и антиклинали) породы нижнего мела – палеогена (см. рис. 55, 56).

Поскольку неизменные осадочные породы апт-сеномана залегают гипсометрически выше и перекрывают на пиках водоразделов хребтов Петра Первого и Заалайского хлорит-серицитовые и окварцованные толщи, относимые к сорбулакской свите, то можно предположить, что севернее плато Тупчак структура хребта Петра Первого представляет собой гигантский оторванный от своих корней постэрозионный покров [Гогель, 1969], в тылу которого обнажены более глубокие пластины. При государственной геологической съемке, проводившейся здесь в начале 50-х годов, было обнаружено, что в Джиргатальском районе нижнемеловые породы северного склона хребта Петра Первого принадлежат к более южной, Преддарвазской зоне, что хорошо согласуется с нашими выводами.

На более низком гипсометрическом уровне чешуи Вахшского надвига, прорезанные здесь долиной р. Муксу [Губин, 1940, 1960], представляют собой (снизу вверх по склону) двоенную и раздавленную, положенную на антиклинальный гребень из нижнемеловых песчаников синклиналь с ядром из сланцев и известняков сеноман-турона, на которую надвинута часть ядра более южной антиклинали – пластина нижнемеловых песчаников. Такое соотношение структур можно оценить как проявление максимального сжатия при сближении сводов Памира и Тянь-Шаня, вызвавшего достаточно высокую степень дислокационного метаморфизма пород и дислокационную гомогенизацию чехла.

Можно предположить вслед за многими исследователями что изменение стиля дислокаций вкрест простирания структур хребта Петра Первого, сосредоточенное вдоль южного края его водораздела [Гзовский и др., 1958; Губин, 1960; Гушенко, Степанов, 1973], связано со скучиванием погребенного фундамента вдоль Петровской ступени. Последняя, по-видимому, состоит из серии разделенных впадинами уступов погребенного предмезозойского рельефа (рис. 58), над которыми происходят наиболее интенсивные дислокации мезозойско-кайнозойских толщ, слагающих хребет Петра Первого. К востоку от Таджикабада она приближается к поверхности, проявляясь в вышеописанной зоне дислокационного метаморфизма, и восточнее, в Заалайском хребте, продолжается, возможно, перед фронтом Северного Памира, перекрытая сорванными с него покровами.

Структурное положение гипсовых тел в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня определяется тем, что они всегда не только ограничены, но и приурочены к зонам тектонических контактов разных по механическим свойствам толщ. Изменчивы их положение в структуре, возраст окружающих пород (от нижнемеловых до палеогеновых) и происхождение – от осадочного, эвапоритового, до метасоматического замещения известняков и мергелей гипсами, часто в результате меланжирования верхнемеловых–палеогеновых отложений [Скобелев, 1977]. Гипсовые тела рассредоточены по всему объему мезозойско-кайнозойских образований, за исключением новейшей молассы, и они способствуют тектоническому течению горных пород на всех уровнях структуры осадочного чехла и усиливают его.

Как правило, диапироподобные тела милонитизированных и огипсованных карбонатно-глинистых толщ верхнего мела – палеогена приурочены к надвигам или взбросам, по которым антиклинальное ядро – поднятие надвигается на смежную синклиналь – впадину. Такова в общем генеральном плане вся структура северных склонов Петро-Заалайского поднятия, надвигающаяся к северу на передовой прогиб Тянь-Шаня [Губин, 1940, 1960; Гушенко, Степанов, 1973; Наливкин, 1926; Скобелев, 1977; Степанов, 1979].

В целом структура северных и южных склонов Петро-Заалайского поднятия может быть охарактеризована как структура истечения [Гогель, 1969] с типичными для нее преимущественно запрокинутыми складками, лежащими складко-надвигами и

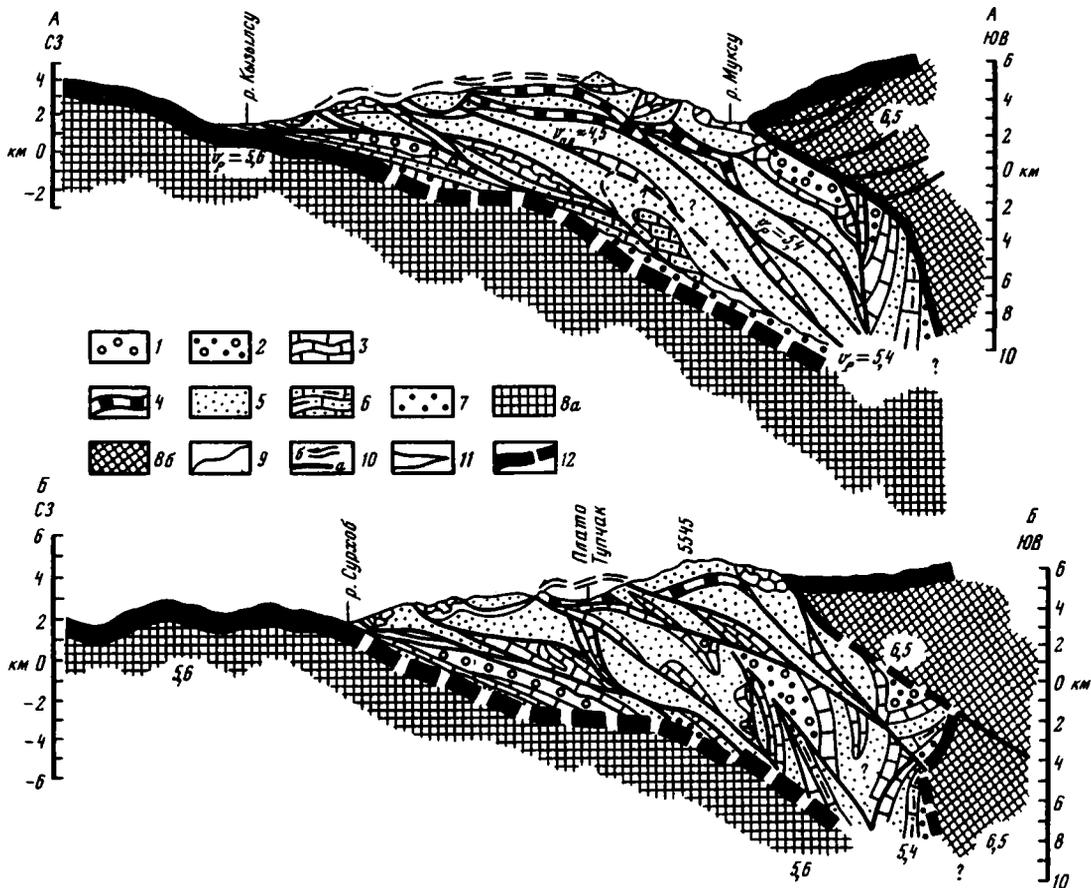


Рис. 58. Схематизированные геологические разрезы через зону сочленения Памира и Тянь-Шаня (соотношение структур). Положение профилей А-А и Б-Б см. на рис. 55

1, 2 – комплексы новейшей молассы: 1 – верхний, сероцветный (N–Q), 2 – нижний, красноцветный (P<sub>3</sub>–N<sub>1</sub>), массагетская серия, больджуанская и хингоуская свиты; 3 – верхний пластичный комплекс, глинисто-карбонатные толщи верхнего мела – палеогена, песчано-сланцевые толщи альб-сеномана; 4 – альб-сеноманские отложения, метаморфизованные до зеленых сланцев; 5 – алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты неокома; 6 – нижний пластичный комплекс, карбонатно-глинистая толща юры с прослоями песчаников и линзами андезитов; 7 – пермские конгломераты, туфы, песчаники; 8 – преимущественно палеозойские отложения Южного Тянь-Шаня (а) и Северного Памира (б); 9 – геологические границы; 10 – разрывные нарушения (а) и направление перемещения постэрозионных покровов (б); 11 – "типсовый меланж"; 12 – предполагаемое положение поверхности фундамента

складко-покровами. В верхних горизонтах осадочного чехла широко представлены проявления дисгармоничной складчатости, постэрозионные покровы первого и второго рода, а также покровы без перемещения.

Структура зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня неоднородна по простиранию. Наиболее сложные формы, развитие которых сопровождалось зеленосланцевым метаморфизмом осадочных толщ, расположены в вершине Памирской дуги – в восточной части хребта Петра Первого и в западной части Заалайского хребта (см. рис. 56, 58). На восток и на запад от вершины дуги интенсивность дислокаций ослабевает. Это указывает на максимальное сжатие пород в вершине дуги, что при наличии упора со стороны кристаллических масс Тянь-Шаня создает предпосылки для движения осадочных толщ в стороны от области наибольшего сжатия, в частности в хребте Петра Первого – в западном направлении. Оно проявляется здесь в

последовательном перекрытии с запада на восток одних цепей — систем складок и покровов — другими, первоначально располагающимися южнее [Скобелев, 1977]. При движении горных масс на запад происходило обтекание краевых выступов Тянь-Шаня, вызывавшее искривление осей складок. Таково, вероятно, происхождение коленообразного изгиба простираемых структур в самой западной части хребта Петра Первого и в смежной части Вахшского хребта.

Процесс течения осадочных толщ хребта Петра Первого к западу и соответственно их правосдвиговое перемещение относительно Тянь-Шаня продолжают до сих пор. Об этом свидетельствуют правосдвиговые смещения по отдельным позднечетвертичным разрывам и общее расположение этих разрывов в виде правого кулисного ряда, простирающегося вдоль северного склона хребта [Трифонов, 1976, 1983]. Геодезические наблюдения [Кучай и др., 1981], по существу, подтверждают такое направление современного движения, показывая относительное смещение к западу и раздвигание реперов на хребтах Петра Первого и Вахшском.

#### 4.2.2. ДЕФОРМАЦИИ, ВЫРАЖЕННЫЕ В РЕЛЬЕФЕ

Показателями интенсивности деформаций, выраженных в рельефе, служат: относительные превышения, достигающие в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня 4 км; глубина эрозионного вреза, которая в среднем составляет около 500 м, а местами достигает 2 км; положение сохранившихся фрагментов разновозрастных поверхностей выравнивания и/или "исходного уровня денудации" [Марков, 1947]. В зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня оно определяется залеганием верхнеолигоценовых сумсарских и шурьсайских слоев, еще морских, но уже красноцветных, которые широко развиты в Таджикской депрессии и сохранились на юго-западных склонах хребта Петра Первого. Здесь они дислоцированы и в зависимости от положения в структуре подняты до 4 км в водораздельной части хребта или погребены под 1,5-километровой толщей более молодых отложений в долине р. Хингоу.

Из-за ограниченного распространения "исходного уровня денудации" для реконструкции новейших (N-Q) тектонических движений использовались разновозрастные поверхности выравнивания, объединяемые в региональные уровни, общие для Памира, Тянь-Шаня и зоны их сочленения, которые коррелировались с синхронными отложениями и уровнями в Таджикской депрессии и других впадинах. Наиболее полное представление о структуре дают реконструкции поверхности выравнивания, коррелятивной с массагетскими отложениями (P<sub>3</sub>-N) на Заалайском хребте [Леонов, 1961; Сапов, 1969], и (лучше сохранившейся) широко развитой на большей части хребта Петра Первого древнечетвертичной поверхности [Кучай, 1977, 1981; Чедия, 1971, 1972; Четвертичная..., 1979], которая на своде хребта поднята на высоту более 3 км, а во впадинах долины р. Сурхоб опущена почти на такую же глубину и нарушена многочисленными разрывами.

Реконструкция условного положения древнечетвертичной (вахшской) поверхности выравнивания очерчивает обширный свод, разделяющийся на западе на две ветви [Кучай, 1983, см. рис. 43, 71, 73]. Амплитуду вертикальных смещений в пределах свода характеризует, например, сопоставление днища плато Тупчак, перекрытого ранне- и среднеплейстоценовыми моренами [Чедия, 1971, 1972], с разновозрастной поверхностью выравнивания перевала Кафтар-Гузар и соседних вершин, поднятых относительно днища плато более чем на 500 м. Протяженные фрагменты древнечетвертичной поверхности образуют пологие складчатые изгибы. Такой же аркообразный изгиб, аппроксимирующий альпийские складчатые деформации мел-палеогеновых отложений, имеет и среднеплейстоценовая поверхность выравнивания на западе хребта Петра Первого [Захаров, 1969]. В других частях Петро-Заалайского поднятия складчатые изгибы поверхностей выравнивания также (чаще всего) значительно меньше изгибов складок мел-палеогеновых отложений и проще по общим очертаниям.

При анализе структур на аэрокосмических изображениях выявляется сходство очертаний орогенной структуры, проявленной в рельефе или деформациях новейшей молассы, с простыми структурными формами в компетентных жестких пластах и толщах — известняках кампан-палеоцена, нижнемеловых песчаниках и т.п. Деформации поверхностей выравнивания сопоставимы со структурой наиболее молодых молассовых образований, например полизакской свиты плиоцена [Скобелев, 1977; Геологическое ..., 1978]. Раннеплейстоценовые уровни сохранились только в водораздельной части (высота 3600 м и более), где они моделируют верхнее, лежащее крыло складки<sup>1</sup> и почти не изогнуты, а большинство останцов молодых поверхностей выравнивания, террасирующих северные склоны Петро-Заалайского поднятия, оказываются несколько запрокинутыми к югу по сравнению с позднеплейстоценовыми останцами эрозионных и аккумулятивных террас.

Такое соотношение древних и молодых поверхностей выравнивания вероятно при сохранности первичных уклонов средне- и раннеплейстоценовых уровней в процессе поступательного вертикального движения свода поднятия, т.е. при росте свода поднятия в результате выжимания его сближением "жестких" массивов Тянь-Шаня и Памира. О значительном росте отдельных складок в Петро-Заалайском поднятии в процессе деформаций всего чехла на орогенном этапе свидетельствуют и аномальные рисунки гидросети, расчленяющей его склоны [Костенко, 1972]. Так, реки Руноу, Даран-Мазар, Шве и некоторые другие, расположенные по фронту надвигающегося на прогиб поднятия, на большем своем протяжении текут к северо-востоку, навстречу течению Вахша—Сурхоба—Кызылсу. Их долины имеют здесь уклон, обратный главному, так как в нижних частях своих долин эти реки круто изгибаются вокруг растущих складок — хребтов, раскрываясь в долину рек Сурхоб и Кызылсу. Но высокие позднеплейстоценовые террасы таких долин примыкают к одновозрастным террасам рек Сурхоб—Кызылсу под углом, продолжая прежнее направление (к северо-востоку) консеквентной долины.

Такое же консеквентное заложение и развитие, связанное с ростом складки поднятия, имеют реки Фаркикуш, Гундора, Рагноу на периферии Хингоуской впадины. Наиболее характерна из них долина р. Фаркикуш, огибающая юго-западный узел вершин хребта Петра Первого к севера и северо-востока (см. рис. 55) и пропиливающая на нижнем своем отрезке складки неогеновых красноцветных толщ.

Аналогичные или большие размеры имеют поднятия на южном краю Гиссаро-Алайского свода, которые очерчиваются долинами рек Ярхыч, Коксу (Алайская), и долины, отделяющие западную часть Заалайского хребта от восточной, иначе — водосборы Амударья и Яркенда (Кашгара).

Такой же молодой возраст структур—складок подчеркивается и надвигами между долинами рек Руноу и Шурак, которые деформируют среднеплейстоценовые уровни и непосредственно связаны с развитием Полиминской складки [Скобелев, 1977].

Позднечетвертичные террасы рек, стекающих с Петро-Заалайского поднятия, чаще всего не изогнуты, хотя фрагменты и подняты относительно первичного положения. В ряде мест видно, что наиболее высокие древние поверхности расположены под углом к поверхностям низких молодых ( $Q_3^2$  и  $Q_4^1$ ) террас, т.е. вторично наклонены к югу. На своде и южном склоне поднятия фрагменты древних поверхностей представлены шире, чем на северном склоне<sup>2</sup>, где достоверные поверхности до среднего плейсто-

<sup>1</sup> Фрагменты более древних поверхностей выравнивания, которые коррелируются с образованиями тавильдаринской, больджуанской и хингоуской свит, сохранились на сводах Гиссаро-Алая и Северного Памира. В пределах Петро-Заалайского поднятия они образуют "вершинный уровень" отдельных гребней с высотами более 4500 м, которые расположены в верхнем, лежащем крыле растущей складки — поднятия. Из-за их фрагментарности по ним нельзя составить представление о складчатом изгибе свода, а можно судить только о вертикальной составляющей движений, так же как по сохранившимся под ледником Федченко меловым уровням денудации [Марков, 1947; Чедия, 1971; Четвертичная..., 1979].

<sup>2</sup> Подобное удурнение поверхностей выравнивания и снижение их гипсометрического уровня к севера на юг отмечаются и на своде Северного Памира [Костенко, 1958; Чедия, 1971, 1972].

цена отсутствуют. Именно здесь, на северном склоне хребта, широко развиты поздне-четвертичные взбросы и надвиги [Трифонов, 1976; Скобелев, Флоренский, 1975] и, по данным Т.П. Ивановой, присутствуют локальные складки, деформирующие самую молодую из среднеплейстоценовых поверхностей.

Описанные выше деформации рельефа не только не противоречат выводу о сближении Памира и Тянь-Шаня и о росте Петро-Заалайского поднятия в результате этого сближения, но и в значительной мере подтверждают его. Реконструкции "исходного уровня денудации" и более молодых поверхностей выравнивания, асимметричный изгиб средне-четвертичной поверхности и другие геолого-геоморфологические данные позволяют рассматривать Петро-Заалайское поднятие как мегаскладку со смещением к северу сводом. Вдоль северного склона поднятия протягивается кулисный ряд более мелких средне-позднеплейстоценовых антиклиналей, образующих водоразделы почти равно-высокие с главным.

#### 4.2.3. СООТНОШЕНИЕ ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ОРОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ – ПОДНЯТИЙ И ПРОГИБОВ

В исследованиях зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня соотношению основных форм новейшей структуры – поднятий и прогибов внимания уделялось сравнительно мало. В современной структуре реликтами Предгиссаро-Алайского предгорного прогиба являются впадины Гармско-Навабадская (Лабиджарская), Ляхшская и Алайская, а Предсеверо-Памирского – Хингоуская и Маркансуйская. Они характеризуются развитием комплекса неоген-четвертичных отложений разной мощности, разного возраста и генезиса.

Структура северного борта Предгиссаро-Алайского прогиба, т.е. подножий южных склонов Гиссаро-Алая, довольно проста<sup>1</sup>. На погружающемся к югу (не круче 60°) фундаменте залегают меловые, местами неоген-четвертичные образования, смятые в очень простые складки облекания (см. рис. 55, 58). Южный борт Предгиссаро-Алайского прогиба перекрываются надвинутыми с юга мел-палеогеновыми отложениями северных склонов Петро-Заалайского поднятия. Реликты Предсеверо-Памирского прогиба – Хингоуская и Маркансуйская впадины – сохранились значительно лучше. Заполняющие их неоген-четвертичные толщии подняты почти на 2 км выше, более сложно дислоцированы и по мощности (около 5 км) втрое превышают комплекс молассовых образований Предгиссаро-Алайского прогиба.

На правом северном берегу р. Сурхоб в Гармском районе (селения Шуль, Казнок, Ялдымыч) на размытой, выветрелой до дресвяника поверхности позднепалеозойских гранитов залегают красноцветные гравелиты, песчаники, иногда глины нижнего, местами верхнего мела [Меловые..., 1971; Джалилов, 1971].

Резкая фациальная изменчивость состава отложений и подводно-оползневые дислокации отдельных горизонтов свидетельствуют о расчлененном предмеловом рельефе поверхности осадконакопления, который частично сохранялся еще в мелу и палеогене.

Слоя слабо гофрированы, но в целом относительно полого, не круче 30°, погружаются под русло р. Сурхоб, где перекрываются аллювием. В межженный уровень их иногда можно наблюдать в цоколе позднеплейстоценовой террасы. Выдающийся к югу треугольный массив гранитоидов (гора Мандалюль западнее пос. Гарм) делит эту полосу отложений мезозоя-кайнозоя на две мулды – восточную, Гармскую, и западную, На-

<sup>1</sup> В северном борту Алайской долины на терригенные угленосные юрские отложения и известняки, сланцы и гранитоиды палеозоя ложатся нижнемеловые красноцветы и лагунно-морские верхнемеловые – палеогеновые образования. Они перекрываются мощной молассовой толщей, состоящей из нижней – "кирпично-красной" глинисто-алевролитовой части и верхней – палеовой, из ритмичных слоев алевролитов, песчаников и конгломератов. Эти части связаны постепенным переходом. На них с несогласием налегает толща бурых и палевых конгломератов. Нижняя часть молассовой толщи относится к массагетской серии (олигоцен – миоцен), а верхняя, отделенная несогласием, – к бактрийской (плиоцен-четвертичной) серии.

вабадскую, которую выполняют не только меловые и палеогеновые отложения, но и неогеновые конгломераты. В составе конгломератовой толщи выделяются аналоги свит Преддарвазья: больджуанской, хингоуской и тавильдаринской. В состав последней входят три олистостромовые пластины силурийских известняков [Щерба, 1979], перекрытые толщей палевых конгломератов ядра Гжиматской синклинали [Губин, 1960].

По нашим с В.И. Макаровым наблюдениям, пластины известняков из ядра Гжиматской синклинали поднимаются почти до вершины Гырхана и в 300 км ниже ее резко и несогласно срезаются эрозионной (или денудационной?) позднеплиоценовой (каранакской) поверхностью. Перекрывающая их толща конгломератов похожа на каранакскую свиту Преддарвазья.

Более крупная западная пластина палеозойских известняков, не захороненная на этом правом берегу р. Сурхоб, продолжается на юг, и в ее южный край врезан цоколь голоценовых террас рек Сурхоб (левой) и Хингоу (правой).

Верхняя поверхность этой растеррасированной пластины не древнее начала середины плейстоцена, так как в сильно катаклазированные известняки и в перекрывающие их (с падением  $10^\circ$  к югу) хорошо сортированные и плотно сцементированные мелкогалечные палевые конгломераты вложены более молодые, среднеплейстоценовые, аллювиальные галечники. Еще западнее, на левом берегу р. Вахш у сел. Ярыхч, толща конгломератов по крутому ( $80^\circ$  к югу) тектоническому контакту соприкасается с нижнемеловыми красноцветами [Губин, 1960; Гущенко, Степанов, 1973; Чедия, 1971]. И.Г. Щерба [1979] предполагает тавильдаринский ( $N_2^1$  td) возраст содержащей олистостромы толщи, что хорошо согласуется со срезанием олистостромов каранакской поверхностью выравнивания ( $N_2^1$  kr). Многие исследователи [Бурачек, 1933; Босов, 1972; Меламед, 1969] неоднократно отмечали фациальные различия дарвазских и гиссарских конгломератов, возможно показывающие разобщенность Предгиссаро-Алайского и Предсеверо-Памирского новейших прогибов.

Гармская впадина выполнена в основном нижнемеловыми красноцветными гравелистами и песчаниками мощностью около 50 м. Отложения верхнего мела—эоцена обнажаются только в ее центральной части. Они слагают холм Ганч [Губин, 1960], являющийся в то же время единственным эрозионным останцом верхней позднеплейстоценовой террасы р. Сурхоб.

Западнее пос. Гарм нижнемеловые отложения как бы обтекают гранитный массив горы Мандалюль и почти в широтном направлении ровной полосой продолжают западнее р. Сорбо, образуя северный борт мезозойской впадины. О неровностях предмезозойского рельефа в ней можно судить по фациальным различиям нижнемеловых отложений и по их налеганию карманами на предмезозойскую кору выветривания [Меловые..., 1971; Джалилов, 1971]. Ее центральная, наиболее прогнутая часть выполнена конгломератами (с севера на юг) от больджуанских до тавильдаринских аналогов [Щерба, 1979]. При этом наиболее молодые каранакские (?) отложения выполняют Лабиджарскую впадину уже на левом берегу р. Сурхоб [Чедия, 1971; Губин, 1960], где они обрываются разломом, круто падающим под Вахшский хребет.

Еще западнее только современное русло р. Вахш разделяет палеозойские гранитоиды Гиссарского хребта и нижнемеловые отложения Вахшского<sup>1</sup>.

Итак, Гармская, Навабадская и Лабиджарская впадины в структурном отношении представляют единое целое — реликт Предгиссаро-Алайского прогиба с неровным, заливообразным очертанием северного края. Вопреки сложившимся представлениям [Губин, 1960; и др.] мы считаем, что в целом пологое, почти моноклиналиное погружение к югу отложений мела, палеогена и неогена, облекающих неровности палеозойского основания, при их сравнительно небольшой мощности (суммарно от нижнего мела до

<sup>1</sup> Близ пос. Обигарм ниже-верхнемеловые отложения Вахшского хребта экзотическим оползнем перекрывают гранитоиды правого берега.

неогена не более 1000 м) не дает оснований проводить по геологическим данным разлом на этом участке по современному подножию Гиссарского хребта. Морфология южного и особенно юго-восточного бортов прогиба менее ясна. Предполагалось, что на этом участке нижнемеловые отложения восточной периклинали Вахшского хребта и западного окончания хребта Петра Первого надвинуты к северу на неогеновые конгломераты, полого падающие к югу [Губин, 1960; и др.]. В качестве примера тектонического контакта по надвигу приводился Яхакский взброс<sup>1</sup>, круто падающий к югу и ограничивающий с юга конгломераты в подножии Вахшского хребта. Рассмотрим некоторые дополнительные косвенные данные, подтверждающие это предположение.

На западном окончании хребта Петра Первого, в саях Ходжа-Душанбе и Ходжа-Мурат, раскрывающихся на поверхность позднеплейстоценовой террасы ( $Q_3^2$ ) восточнее сел. Лабиджар, в основании толщи фиолетово-красных песчаников нижнего мела обнажается пачка шоколадно-коричневых глин и алевролитов мощностью около 50 м. В ней встречаются линзы и линзовидные прослои зелено-синих и зелено-желтых (редко) доломитов и малиновых глин. Местами глины содержат первичные (диагенетические) кристаллики соли и гипса. По залеганию пачка согласна с вышележащими породами, и существенных, большой протяженности и ясно выраженных разрывов на ее контакте с вышележащими слоями не наблюдается.

Похожая пачка тонкопереслаивающихся фиолетово-красных и коричнево-красных алевролитов, коричневых глин и черных сланцев с прослоями зеленых мергелей обнажена выше автомобильной дороги севернее сел. Кафтар-Гузар; доказан ее апт-альбский возраст [Джалилов, 1971]. Литологически сходная пачка апт-альбских шоколадно-коричневых глин с линзами зелено-синих мергелей обнажается в нижней части нижнемеловых слоев выше сел. Шуль, на противоположном, северном борту долины Сурхоба [Меловые..., 1971].

Таким образом, пачка шоколадно-коричневых глин с линзами зелено-синих мергелей в основании толщи нижнемеловых красноцветов северного склона хребта Петра Первого является промежуточным, связующим звеном между "каратегинским" типом разреза и разрезом хребта Петра Первого. Однако на северном склоне хребта Петра Первого она не занимает нормальное структурно-стратиграфическое положение — все без исключения исследователи относят лежащие на ней толщи песчаников и алевролитов к баррем-апту [Симаков, 1952; Андреев, 1972; Меловые..., 1971], т.е. считают их более ранними. На основании этого можно предположить, что слои в нижней части северного склона, полого (не круче  $40^\circ$ ) падая на юг, находятся в опрокинутом залегании, а вся нижнемеловая толща к северу от сел. Кафтар-Гузар смята в опрокинутую (почти лежащую) антиклинальную складку. Нормальное залегание верхнего крыла подтверждается гиероглифами. Верхнее, южное, и нижнее, северное, крылья почти параллельны и падают к югу, постепенно выкручиваясь к Яфучскому разрыву (сел. Кафтар-Гузар). Замок этой складки эродирован, но на левом берегу р. Хингоу, уже в Вахшском хребте, находится ее продолжение — ядро, сложенное нижнемеловыми песчаниками, которые круто падают к югу.

В целом структура северо-западной части хребта Петра Первого и северо-восточной части Вахшского хребта — Джаучинской антиклинали — представляется как покров первого рода (опрокинутая на север складка, осевая плоскость которой S-образно выкручена к югу, а замок надвинут на Лабиджарскую впадину Предгиссаро-Алайского прогиба). В позднем плейстоцене фронтальная часть складки — покрова была уничтожена реками Сурхоб и Хингоу. Вследствие этого вскрылись неогеновые конгломераты в позднеплейстоценовой нижней ( $Q_3^1$ ) террасе левого борта долины рек Сурхоб — Вахш.

<sup>1</sup> Крутой, падающий на юг под разными углами (но не круче  $80^\circ$  и не положе  $30^\circ$ ) тектонический контакт нижнемеловых песчаников и неогеновых песчаников и конгломератов прослежен нами на запад примерно на протяжении 60 км, до пос. Обигарм. Не обсуждая здесь подробно морфологию разлома, отметим, что полого падающие на юг нижнемеловые песчаники практически везде вдоль него выжимают линзы гипсов. На наш взгляд, это очень убедительное подтверждение наличия Вахшского надвига [Губин, 1960].

Формирование этой складки – покрова произошло, вероятно, в тальбарскую фазу складчатости [Бурачек, 1933], на рубеже плиоцена и четвертичного времени, и связано было с началом интенсивного роста Петро-Заалайского поднятия, максимум интенсивности которого приходится на середину плейстоцена [Чедия, 1971]. Амплитуда перекрытия не превышала 10 км, тогда как общее сокращение ширины прогиба могло быть и значительнее.

На современном этапе сохраняется та же тенденция развития, но более интенсивный рост Петро-Заалайского поднятия сопровождается молодыми надвигами вдоль его северных склонов [Трифонов, 1976, 1983], перекрытием наползающими склонами левобережных террас р. Сурхоб [Кучай и др., 1978] и интенсивным сносом с растущего поднятия обломочного материала. Поэтому современное русло реки отжимается к подножию Гиссарского хребта и врезается в тыловые части собственных позднеплиоценовых и/или четвертичных аллювиальных террас, как, например, в районе пос. Комсомолабад или восточнее Гармской мульды, на всем протяжении долины р. Сурхоб и нижней части долины р. Кызылсу.

Восточнее сел. Ялдомыч, где нижнемеловые гравелиты Гармской мульды образуют центриклинальное замыкание, и до устья р. Шве, левого притока р. Кызылсу, которая между Алайской и Ляхшской впадинами имеет глубокий каньонообразный голоценовый врез, долина р. Сурхоб и продолжающая ее в северо-восточном направлении долина р. Кызылсу отнесены к северу, севернее Предгиссаро-Алайского прогиба, и врезаны в палеозойские образования его северного борта. Расширения долин – Таджикабадская и Ляхшская впадины – представляют собой новообразованные в плейстоцене структуры. Реконструкция предгорного прогиба на этом участке, полностью перекрытом надвинутыми с юга отложениями Петро-Заалайского поднятия, строится на ряде допущений.

Западнее устья р. Шве наблюдаются круто падающие к северу, местами поставленные на голову кирпично-красные или терракотовые песчаники, которые с локальными размывами, но в целом согласно подстилаются серыми, зелеными, желтыми разнородными песчаниками, залегающими на морских глинистых отложениях эоцена [Губин, 1940, 1960]. Эти терракотовые песчаники постепенно переходят в мелкогалечные конгломераты и с размывом, но структурно согласно перекрываются средне- и мелкогалечными палевыми конгломератами, которые относятся к неоген-четвертичной верхней части новейшей молассы и сопоставляются [Губин, 1960] с конгломератами Лабиджарской впадины ("лабиджарская свита"). Терракотовые (иногда более желтые, иногда почти серые) песчаники и перекрывающие их буро-красные и палево-серые конгломераты сопоставлялись И.Е. Губиным с отложениями "кирпично-красной" толщи, отложениями массетской серии олигоцен-миоцена.

В 30 км западнее, на восточной окраине Ляхшской впадины, в долине р. Гулома, на олигоцен-миоценовые отложения по гипсам надвинуты нижнемеловые песчаники [Губин, 1940, 1960]. В этой 30-километровой по протяженности зоне линзы палево-серых конгломератов залегают в средней части красноцветной толщи новейшей молассы. Поэтому можно предположить, что оба борта узкого (около 5 км) и неглубокого (до 2 км) новейшего прогиба сжаты движением структур Заалайского хребта к северу. Расположенные севернее этой полосы новейших отложений антиклинали, выполненные палеоцен-эоценовыми породами, перекрывают аллювий верхнеплейстоценовой левобережной цокольной террасы. Цоколь ее выработан в палеозойских гранитах Алайского хребта (3–5 км восточнее устья р. Гулома).

Западнее р. Гулома, в "гипсовом меланже" зоны Вахшского надвига, встречаются линзы терракотовых песчаников, аналогичных таковым в восточном борту ее долины, где их принадлежность к нижней части новейшей молассы несомненна. Еще одна линза таких же песчаников известна в 5 км севернее сел. Джалган, в основании склона Заалайского хребта, ограничивающего с юга Ляхшскую впадину, заполненную разными по генезису и возрасту четвертичными отложениями [Чедия, 1971]. На продолжении этой тектонической зоны, в устье р. Джалган, в эрозионном окне вскрываются палевые конгломераты, в которых галька размером 1–5 см и угловатые обломки состоят из

окружающих это окно меловых пород — песчаников, сланцев, известняков. С юга на них (на породы аллохтона) надвинуты сеноманские известняки, которые в левом борту этой долины поставлены на голову, а среди гипсов, разделяющих две тектонически сдвоенные толщи нижнемеловых песчаников, находится линза терракотовых милонитизированных песчаников.

Еще западнее, у сел. Джаилган, в 5 км ниже устья р. Муксу, высокая эрозионная позднепалеоценовая правобережная терраса выработана в нижнемеловых гравелитах и песчаниках, вложенных в палеозойский цоколь. Облекая его, песчаники круто погружаются к югу. Но цоколи нижних (правобережной и левобережной) террас здесь же сложены терракотовыми разнозернистыми песчаниками и гравелитами, лежащими горизонтально и перекрытыми на левом берегу аллювием и обвальными образованиями. Контакт с коренными породами хребта Петра Первого здесь закрыт пролювием, а ниже излучина реки подмывает северные склоны этого хребта.

Верхнемеловые породы в правом борту долины р. Сурхоб представляют собой останцы древних оползней, переброшенных через русло реки [Скобелев, Флоренский, 1975]. Но в левом борту долины, в подножии склонов хребта Петра Первого, среди раздавленных и милонитизированных нижне- и верхнемеловых пород зоны "гипсового меланжа", многочисленных чешуй Вахшского наива вновь встречаются линзы терракотовых милонитизированных и огипсованных песчаников (реки Арча-Коба, Канишибек, Сугат), отмеченные И.Е. Губиным [1940, 1960]. В верховьях р. Арча-Коба ею прорыта толща серых (палевых) конгломератов, похожих на лабиджарские. Наконец, в Таджикабадском районе, над сел. Файхтабад, на водоразделе, смоделированном глубоким среднепалеоценовым врезом, также находится линза терракотовых песчаников среди "гипсового меланжа" из зеленых и черных сланцев и мергелей [Губин, 1960]. В ней, как нам любезно сообщил в 1976 г. В.К. Кучай, был обнаружен позднеолигоценый спорово-пыльцевой комплекс.

Рассмотрим другие данные, подтверждающие предположение И.Е. Губина [1940, 1960] о полном перекрытии Передовой зоны Южного Тянь-Шаня породами Внешнепамирской зоны<sup>1</sup> на участке протяженностью более 150 км.

Река Шве на восточном фланге этого участка на протяжении 20 км течет в северо-восточном направлении, затем круто изгибается к югу и впадает в р. Кызылсу. Южнее ее долины обнажены метаморфизованные толщи так называемой сорбулакской свиты [Губин, 1940, 1960], надвинутые на верхнемеловые. Севернее долины многочисленные тектонические пластины образуют, сгучиваясь, водораздел с отметками более 4000 м, от которого надвигаются к северу на новейшую молассу, но не перекрывают ее полностью. На этом участке (возможно, и дальше на запад, почти до пос. Гарм) реки Кызылсу и Сурхоб текут по зоне литологического контакта палеозойских известняков, гранитов и кристаллических сланцев. Красноцветные толщи массагетской серии северного и южного бортов неоген-четвертичного прогиба тектонически сближены, поставлены на голову, и между ними зажаты неоген-четвертичные конгломераты. Иначе говоря, тектоническое движение горных масс от Северного Памира сложило прогиб по его оси.

Между долинами рек Шве и Гулома полностью сохраняется пологий северный край прогиба и его осевая зона, т.е. прогиб становится мельче и положе, а его южный край перекрыт гравитационными тектоническими покровами, двигавшимися от водораздела Заалайского хребта к сел. Джаилган; в восточной части хребта Петра Первого сохранились только небольшие фрагменты, по которым можно установить, что здесь когда-то был прогиб. Интенсивное движение тектонических покровов от водоразделов хребтов вниз по склонам полностью перекрыло прогиб. При этом крутое флексуробразное погружение палеозойского основания вызвало зеленосланцевый динамомета-

<sup>1</sup> Сдавливание и перекрытие нижнемеловыми толщами "вахшского" типа неогеновых отложений Предгиссаро-Алайского прогиба можно также наблюдать по левому борту долины р. Вахш, на отрезке между поселками Комсомолабад и Обигарм.

морфизм апт-сеноманских отложений в осевой части Заалайского хребта, възжимание мезозойско-кайнозойских толщ вверх и веерообразное разваливание водораздела. В восточной части хребта Петра Первого тектонические покровы, двигавшиеся от южного водораздела (от плато Тупчак), практически полностью перекрыли весь прогиб до палеозойского основания его северного борта. Эта зона метаморфизма меловых пород фиксирует положение ступени палеозойского фундамента — уступа на краю пологой площадки, на которую и надвигались с юга покровы. Поскольку северный край прогиба был неровным из-за предмезозойского и, по-видимому, предчетвертичного рельефа — осложнен уступами и впадинами, то залегание и соответственно последующее смятие новейших и мел-палеогеновых толщ вдоль него было неравномерным. Поэтому сохранились только линзы песчаников (олигоценых?) среди перетертых, милонитизированных и огипсованных пород мезозоя—кайнозоя северного края прогиба, на участке между Гармской мульдой и Ляхшской впадиной. (В подножии хребта Петра Первого западнее пос. Джиргаталь сорванных покровов не наблюдается, что, возможно, связано с увеличением глубины погружения фундамента в сторону Таджикской депрессии и Северного Памира.)

Структура хребта Петра Первого и западной части Заалайского хребта является наиболее сложной и поэтому важнейшей в понимании всей новейшей структуры зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, которая геологически иллюстрирует тектоническое сближение Памира и Тянь-Шаня. Из всего вышеизложенного, особенно из детального описания соотношения Петро-Заалайского поднятия с Предгиссаро-Алайским прогибом, можно сделать следующие выводы.

Так называемый Вацхский надвиг представляет собой систему краевых дислокаций разных по размерам, мощности и составу слагающих пород тектонических пластин постэрозионных покровов [Гогель, 1969], которые сгрудились вдоль северного борта (склона) предмезозойского поднятия Гиссаро-Алая. Видимые вдоль этого борта, совпадающего с краем современного поднятия, дислокации мезозойско-кайнозойских толщ сформировались в результате надвигания и сползания их со склонов растущего Петро-Заалайского поднятия, которое происходило во второй половине плиоцена и в плейстоцене, т.е. после накопления сероцветной верхней толщи новейшей молассы, и продолжается в настоящее время [Скобелев, 1977; Трифионов, 1976, 1983]. При этом происходило и происходит тектоническое сучивание и перемешивание пород с разными литологическим составом и пластичностью — с разной способностью к тектоническому течению. Сползшие постэрозионные покровы испытывают вторичные деформации, интенсивность которых зависит от локальных особенностей палеорельефа краевой части прогиба, от того, попадают ли покровы в локальные впадины или на разделяющие их перемычки. Надвигание происходит на фоне увеличивающейся вертикальной контрастности рельефа, с чем связано огрубление молассы вверх по разрезу и уменьшение площади осадконакопления.

От долины Гуломы на восток в строении подножий северных склонов Заалайского хребта принимают участие конгломераты<sup>1</sup> массагетской ( $F_3-N_1$  msg) и бактрийской ( $N_2-Q_1$  bk) серий, которые непрерывной полосой тянутся практически до устья р. Алтын-Дара, где они образуют юго-западную центриклиналь неоген-четвертичной Алайской впадины [Губин, 1960]. С запада на восток происходит постепенное выкручивание слоев, полого падающих на юг. У р. Гулома и в районе р. Шве они поставлены на голову. Восточнее р. Шве, левого притока р. Кызылсу, залегание новейшей молассы вышоложивается и слои образуют пологие складки [Никонов и др., 1983]. Местами залегание толщ нарушается и она принимает участие в строении более сложных складок, покровов

<sup>1</sup> Континентальная толща в их основании пестроцветная: чередуются серые, коричневые, зеленовато-серые песчаники. В какой-то мере она может быть сопоставлена с морскими и континентальными образованиями эоцена — верхней олигоцена хребта Петра Первого и восточной части Заалайского хребта [Вялов, 1943, 1958; Губин, 1960]. Ее контакт с лежащей стратиграфически ниже толщей морских палеогеновых образований нормальный, местами с локальными размывами.

и надвигов, осложняющих северный склон Заалайского хребта (см. рис. 56). Восточнее долины р. Алтындара, на южном борту Алайской долины, из-под четвертичных, в основном пролювиальных, отложений верхнего плейстоцена вдоль низких предгорий Заалайского хребта выходят верхние пачки отложений бактрийской серии, залегающие очень полого ( $10-15^\circ$ ). На них с юга надвинуты по пологому тектоническому контакту различные горизонты мела северных склонов Заалайского хребта. Они образуют тектонические останцы выдвинутого к северу языка гравитационного покрова.

Восточнее тектонические чешуи и ледниковые отложения [Курдюков, 1964] полностью перекрывают толщи новейших конгломератов, разобщая Алайскую и Маркансуйскую впадины. Молассы южного борта Алайской долины появляются вновь уже намного восточнее района Бордобы в полном разрезе массагетской и бактрийской серий. Здесь они сравнительно полого ложатся на различные горизонты палеозоя, мела и палеогена северных склонов Алайского хребта, образуя перемышку между Алайской долиной и Таримской впадиной. В предгорьях северных склонов Заалайского хребта те же молассы круто взброшены на разновозрастные и мел-палеогеновые отложения северного борта Алайской долины.

Еще восточнее новейшие конгломераты слагают не только предгорья и северные склоны, но и водораздел Заалайского хребта. Вблизи советско-китайской границы складки, в которые смяты палеозойские отложения Алайского хребта, круто изгибаются к северо-востоку. Под четвертичными и неоген-четвертичными отложениями они прослеживаются до подножий Заалайского хребта (см. рис. 57), где на них надвинуты толщи палеогена и конгломераты массагетской серии северного склона хребта, смятые в две большие веерные складки. Разделяющие их гребни антиклиналей, выполненные мел-палеогеном, эродированы почти до самых ядер и взброшены к северу. По-видимому, общий стиль дислокаций сохраняется и в водораздельной части хребта, около пика Заря Востока, где на ледниках обнажены фрагменты отложений мела, палеогена и неогена.

Палеозойские образования Алайского хребта, смятые в складки северо-восточного простираения<sup>1</sup>, и перекрывающие их отложения плиоцен-плейстоцена образуют современный водораздел между бассейнами Алайской и Таримской впадин. С его возникновением разделились долины рек Кызылсу и Кызылсу Кашгарская, врезанные в единую среднеплейстоценовую поверхность [Курдюков, 1964]. Фациальные различия массагетских и палеогеновых отложений на этом участке сближения структур Памира и Тянь-Шаня незначительны и позволяют предположить, что до этого времени осадконакопление шло в едином прогибе [Марковский, 1936; Вялов, 1943; Ренгартен, 1934].

Как и на западном фланге зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, мезозойско-кайнозойские отложения выполняют здесь древние (предмезозойские) впадины, образуя складки облекания над палеозойскими выступами древнего рельефа. Они более круто (около  $60^\circ$ ), чем в районе пос. Гарм, погружаются к центру Алайской долины.

Особенностью восточной части зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня является то, что разрезы нижней, "кирпично-красной" толщи идентичны не только по обе стороны Алайской долины, но в долине р. Маркансу, на что впервые обратил внимание В.П. Ренгартен [1933]. Образование бактрийской серии по обоим бортам Алайской долины тождественны в отличие от западной части зоны, где разновозрастные им толщи Преддарвазья и Предтянь-Шаньского прогиба (Навабадской и Лабиджарской впадин) имеют существенные фациальные различия.

В долине р. Маркансу чешуи меловых отложений надвинуты под разными углами от водораздельной части Заалайского хребта к югу на палеогеновую и "кирпично-красную" толщ. Дислокации доолигоценых отложений альпинотипны, постолигоценых (массагетской серии) — германотипны, они выполняют широкие и сравнительно по-

<sup>1</sup> Резкий поворот к югу структур на этом участке унаследован от варисской структуры Памиро-Алая и представляет собой останец палеорельефа предгорного прогиба, который с юга перекрывает складки внешней дуги Памира.

гие синклиналильные складки, разделенные гребневидными антиклиналями. С юга на мезозойско-кайнозойские отложения, в том числе на кирпично-красную толщу, надвинуты палеозойские породы Северного Памира. Здесь, в единственном месте зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, непосредственно наблюдаемое тектоническое налегание палеозоя на олигоцен-миоценовую молассу с очевидностью показывает, что наиболее активно надвигание Северного Памира на Предпамирский прогиб началось не ранее плиоцена (формирование бактрийского комплекса сероцветных моласс) и сопровождалось скольжением постэрозионных покровов.

Из сходства разрезов "кирпично-красной" свиты по обе стороны от водораздела и на самом водоразделе Заалайского хребта следует, что во время ее накопления Заалайский хребет еще не был выражен орографическим поднятием, разобщающим области осадконакопления, что еще существовал единый межгорный прогиб между Памиром и Тянь-Шанем.

На юго-западном фланге зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня наиболее широко распространены отложения больджуанской и хингоуской свит — аналоги "кирпично-красной" толщи, которые только западнее р. Хингоу перекрываются более молодыми конгломератами тавильдаринской, каранакской и полизакской свит — аналогами бактрийской серии (см. рис. 57). Здесь морские красноцветные алевролиты и мелкозернистые песчаники сумсарских и шурьсайских слоев палеогена согласно и без размыва переходят в континентальные красноцветные алевролитоглинистые слои низов больджуанской свиты. Вверх по ее разрезу грубость осадков изменяется ритмично; через каждые 50—60 м появляются гравелиты с линзами мелкогалечных конгломератов. Суммарная мощность свиты составляет 500—1500 м, увеличиваясь в сторону Таджикской депрессии.

Отложения больджуанской свиты постепенно переходят в несколько более грубые по составу, мало отличающиеся по цвету и ритму отложения хингоуской свиты (около 1500 м мощности). На них без размыва в основании, но очень четко отделяясь составом и цветом, лежат серо-палевые мелко- и среднегалечные конгломераты тавильдаринской свиты.

Красноцветы слагают южные склоны и водоразделы хребта Петра Первого; фрагментами они выходят южнее, на водораздел Дарвазского хребта. Они же поднимаются севернее, на водораздел Вахшского хребта, а западнее сплошным покровом заполняют восточную часть Таджикской депрессии, образуя южные цепи складок Таджикской виргации.

Ось прогиба, в котором накапливались сероцветные более молодые осадки, смещается к югу, в сторону Дарваза, где самые молодые из них, полизакские отложения, выполняют Сарыюбскую мульду.

На южных склонах хребта Петра Первого песчаники и конгломераты больджуанской и хингоуской свит смяты в сложные складки; слои нередко стоят на голове или запрокинуты на север. На юг, к Дарвазу, и на запад, в сторону Таджикской депрессии, их залегание упрощается, а структура упрощается. Именно здесь, на западном борту долины р. Хингоу, между поселками Тавиль-Дара и Сагирдашт, можно наблюдать структурные несогласия и упрощение складок в омолаживающихся толщах.

Дарвазские конгломераты неоднократно описывались в геологической литературе [Бурачек, 1933; Меламед, 1969; Чедия, 1971, 1972; Пенькова, Пеньков, 1973; и др.], поэтому обратим внимание только на некоторые особенности этих толщ. За южный край зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня обычно принимают Дарваз-Каракульский [Губин, 1960] разлом, иначе называемый Северо-Памирским [Захаров, 1962]. В горах Сельдыгау (восточная часть хребта Петра Первого) пластина палеозойских известняков зоны Северного Памира и Внутреннего Дарваза на 12 км надвинута по этому разлому на меловые сланцы и песчаники Петро-Заалайского поднятия [Губин, 1940; Klebelsberg, 1922]. Надвигание пластин палеозоя обнаружено и восточнее [Губин, 1940]. Предполагалось, что надвигание Северного Памира происходит и западнее, по южному борту впадины Хингоу [Губин, 1940, 1960; Захаров, 1962, 1970].

Структура и строение толщ "дарвазских конгломератов" в зоне Северо-Памирского разлома детально изучены И.Г.Щербой [1975], которая среди отложений больджуанской, хингоуской и тавильдаринской свит выделяет олистостромы, олистоплаки и другие гравитационные образования, но классических надвигов палеозоя на неогеновые толщи на участке от верховьев р.Возгина до сел.Мионаду не отмечает. Нам также удалось зафиксировать чисто тектоническое надвижение палеозоя на новейшие отложения, поскольку все элементы надвига по Дарваз-Каракульскому разлому, ранее описанные исследователями, — это структуры гравитационные, т.е. структуры скольжения, относящиеся к "постэрозионным покровам" [Гогель, 1969]. Иначе говоря, шариврование вызвано значительными перепадами высот рельефа и сближением Памира и Тянь-Шаня, т.е. сокращением ширины прогиба, которое в западной части зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня проявлялось в сдвиговых перемещениях по Дарваз-Каракульскому разлому [Захаров, 1969; Трифонов, 1976, 1983; Трифонов, Кучай, 1977].

Итак, Петро-Заалайское поднятие возникло в осевой части длительно существовавшего прогиба, разделявшего своды Северного Памира и Южного Тянь-Шаня (Гиссаро-Алая) (рис. 59). Этот прогиб первоначально имел значительную ширину, вероятно превосходившую ширину современной разделяющей их впадины — Афгано-Таджикской. На это указывают существенные фациальные различия меловых и палеоцен-эоценовых отложений современного северного борта Алайской долины и долины р. Маркансу [Ренгартен, 1933, 1934; Марковский, 1936].

Менее существенные фациальные различия в олигоцен-миоценовой (красноцветной) части молассы, имеющие место в Афгано-Таджикской впадине [Бурачек, 1933; Меламед, 1969; Босов, 1972] и в западной части зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, в Навабадской и Хингоуской впадинах, практически не проявляются в ее восточной части — Алайской долине и долине Маркансу [Ренгартен, 1933; Марковский, 1936]. Естественно предположить, что в это время происходит сужение восточной части прогиба. Различия в составе и мощностях верхней, плиоцен-четвертичной, сероцветной молассы имеют более локальный характер и, вероятно, обусловлены зарождением Петро-Заалайского поднятия. Оно разделило единый прогиб на два: северный — Предгиссаро-Алайский и южный — Предсеверо-Памирский; это разделение синхронно накоплению тавильдаринской свиты (конец миоцена — начало плиоцена). В настоящее время от этих плиоценовых прогибов остались только реликты.

Морфология структур, сложенных мезозойскими и кайнозойскими породами, показывает, как происходила деградация прогиба. Эти отложения смяты в многочисленные складки, осложненные многими разрывами. В сочетании они нередко образуют складко-покровы. Их интенсивное развитие началось еще во время формирования нижней, красноцветной молассы и сопровождало надвижение свода Северного Памира сначала на единый мел-олигоценый прогиб, а позднее на выделившийся из него Предсеверо-Памирский.

С возникновением Петро-Заалайского поднятия начинается новое развитие покровно-складчатых форм хребтов Петра Первого и Заалайского на орогенном этапе, продолжающиеся до сих пор. Орогенная структура поднятия выражена деформациями поверхностей выравнивания, аппроксимирующими деформации слоев. Она представляет собой систему собранных в асимметричную мегантиклиналь складок — синформ и антиформ, которая запрокинута к северу и надвинута на свое северное (подвернутое) крыло и Предгиссаро-Алайский прогиб. Пакеты надвиговых чешуй северных склонов хребтов Петра Первого и Заалайского как бы кливажируют шарнир мегаскладки. Ее верхнее крыло полого изогнуто. Южнее водораздела оно образует крутую флексуру с субгоризонтальной осью S-образной формы.

Таким образом, морфология как складчатой, так и орогенной структуры отражает значительное поперечное сжатие и сокращение ширины мезозойско-кайнозойского прогиба, т.е. сближение сводов орогенных поднятий Памира и Тянь-Шаня. Палеомагнитным методом установлено, что к середине плейстоцена оно как минимум достигло 200 км

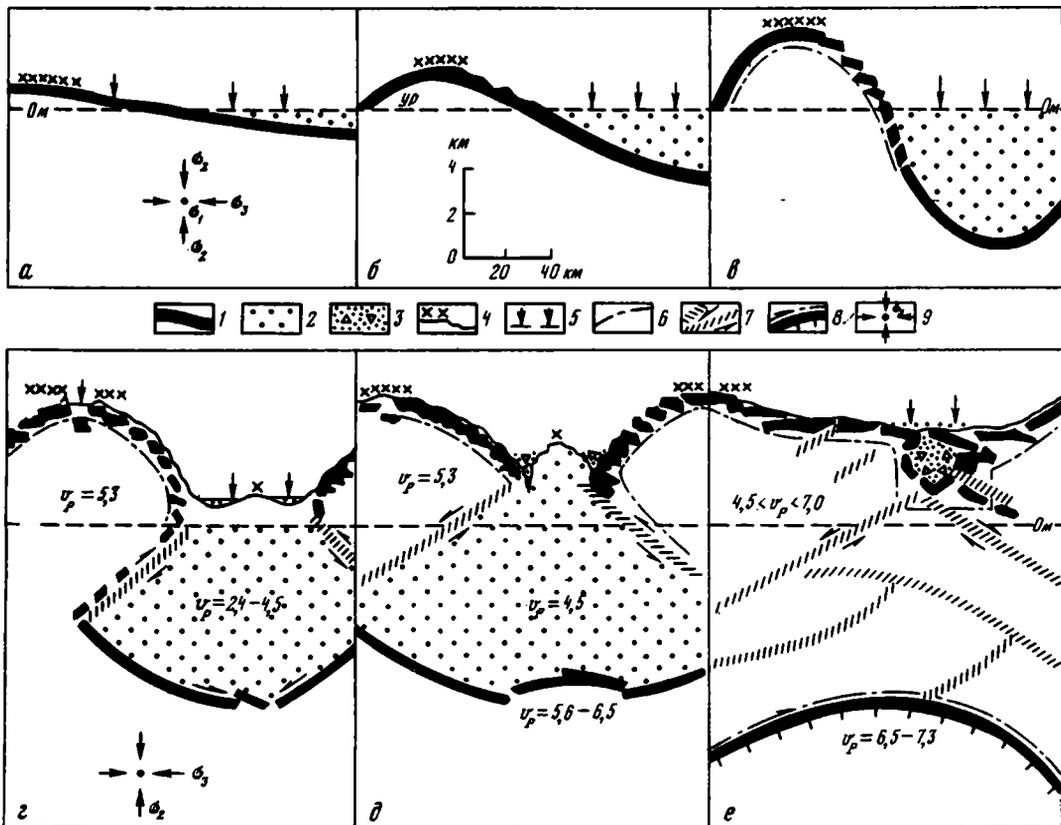


Рис. 59. Принципиальная схема формирования сводов горного сооружения на границе сближающихся блоков континентальной литосферы

*a* – *в* – первая стадия, начало сближения и формирование складок основания большой кривизны; *a* – исходное положение после завершения формирования континентальной коры и возникновения эпиконтинентального бассейна – складки основания малой кривизны, *б* и *в* – последующие стадии развития; *г*–*е* – вторая стадия, формирование свода поднятия из мощных осадочных толщ в ходе развития складок основания и их околочательного сближения

1 – поверхность "гранитно-метаморфического" слоя, исходный уровень денудации; 2 – накапливающиеся отложения: тонкая, в том числе красноцветная, моласса первой стадии горообразования; 3 – грубая моласса и паттумы второй стадии роста горного сооружения; 4 – верхний уровень денудации; 5 – уровень аккумуляции; 6 – линия, аппроксимирующая свод горного сооружения; 7 – зоны возможных сколовых дислокаций "гранитно-метаморфического" слоя; 8 – погруженная в результате коллизии поверхность "гранитно-метаморфического" слоя; 9 – ориентировка главных осей регионального поля напряжения, в котором происходит формирование структуры;  $v_p$  – скорости распространения сейсмических волн, км/с

[Баженев, Буртман, 1982]. Согласно сейсмическим данным [Кулагина и др., 1974], в верхней части литосферы рассматриваемой зоны можно предполагать налегание более плотных слоев с повышенными скоростями ( $V_p = 6,5$  км/с) со стороны Памира на слои с пониженными скоростями ( $V_p = 5,3$  км/с со стороны Тянь-Шаня, как следствие этого сближения.

#### 4.2.4. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Становление и развитие новейшей структуры зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, особенности ее морфологии, очевидно отличающие ее от Колетдага, Кавказа и в меньшей степени от Альп, определяются рядом моментов в предыстории ее формирования. Ее специфика заключается в том, что с конца палеозоя – начала мезозоя Гиссаро-Алай и

Северный Памир существовали как разобщенные, островные возвышенности и как положительные структуры земной коры, антиформные складки основания [Петрушевский, 1940; Губин, 1960; Захаров, 1962; Леонов, 1961]. Они оставались таковыми на протяжении всего мезозоя и кайнозоя, постепенно сближаясь друг с другом. Вследствие этого происходило сокращение ширины палеопрогиба, в котором формировались как первоначальная складчатая структура мезозойско-кайнозойских толщ, так и орогенная структура региона (см. рис. 59).

В раннемеловое время Таджикская депрессия<sup>1</sup>, зона сочленения Памира и Тянь-Шаня и Таримская впадина представляли собой обширную область осадконакопления — палеопрогиб [Петрушевский, 1940; Синицин, 1959; Губин, 1960], который на участке зоны сочленения был по крайней мере равен современной Таджикской депрессии [Херасков, 1932], а возможно, и значительно большим — соизмеримым с современной Таримской впадиной [Суворов, Самыгин, 1961; Захаров, 1962; Баженов, Буртман, 1982]. В целом красноцветная формация нижнемеловых отложений этой области — пестроцветных, разнообразных по составу и мощности — позволяет выделить в общей структуре палеопрогиба три взаимосвязанных бассейна осадконакопления. Два — лагунно-морского типа — западный и восточный, совпадающие с современным положением Афгано-Таджикской и Таримской впадин, и один — центральный, выдвинутый к северу и представляющий собой прибрежно-морскую равнину с континентальным осадконакоплением.

Резкая фациальная изменчивость нижнемеловых отложений по латерали и вертикали свидетельствует о локальности накопления осадков во впадинах палеорельефа, а также, в меньшей мере, о медленном росте конседиментационных структур и соответственно о развитии складок облекания над его выступами [Херасков, 1932; Захаров, 1958, 1979; Меловые..., 1971; Коробка и др., 1974]. По аналогии можно предположить, что подобного типа структуры формировались и в остальной части зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня. По крайней мере характер нижнемеловых отложений вдоль Гиссаро-Алайского борта палеопрогиба соответствует их накоплению в береговой зоне с расчлененным палеорельефом [Меловые..., 1971; Джалилов, 1971]. Хотя нижнемеловые отложения хребтов Петра Первого и Заалайского неоднородны по своему составу и мощностям, из их анализа можно сделать только один вывод, что со стороны Северного Памира происходил более интенсивный снос обломочного материала (прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов, преобладающих в средней части почти однородного разреза). Следовательно, между Северным Памиром и дном палеопрогиба был больший перепад высот, чем между его дном и Тянь-Шанем.

В верхнем мелу — палеогене сохранялись те же тенденции развития при постепенном сокращении ширины палеопрогиба. Возможно, что в это время структуры формировались в условиях преобладающего горизонтального сжатия, т.е. подобно структуре Складчатой Юры. Сокращение ширины прогиба было связано с завершением океанической стадии развития Центрального Памира — с коллизией северной периферии океана Тетис, которая сопровождалась интенсивным воздыманием Северного Памира и накоплением по его окраинам конгломератов (аналогичных по виду неогеновым — тавильдаринским и более поздним) и вулканогенных образований [Швольман, 1977].

Обширная трансгрессия, охватившая в то время территорию Средней Азии, заняла и этот палеопрогиб и создала в нем лагунно-морскую обстановку осадконакопления. Поярусное сопоставление мощностей позволяет предполагать, что скорости позднемелового прогибания были близкими к скоростям в раннем мелу и постепенно уменьшались в палеогене. Вновь используя аналогию с Таджикской депрессией [Захаров, 1958; Джалилов, 1971; Андреев, 1972; Коробка и др., 1974], можно допустить, что в палеопрогибе зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня продолжали медленно развиваться простые малоамплитудные складки — изгибы: пологие антиклинали и синклинали,

<sup>1</sup> Таджикская депрессия [Херасков, 1932] — область распространения мезозойско-кайнозойских отложений между Тянь-Шанем и Памиром—Гиндукушем, т.е. то же, что Афгано-Таджикская впадина.

которые кулисами вытягивались в субширотные зоны, продолжавшиеся в Таджикскую депрессию [Захаров, 1958; Суворов, Самыгин, 1961]. Сохранялся общий наклон дна палеопрогиба к Северному Памиру, перед которым образовывались мощные рифтогенные известняки кампан-маастрихта и палеоцена [Джалилов, 1971].

В эоцене на территории всей Таджикской депрессии и зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня сформировался так называемый алайский горизонт красноцветов, свидетельствующий о некоторой активизации движений [Вялов, 1958; Губин, 1960; Захаров, 1962, 1979; Степанов, 1979]. В эту тектоническую фазу ранее возникшие складчатые изгибы могли развиваться в пока еще простые, но уже морфологически оформленные коробчатые, линейные и гребневидные формы. Возможно, сказались эпигенетические преобразования пород (автоскладчатость по С.А. Захарову [1979]), которые под действием гравитационного "клин-эффекта" [Лукиянов, 1980] вызвали перемещение материала к центру прогиба.

В эоцене прекращается связь между Таримским и Афгано-Таджикским бассейнами лагунно-морского осадкообразования, потому что между ними (от 72 до 74° в.д.) образуется поперечное поднятие [Вялов, 1948]. Его возникновение синхронно орогении Памира [Швольман, 1977], и оно сохраняется как островной участок устойчивого континентального осадконакопления, хотя в остальных частях палеопрогиба лагунно-морской режим сохранился до конца олигоцена.

В олигоцене и раннем миоцене продолжалось медленное воздымание сводов Гиссаро-Алая и Северного Памира [Костенко, 1958, 1972; Чедия, 1971], между которыми происходило накопление сравнительно тонкозернистых осадков: прибрежно-морских алевролитов и песчаников сумсаро-шурьсайских слоев и континентальных "камольинских" песчаников (в основании больджуанской свиты) на западе зоны сочленения и их литологических аналогов в низах массагетской серии на востоке. Этот переход от морского к континентальному осадконакоплению, пришедший на конец олигоцена, охватил большую часть Средней Азии и оказал влияние на процессы структурообразования, поскольку накопление континентальных осадков происходило более локально и неравномерно, чем морских.

По мере образования отложений больджуанской и хингоуской свит (единая массагетская серия на востоке региона) увеличивалась грубость сносимых осадков, формировались прослой мелкогогалечных гравелитов и конгломератов, которые наряду с грубозернистыми песчаниками преобладают в верхах хингоуской свиты (массагетской серии). Осадконакопление шло ритмично; в разрезе неоднократно повторяется чередование циклов в толще осадков от тонких к грубым.

Процесс осадконакопления отражает продолжающееся воздымание смежных поднятий и их достаточно выраженную эрозионную расчлененность. Воздымание происходило непрерывно, но скорость его менялась, то медленно нарастая, то резко уменьшаясь, что и выразилось в ритмичном строении толщ. При этом вдоль почти всего северного края зоны сочленения, за исключением некоторых локальных впадин, например Навабадской, морские и континентальные отложения начала олигоцена неизвестны. По-видимому, на этом вовлеченном в поднятие крае Гиссаро-Алайского свода они были размыты или не накапливались, так как область осадконакопления сместилась к югу, вероятно, в связи с увеличением наклона основания палеопрогиба, где на него между меридианами 72 и 74° в.д. начал надвигаться край Северо-Памирского свода, разделяя Афгано-Таджикскую и Таримскую провинции. Вероятно, ширина зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня к этому времени уменьшилась примерно до 100 км [Баженов, Буртман, 1982].

На фоне сокращения ширины палеопрогиба и увеличения глубины залегания его основания в нем, как и прежде, продолжалось, но более интенсивно, развитие конседиментационных, а отчасти, вероятно, и кондендационных структур — брахиантиклиналей, разделенных брахиморфными, но более обширными впадинами. Форма структур, выполненных меловыми и палеогеновыми отложениями, существенно усложняется. Это доказано для Таджикской депрессии [Меламед, 1969; Босов, 1972]. Не иск-

лючено, что и восточнее образовались такие же брахиструктуры, но более вытянутые и сгруппированные в цепочки складок, эшелонированных вдоль краев Гиссаро-Алайского и Северо-Памирского сводов.

Накопление нижней, красноцветной толщи новейшей молассы, представленной отложениями больджуанской и хингоуской свит (массагетской серии) верхнего олигоцена — среднего миоцена, происходило по всей ширине сузившегося палеопрогиба, но неравномерно. Наибольшие мощности (до 5 км) обломочного материала, наиболее грубого, приурочены к окрестностям источников сноса, т.е. к краям прогиба.

Под тяжестью молассы в нижележащих осадочных толщах, прежде всего в пластичных юрском и верхнемеловом—палеогеновом комплексах, началось течение материала и его диапироподобное нагнетание в осевую часть прогиба, где вес молассы был меньше. Физическая возможность диапирообразования и пластического течения не только в породах меньшей плотности, чем вышележащие толщи, но и в более плотных показана Х. Рамбергом [1976]. В зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня этот процесс привел в конце миоцена к воздыманию цепи складок, к возникновению Петро-Заалайского поднятия, разделившего палеопрогиб на Предгиссаро-Алайский и Предсеверо-Памирский предгорные прогибы, в которых накапливался комплекс отложений верхней, сероцветной молассы, представленной конгломератами тавильдаринской и более молодых свит на западе зоны сочленения и бактрийской серии на востоке.

Формированием верхнего, сероцветного комплекса молассовых отложений начинается новый, собственно орогенный этап формирования структуры зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, т.е. этап развития Петро-Заалайского поднятия как обособленной орогенной структуры, который продолжается поныне и является поздней стадией предыдущего орогенного развития всей зоны в целом. Начавшийся в конце миоцена рост орогенных структур проходил неравномерно, иногда замедляясь, но в целом ускоряясь во времени. Этот процесс выявлен для сводов Памира и Тянь-Шаня, хотя особенно интенсивно он проходил в новообразованном Петро-Заалайском поднятии [Костенко, 1972; Чедия, 1971; Артемьев, Белоусов, 1979; Четвертичная..., 1979]. Рост поднятий отразился в увеличении со временем фациальной пестроты и грубости сносимого с них материала [Леонов, 1980], в скорости и локализации накопления сероцветной молассы.

О ранних стадиях развития Петро-Заалайского поднятия свидетельствуют лишь фрагменты рельефа, сохранившиеся в сильно переработанном виде на отдельных горных вершинах и участках водоразделов хребтов Вахшского, Петра Первого и Заалайского. Они гипотетически сопоставляются с отложениями тавильдаринской и каранакской свит. Можно предполагать, что в эту эпоху на месте современного поднятия существовала цепь отдельных возвышенностей высотой порядка сотен метров. Одновременно с их ростом красноцветные, нижние слои новейшей молассы деформируются в коробчатые складки — узкие гребневидные антиклинали и широкие синклинали (чем несколько отличаются по морфологии от первоначальных складок нижнемеловых отложений).

В процессе роста отдельные возвышенности на месте Петро-Заалайского поднятия сливаются в единую антиклинорную структуру, изгиб которой моделируется поверхностями выравнивания. Лучше других в западной части хребта Петра Первого сохранилась урвенная поверхность, датируемая ранним плейстоценом [Захаров, 1969; Чедия, 1971; Бельский, 1978; Кучай, 1977, 1983], которая сейчас имеет форму полового антиклинального изгиба, очерчивающего ранее сформированные складки мезозойско-кайнозойских отложений, т.е., по существу, является для этих складок поверхностью зеркала складчатости.

Позднеорогенное развитие зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня происходило на фоне сближения жестких массивов Гиссаро-Алая и Северного Памира, сдавливавших находившиеся между ними мезозойско-кайнозойские толщи. Это увеличивало размах рельефа, вызывало утолщение осадочного чехла, рост Петро-Заалайского поднятия и сокращение ширины разделенных ими прогибов. При этом жесткие массы Северного

Памира надвигались на Предсеверо-Памирский прогиб, а с оформлением Петро-Заалайского поднятия и оно стало надвигаться на Предгиссаро-Алайский прогиб как покров первого рода, отчего ширина обоих прогибов еще больше сократилась. Одним из важнейших геологических доказательств такого развития зоны служит тот факт, что мезозойско-кайнозойские толщи наиболее интенсивно деформированы в вершинах обращенных к северу дуг Памира.

Здесь выходят на уровень современного эрозионного среза наиболее древние из слагающих Петро-Заалайское поднятие породы — триас-юрские вулканогенно-осадочные породы мынтеккинской свиты и похожие на них по виду осадки сорбулакской свиты [Губин, 1960; Никонов и др., 1983]. Эти последние представляют собой частично подвергшиеся зеленосланцевому метаморфизму глины и песчаники нижнего мела в относительно глубоких шарьяжных пластинах, которые слагают параавтохтон сорванного покрова северо-восточного замыкания хребта Петра Первого. Именно на этом участке зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня — восточнее пос. Таджикабад и западнее пос. Дараут-Курган — еще на стадии формирования нижней, красноцветной толщи новейшей молассы произошло сдавливание прогиба, частичное надвигание на его основание свода Северного Памира и частичное перекрытие молассы постэрозионными покровами. Это привело к разобщению Предсеверо-Памирского прогиба на две впадины — Маркансуйскую и Хингоускую. Позднее, уже в четвертичное время, такому разобщению подвергся Предгиссаро-Алайский прогиб. Не случайно на этом участке сосредоточены наиболее гипсометрически высокие покровы без перемещения, наиболее крупные покровы Петро-Заалайского поднятия и Северного Памира, а также самые высокие вершины их водоразделов [Лукина, 1977].

В процессе деформационного перемещения и дислокационного метаморфизма происходила гомогенизация осадочных толщ, способствовавшая росту Петро-Заалайского поднятия как целого обособленного элемента региональной структуры. Но не следует упускать из виду и то, что вследствие возраставшей нагрузки и сжатия увеличилась крутизна изгиба основания палеопрогиба (так что в настоящее время оно оказалось погруженным на глубину 9–12 км в западной части зоны сочленения [Кулагин и др., 1976; Кулагина и др., 1974]). Это также могло вызвать изменение физико-химических и дислокационных свойств материала основания и нижних горизонтов осадочного чехла, а возможно, и более глубокие изменения свойств коры [Пейве, 1980], приведших к ее уплотнению и соответственно к подъему границы Мохоровичича [Кулагина и др., 1974; Белоусов и др., 1979].

Вместе с тем сближение сводов Гиссаро-Алая и Северного Памира активизировало проявление гравитационной тектоники. Рост обоих сводов увеличивал интенсивность эрозии, в свою очередь способствовавшей изостатическому воздыманию сводов [Артемьев, Белоусов, 1980]. С развитием Петро-Заалайского поднятия, надвиганием его и Северо-Памирского свода на смежные прогибы, ширина которых соответственно уменьшалась, с увеличением крутизны Гиссаро-Алайского свода накопление обильно сносимого с этих поднятий обломочного материала все более концентрировалось на небольших площадях — в узких зонах у подножий поднятий.

Под действием веса накопленных продуктов разрушения сводов подстилающие толщи еще интенсивнее, чем прежде, нагнетались в область Петро-Заалайского поднятия, способствуя его росту. Нагнетанию масс к северу способствовало и движение, надвигание, на прогиб нижней части свода Северного Памира. Под его действием мезозойско-кайнозойские толщи, заполнявшие Предсеверо-Памирский прогиб, испытывали дополнительное смятие, осложнявшее ранее возникшие дислокации, которые перекрывались соскальзывавшими с верхней части свода постэрозионными покровами и "экзотическими глыбами" — олистостромами, олистоплаками и т.д. [Щерба, 1979; Леонов, 1980].

Все это создало условия для усиленного нагнетания пластичных толщ к северу и формирования диапироподобных структур перед крутоизогнутым крылом Гиссаро-Алайского свода, смежным с Предгиссаро-Алайским прогибом, т.е. перед Петров-

ской ступенью [Гзовский и др., 1958; Гущенко, Степанов, 1973]. Кроме того, возникали и более мелкие диапировые структуры. В западной части хребта Петра Первого они проявлены как среди отложений больджуанской и хингоуской свит, так и в нижнемеловой толще (например, Полиминская антиклиналь, развивающаяся до сих пор, см. рис. 57). Однако наиболее выразительно диапиризм как структурообразующий фактор проявился в прибортовых частях современной Хингоуской впадины, где пластичная толща верхнего мела — палеогена выжата вверх и запрокинута к югу от осевой части хребта Петра Первого вместе с больджуанскими и хингоускими толщами.

Другой тип проявления гравитационной тектоники — постэрозионные покровы. Они развиваются в результате сползания по склонам сминаемыми в складки и раслаивающимися на отдельные пластины разнородными по механическим свойствам толщами, оказавшимися в верхних частях антиклиналей — хребтов или орогенных сводов. Такие покровы широко распространены на склонах Северо-Памирского и Петро-Заалайского поднятий, особенно там, где велики относительные перепады высот между динамопарами впадина—поднятия, синклинали—антиклиналь. Движению постэрозионных покровов, как и существенному усложнению складчатых форм, способствовало течение гипсов, имеющих сейчас в основном вторичное тектоническое залегание и нередко образующих совместно с другими пластичными породами — прослоями мергелей, глинами и глинистыми сланцами разной мощности — подобие тектонического меланжа с ядрами относительно менее пластичных (в зависимости от мощности дислоцируемых однообразно толщ) известняков, песчаников и тому подобных пород.

Для оценки роли различных факторов тектогенеза в формировании складчатой и орогенной структур зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня полезно ее сравнение с Афгано-Таджикской и Таримской современными межгорными впадинами, разделяющими системы горных сооружений Тянь-Шаня и Гиндукуша—Памира—Куньлуня, т.е. сравнение разных частей некогда единого, разобнесенного надвиганием Памира прогиба.

В Таримской впадине наиболее интенсивные дислокации, выраженные в рельефе, располагаются по ее окраинам на местах новейших предгорных прогибов Кокшаала и Куньлуня—Алтынтага. В центральной части впадины, перекрытой мощным чехлом современных осадков, заметные в рельефе дислокации практически отсутствуют (за исключением ее северо-западной части). Здесь из-под четвертичных отложений выходят мезозойско-кайнозойские толщи (те же самые, что дислоцированы по окраинам впадины), которые образуют гряды с крутыми южными склонами [Синицин, 1959]. На космических снимках эта центральная зона дислокаций проявляется как система западин или впадин с разным почвенно-растительным покровом и прослеживается до оз. Лобнор.

В Афгано-Таджикской впадине интенсивные складки чехла распределены по площади более равномерно, хотя максимальные дислокации чехла также сосредоточены перед флексурно-разрывными ступенями ее основания по периферии впадины — южнее Гиссарской долины и долины Амударьи [Губин, 1980; Захаров, 1962; Беккер, 1976; Вонгаз, 1958], т.е. перед фронтами надвигающихся к северу масс. По-видимому, деформировавшееся в систему отдельных ячеек (так называемых наложенных складок — антиклинорий и синклинорий [Белеловский, Кулагин, 1976]) гетерогенное основание Таджикской депрессии испытало еще и коробление в направлении с юга на север [Беккер и др., 1974; Дуркин и др., 1976; Вонгаз, 1958] и деформировалось не так однородно, как более жесткое и древнее основание Таримской впадины [Синицин, 1957, 1959]. В целом это дает представление о структуре гетерогенного фундамента зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня [Пейве, 1938; Марковский, 1936] на предорогенной и раннеорогенной стадиях ее развития.

Итак, новейшая структура зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня сформировалась как результат взаимодействия различных факторов тектогенеза (сил горизонтального сжатия и гравитационной тектоники), а также обусловленных ими процессов эпигенетического и метаморфического преобразования пород. Но решающее значение имело

сжатие, сближение краев мезозойско-кайнозойского внутриконтинентального прогиба в течение всего времени его развития, т.е. сближение сводов Северного Памира и Гиссаро-Алая (как отражение более общего процесса сближения литосферы Индостана и Евразии), и увеличение вследствие этого крутизны складок основания — дна палео-прогиба и поверхностей палеосводов.

В итоге сближения первичная ширина зоны сократилась как минимум на 200–300 км [Баженов, Буртман, 1982; Суворов, Самыгин, 1961; Захаров, 1962, 1979] и стала наименьшей в западной части Заалайского хребта. Сокращение ширины палео-прогиба в значительной мере происходило, вероятно, за счет надвигания Памира к северу, косвенным доказательством чего может служить распределение скоростей сейсмических волн в этом регионе [Кулагина и др., 1976; Белоусов и др., 1979]. Сжатие в меридиональном направлении вызвало (наряду с надвиганием) отток масс из максимально пережатой зоны в стороны. Наиболее проявлено движение горных масс к западу, менее явно — к востоку; последнее практически прекратилось в массе осадочного чехла к позднеорогенному этапу развития зоны, тогда как первое проявляется и на современном этапе [Трифонов, 1976; Кучай, 1983].

Развитие новейшей структуры зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня осуществлялось в две стадии. В течение первой происходило смятие неоднородных по механическим свойствам мезозойско-кайнозойских осадочных толщ прогиба. Сравнительно простые коробчатые складки развивались в грибовидные, а те — в тектонические покровы *in situ*, которые в дальнейшем могли более или менее значительно перемещаться. Эти деформации осадочных толщ определялись не только субгоризонтальными сжимающими напряжениями, но и гравитационными явлениями, в частности течением материала под нагрузкой вышележащих пород. Эволюции складок способствовало течение гипсов. Основой, по крайней мере для части, крупных складок могли быть конседиментационные структуры над рельефом фундамента мелового времени. Складкообразование резко активизировалось в миоцене и продолжалось в плейстоцене (параллельно с развитием орогенных деформаций и отчасти благодаря им) в условиях расчлененного рельефа.

С началом накопления новейших молассовых толщ создаются предпосылки, усиливающие роль гравитационного фактора в формировании современной структуры Петро-Заалайского поднятия. Под тяжестью накапливающейся в миоцене красноцветной молассовой толщи (мощностью около 3 км) карбонатно-глинистые образования верхнего мела — палеогена начинают раздавливаться, и в середине миоцена зарождается осевое поднятие — цепочка диапироподобных структур, разделявшая единый палео-прогиб на Предгиссаро-Алайский и Предсеверо-Памирский прогибы. С более интенсивно растущего свода Памира происходит и больший снос осадочного материала; соответственно течение горных масс, их выдавливание, направлено с юга на север. При этом накопление осадков локализуется, смещаясь к краям сводов Памира и Тянь-Шаня, и тем самым увеличивается эффект нагнетания масс под осевое Петро-Заалайское поднятие. Сего оформлением начинается вторая, орогенная стадия развития новейшей структуры. Под действием горизонтального сжатия Петро-Заалайское поднятие развивается как складка—покров, составленная из пакетов отдельных складок и чешуй: она надвигается на Предгиссаро-Алайский прогиб и вызывает в нем деформации, сходные с деформациями начала складкообразования первой стадии.

Хотя орогенез наступает вслед за складчатостью, отдельные проявления этих процессов могут быть синхронными. В одном и том же районе альпинотипные и орогенные дислокации, отчасти развиваясь синхронно, образуют сложные сочетания (например, конседиментационные складки основания осложнены более мелкими складками чехла). Морфологическое сходство складок чехла, осложненных новейшими отложениями впадин, и более ранних альпинотипных складок соседних поднятий, с которыми складки чехла образуют единый парагенезис структур, подчеркивает единообразие механизма их формирования в сходных тектодинамических условиях. Орогенные структуры не наследуют наиболее крупные альпинотипные структуры мезозой-

ско-кайнозойских отложений или наследуют их лишь частично. Они развиваются на этих структурах и из них в продолжающихся условиях сжатия, но лишь тогда, когда складкообразовательные процессы приводят к выравниванию механических свойств пород чехла [Паталаха, 1981] и к "дислокационному" метаморфизму, приближающему породы чехла по механическим свойствам, способности к дислокациям к породам основания. Поэтому орогенные структуры, как правило, крупнее альпинотипных, характерные размеры их в чехле и основании в значительной мере одинаковы. Сохраняющиеся различия механических свойств чехла и основания приводят к отслаиванию структур чехла. Происходит срыв структур мезозойско-кайнозойских отложений, которые начинают развиваться в значительной мере автономно от структур кристаллического основания, как это и отмечал ранее И.Е. Губин. Глубинный надвиг такого же типа, но, по-видимому, несколько более раннего заложения, сформировался по границе Северного Памира и Предсеверо-Памирского прогиба. Возможно, на глубине оба надвига сливаются в единую поверхность срыва.

### 4.3. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

#### 4.3.1. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По сейсмологическим данным, согласующимся с данными гравиметрии и магнитометрии [Кулагин и др., 1974; Земная..., 1977; Белоусов и др., 1979; Хамрабаев и др., 1980], мощность земной коры под Памиром около 70 км (несколько больше под Восточным Памиром) и достигает 70–80 км под Гималаями. Под Тянь-Шанем она составляет 60, местами 70 км, под зоной его сочленения с Памиром – 45 км и под Таджикской депрессией – 35–40 км. Таким образом, в первом приближении имеет место зеркальное соответствие рельефа поверхности Мохровичича рельефу земной поверхности. Вместе с тем очевидно совпадение областей наибольшей мощности земной коры с участками ее наибольшего сжатия и скучивания, выявленными по геологическим данным. Такое поперечное сжатие подтверждено в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня определениями механизмов очагов землетрясений [Соболева, Шкляр, 1974], геодезическими наблюдениями [Pevnev et al., 1975] и тектодинамическим анализом трещин [Степанов, 1979]. К подобным выводам приводят и определения механизмов очагов землетрясений в других частях региона [О. Кучай, 1978].

На космических снимках среднего и малого разрешения отражаются структуры, по крайней мере, на порядок большие наблюдаемых с поверхности Земли. Как было показано нами ранее [Макаров и др., 1974], они являются отражением глубинного строения земной коры региона – складок основания и соответствующих им систем линеаментов.

Памир, Тянь-Шань и зона их сближения пересекаются ортогональными и диагональными системами линеаментов, которые, как показывает сопоставление с геофизическими данными, отражают структурные планы литосферы на разной глубине, т.е. характеризуют различные по объему однородно деформированные ее участки [Геологическое..., 1978].

Так, ортогональная система преобладает на мелкомасштабных (разрешение на местности 1 км) изображениях и соответствует главнейшим неотектоническим границам региона, прослеживаемым до подошвы земной коры. Диагональная система северо-западных и северо-восточных линеаментов на среднемасштабных изображениях (разрешение на местности около 200 м) соответствует зонам нарушений в структуре верхней части земной коры. И ортогональная и диагональная системы линеаментов, будучи неотектоническими образованиями, не соответствуют главным элементам новейшей структуры земной поверхности. Это дает основание предполагать несовпадение новейших структурных планов на разных уровнях земной коры региона. В условиях общего скучивания коровых масс такое несовпадение отражает дисгармонию в проявлении структур в приповерхностной части, в более глубоких горизонтах

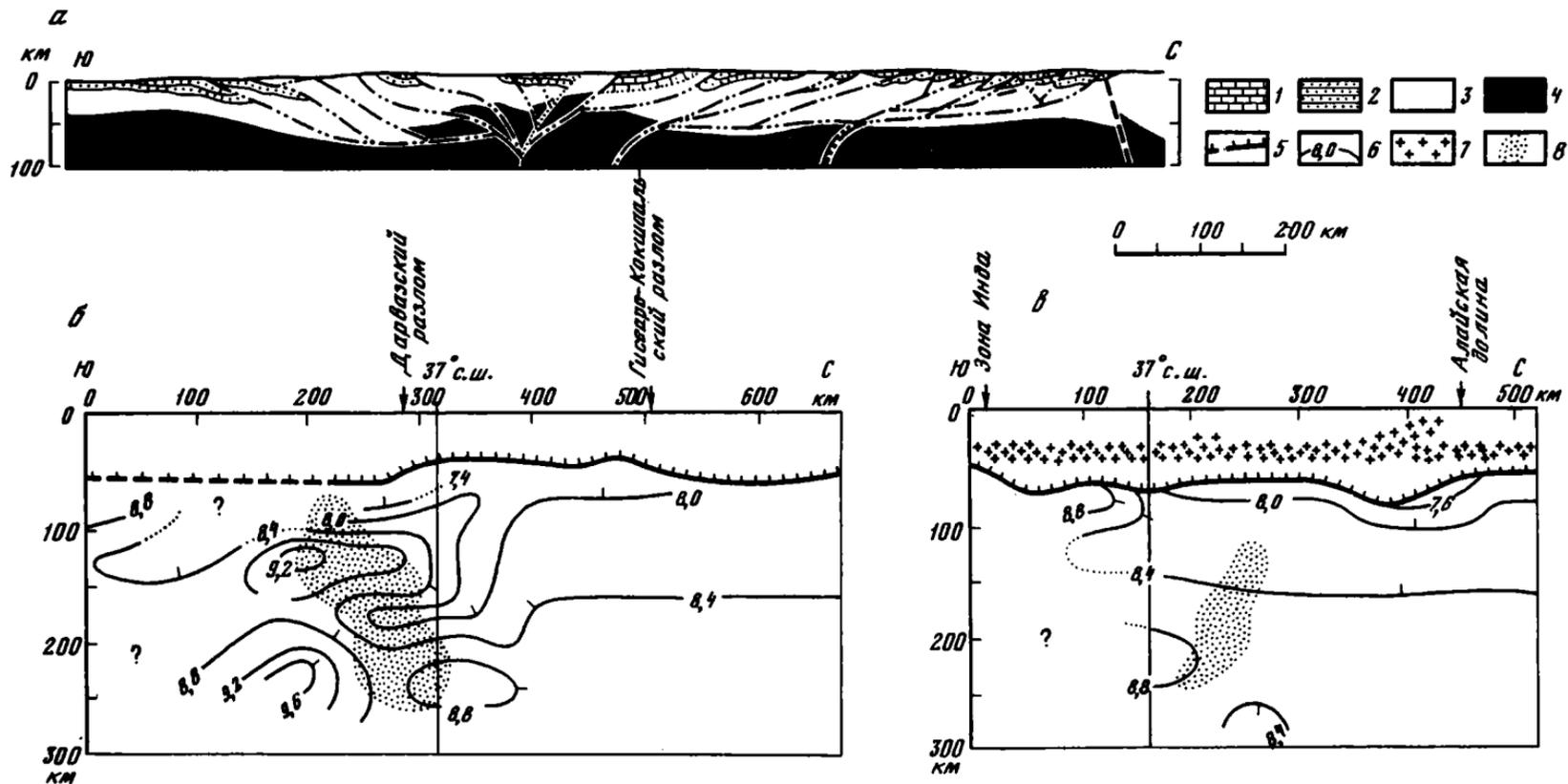


Рис. 60. Гипотетический глубинный разрез через Памир и Гималаи (а) и сейсмогеологические разрезы через Памир и Афгано-Таджикскую депрессию (б) и через Гималаи (в)

1 — офиолитовые комплексы; 2 — осадочный чехол; 3 — консолидированная часть земной коры; 4 — верхняя мантия; 5 — поверхность Мохоровичича [Белоусов и др., 1979]; 6 — изолинии равных скоростей (в км/с) прохождения продольных сейсмических волн в мантии [Николаев, Санина, 1982]; 7, 8 — сейсмофокальные зоны: 7 — коровые [Белоусов и др., 1979], 8 — Памиро-Гиндукушская мантийная

верхнекорового слоя и в нижней части земной коры, т.е. свидетельствует о ее современном тектоническом расслоении [Пейве, Трифонов, 1981].

Приведенные в разделе 4.1. данные о возрасте новейших деформаций и смещений в разных участках Памира и Каракорума выявляют последовательную миграцию зоны максимальных дислокаций, соответствующей фронту движущихся к северу горных масс земной коры. В олигоцене фронт располагался в зоне Инда, в миоцене — в зоне Каракульского надвига Северного Памира, в плейстоцене — на южном борту Алайской долины. Миграцию можно объяснить следующим образом. В процессе относительного движения горных масс Индостана к северу расположенный перед ними участок подвижного пояса испытывал максимальное сжатие<sup>1</sup>, приводившее его к интенсивным складчато-надвиговым нарушениям, обособлению с краев наращивавшимися к северу зонами сдвигов западного и северо-восточного обрамления Индостана и, вероятно, к срыву деформированных и нарушенных разрывами верхнекоровых образований такой зоны. Обособленные верхнекоровые образования теряли способность к дальнейшим интенсивным деформациям, причленились к горным массам Индостана и начинали двигаться вместе с ними, в результате чего максимальному сжатию подвергался более северный участок подвижного пояса, и т.д.

Описанная модель предполагает обособление и дисгармоничное по отношению к более глубинным структурам литосферы неотектоническое развитие всего верхнекорового слоя Памира, состоящего из последовательно сформированных тектонических чешуй (рис. 60). В зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня отчетливо проявились завершающие эпизоды этого процесса. Слагающие зону мощные осадочные толщи мезозоя и кайнозоя, сходные с отложениями более западных участков Таджикской депрессии и испытывавшие медленную и сравнительно пологую конседиментационную складчатость, в позднем миоцене подверглись более интенсивному давлению горных масс Памира. Это вызвало значительное усложнение складок, дисгармоничное из-за различий прочностных свойств отдельных слоев и толщ и приведшее к перерождению первичных форм в покровно-складчатые структуры.

Их дальнейшее развитие определялось двумя обстоятельствами. Во-первых, наиболее интенсивное накопление обломочного материала вблизи растущих и эродируемых сводов Памира и Тянь-Шаня могло привести к гравитационному нагнетанию ранее отложенных осадков в осевую часть прогиба и к некоторому ее воздыманию. Во-вторых, в результате покровно-складчатых деформаций и связанных с ними метаморфических преобразований осадочные толщи стали более гомогенными по дислокационным свойствам, что привело к слиянию воздымающихся складок осевой полосы в единое Петро-Заалайское поднятие. Оно постепенно разрасталось как асимметричная, запрокидывавшаяся к северу антиклиналь, которая переродилась в конечном счете в складку-покров подобно тому, как это произошло прежде с более мелкими складками. Возможно, поверхность срыва Петро-Заалайской складки-покрова, пришедшая примерно на подошву осадочного комплекса, на юге причленилась к зоне ранее возникшего Каракульского надвига, т.е. к зоне срыва всего верхнекорового слоя Памира.

В плейстоцене Петро-Заалайское поднятие было нарушено активными разломами Дарваз-Алайской зоны и максимальные деформации сконцентрировались перед ее фронтом. Они наиболее интенсивны в западной части поднятия и в долине р. Сурхоб. Если выявленные тенденции неотектонического развития сохранятся, этот участок может в дальнейшем обособиться от более западных структур Таджикской депрессии и образовать единое целое с Памиром. Признаком такого обособления служит зона мелких позднечетвертичных разрывов, формирующаяся в нижнем течении р. Обихингоу [Трифонов, 1983].

Предположение об общем неотектоническом отслоении верхнекоровых масс Памира,

<sup>1</sup> Максимальное сжатие перед фронтом активного надвига подтверждено тектонофизическими расчетами А.С. Григорьева и экспериментами А.В. Михайловой [Тектонофизика..., 1971; Поля..., 1979].

основанное на изложенных выше структурных и историко-геологических данных, подкрепляется сейсмологическими материалами. Выполненный Ю.К. Щукиным анализ расположения гипоцентров землетрясений региона [Белоусов и др., 1979, рис. 3] показал, что до глубины около 30 км выделяется наклоненная на юг фокальная зона, совпадающая с активными надвигами восточной части Петро-Заалайского поднятия. Ниже, на глубинах 30–40 км, обособляется субгоризонтальная область скопления гипоцентров, возможно соответствующая зоне срыва верхнекоровых масс, а под ней слой, в котором плотность гипоцентров резко уменьшается. Еще ниже, на глубинах 60–270 км, выделяется наиболее высокосейсмичная фокальная (гипоцентральная) область. Ось мантийной гипоцентральной области землетрясений находится гораздо южнее верхнекоровой – под Южным Памиром и Гиндукушем.

Более детальные исследования в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню не обнаружили в мезозойско-кайнозойских отложениях единой поверхности срыва, но выявили общее погружение сейсмогенерирующей зоны к югу. Это с большой долей вероятности дало основание полагать, что одной из плоскостей снятия избыточных напряжений явилась поверхность раздела между чехлом и кристаллическим фундаментом [Белеловский, Кулагин, 1976].

По данным В.С. Пономарева и Ю.М. Тейтельбаума [1974], наиболее глубокие очаги слабых землетрясений (10–15 км) приурочены к осевой части хребта Петра Первого, а более мелкие (5–10 км) – к его северным склонам. Нижняя граница области очагов этих землетрясений примерно совпадает с поверхностью эпипалеозойского фундамента, который, достигая в Южном Тянь-Шане высоты 5–6 км, круто погружается к югу до глубин 9–12 км, в меньшей степени на востоке и в большей – на западе, к Таджикской депрессии [Кулагин и др., 1976]. Расположение очагов подтверждает представление о срыве вдоль поверхности фундамента. Вместе с тем ее рельеф дискордантен новейшим структурам не только хребтов Петра Первого и Заалайского, но и Северного Памира, где фундамент снова поднят до 6 км, что согласуется с данными о надвигании последнего к северу.

В.К. Кулагин [Кулагина и др., 1974; Тектоническая..., 1982] выделил в земной коре региона волновод, в целом погружающийся от 15–27 км под Южным Тянь-Шанем до 32–44 км под Памиром. Составленные по данным ГСЗ сейсмические разрезы через западную и центральную части Памира (см. рис. 60, а, б) подтвердили существование коровых волноводов. Они могут быть местами пониженной прочности земной коры и соответствовать зонам срыва и надвигания верхнекоровых масс. Так, фундамент зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня по скоростным характеристикам близок к протерозойско-палеозойским породам Гиссаро-Алая [Кулагина и др., 1974]. По данным ГСЗ, он непосредственно прослеживается на юг [Хамрабаев и др., 1980] (как относительно низкоскоростной слой), где на нем залегает высокоскоростной массив Северного Памира. Это можно интерпретировать как шарьирование Северного Памира к северу на 200 км, что согласуется с амплитудой вторичного изгиба дуги хребтов Заалайского, Петра Первого и Дарвазского, установленной по палеомагнитным данным [Баженов, Буртман, 1982]. В целом волноводы Памира ограничивают несколько верхнекоровых чешуй, прислоненных и частично наложенных одна на другую (см. рис. 60, а).

В Гималаях, как отмечалось выше, проявления интенсивных новейших покровно-складчатых деформаций омолаживаются от зоны Инда к югу. Соответственно большинство надвигов, наблюдаемых на поверхности, погружается в северном направлении. Однако, как показали сейсмические исследования последних лет [Matthews, Hign, 1984], эти надвиги не прослеживаются глубже верхнекорового слоя. На уровне поверхности Мохоровичича регистрируются другие надвиги, наклоненные на юг. По ним подошва коры ступенчато погружается под Гималаи до глубин 70–80 км (см. рис. 60, а). Таким образом, имеет место резкая дисгармония между надвигами в верхней части коры и в ее основании. В нижней части коры и те и другие исчезают, переходя, возможно, в зону течения горных масс.

#### 4.3.2. НЕОДНОРОДНОСТЬ ПРОЦ. ССА СЕЙСМИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ В ПАМИРО-ГИНДУКУШСКОЙ ГИПОЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Известны четыре внутриконтинентальные области, в которых происходят землетрясения с промежуточной глубиной очага. Три из них расположены на территории Бирмы, Испании и Румынии, а четвертая — наиболее сейсмически активная — на территории Афганистана и Средней Азии. Эта очаговая область, называемая Памиро-Гиндукушской, протянулась с юго-запада на северо-восток от меридиана Кабула ( $69^\circ$  в.д.) на западе, вдоль северных отрогов Гиндукуша, через центральный Памир до Мургаба на востоке ( $74^\circ$  в.д.). Общая протяженность эпицентральной зоны Памиро-Гиндукушских землетрясений составляет 600 км, наибольшая ширина не превышает 120 км.

Плотность эпицентров внутри эпицентральной зоны неодинакова. Она максимальна в пределах Афганистана, между  $36$  и  $37^\circ$  с.ш. и  $69,5$  и  $71,5^\circ$  в.д., на площади  $16-17$  тыс. км<sup>2</sup> (рис. 61). В этом районе происходят и наиболее сильные из землетрясений с промежуточной глубиной очага. Вторая область повышенной плотности эпицентров подкорковых землетрясений имеет площадь около  $9$  тыс. км<sup>2</sup> и локализована в пределах  $37-38^\circ$  с.ш. и  $71-73^\circ$  в.д., т.е. в районе Хорога и Чартыма на советской территории. Эта область относительно менее сейсмически активна; верхний предел энергии  $E = 10^K$  землетрясений, происшедших в период с 1962 по 1975 г., оказался здесь на три порядка меньше, чем в соседнем Афганском районе. Описанные эпицентральные области разделены узкой зоной пониженной сейсмической активности, приуроченной к морфологической границе раздела между Восточным и Западным Памиром (район Ишкашима; между  $71$  и  $71,5^\circ$  в.д.). Интересно, что к этой протягивающейся в северо-западном направлении зоне тяготеют эпицентры сильных землетрясений в земной коре (см. рис. 61). Третья область повышенной сейсмической активности верхней мантии находится в районе Мургаба, к северо-востоку от  $73^\circ$  в.д. Плотность эпицентров здесь значительно ниже, чем в Афганском и Хорогском районах.

Очаги верхнемантийных землетрясений Памиро-Гиндукушской области сосредоточены как бы в слое (не горизонтальном) горных масс, ширина которого не превышает  $80$  км, а падение близко к вертикальному. Западная, Гиндукушская, ветвь гипоцентральной области погружается со стороны Афганистана под Таджикскую депрессию в направлении на северо-северо-запад, постепенно увеличивая угол падения с ростом глубины. Восточная, Памирская, ветвь круто падает под территорию Афганистана в направлении на юго-восток. Почти вертикальное погружение гипоцентральной области в средней, в плане, части (в районе Ишкашима) сменяется на все более пологое по мере приближения к ее краям [Лукк, Винник, 1975].

В интервале глубин  $150-170$  км в обеих ветвях Памиро-Гиндукушской области намечается тенденция к уменьшению мощности (толщины) сейсмогенерирующего слоя. На глубинах  $190-240$  км в Гиндукушской ветви области эта мощность резко увеличивается. Плотность гипоцентров землетрясений и сейсмическая активность здесь максимальны, в частности здесь произошло сильнейшее за период наблюдений с 1962 по 1975 г. землетрясение с  $K = 18$  (14 марта 1965 г.). Ниже сейсмический процесс резко затухает, но прослеживается еще до глубины  $270-280$  км. Зона относительно повышенной сейсмической активности в Памирской ветви области приурочена к интервалу глубин  $90-160$  км. Плотность гипоцентров на глубинах, больших  $200$  км, здесь второе меньше, чем в соседней Гиндукушской ветви; сейсмический процесс быстро затухает с увеличением глубины до  $240-250$  км. В зоне пониженной сейсмической активности между Гиндукушской и Памирской ветвями глубина, на которую распространяется очаговая область гипоцентров, резко уменьшается до  $160$  км [Лукк, Нерсесов, 1970].

Сейсмичность Памиро-Гиндукушской области весьма стабильна во времени. С 1962 по 1975 г. не замечено каких-либо пространственных миграций в пределах области участков повышенной и пониженной сейсмической активности. Результаты более долговременных наблюдений также показывают, что зона наибольшей сейсмической актив-

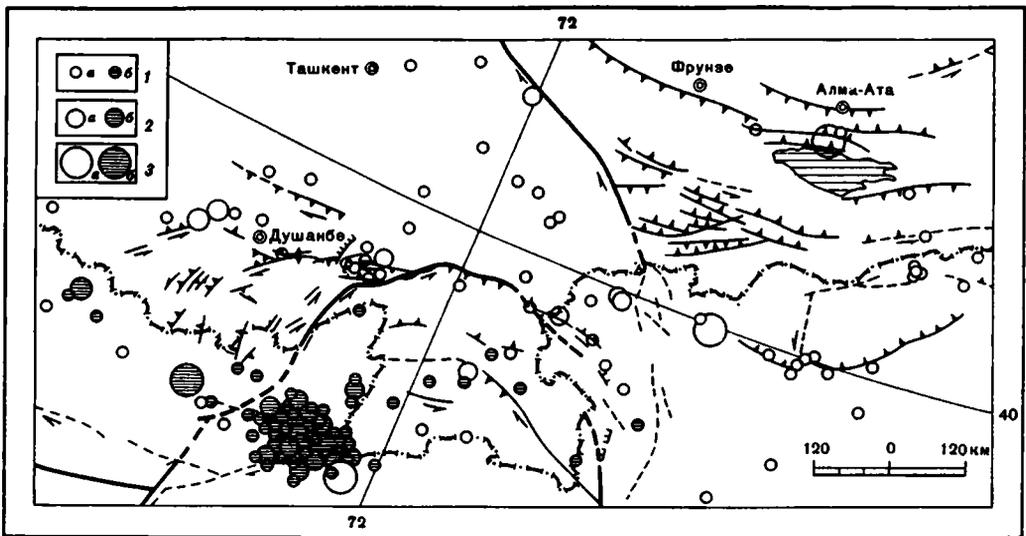


Рис. 61. Активные разломы и эпицентры землетрясений Памиро-Тяньшаньской области  
 Эпицентры сильных землетрясений 1900–1974 гг. с глубинами гипоцентров  $0 < H \leq 70$  км (а) и  $70 < H < 300$  км (б) и с магнитудами: 1 –  $6 < M \leq 7$ , 2 –  $7 < M \leq 8$ , 3 –  $M > 8$  [Новый ..., 1974]  
 Крупные разломы выделены толстыми линиями. Пояснение остальных условных обозначений см. на рис. 54

ности устойчиво локализовалась в Гиндукушской ветви очаговой области на глубине 200–240 км (см. рис. 61). Некоторые флуктуации сейсмической активности в Гиндукушской ветви области связаны, по-видимому, с происшедшим здесь в 1965 г. сильным землетрясением. В 1963–1964 гг. область повышенной сейсмической активности локализовалась в интервале глубин 60–80 км, в 1965–1966 гг. она сместилась на глубину 200–230 км, т.е. в область очага землетрясения 1965 г.

Скоростной разрез верхней мантии в Памиро-Гиндукушском районе известен по данным ГСЗ и по результатам обработки кинематических параметров записей промежуточных землетрясений. Он может представляться как однородно-слоистый: скорости распространения сейсмических волн, примерно постоянные в пределах слоев, изменяются скачком на их границах. В Памиро-Гиндукушском районе зависимость от глубины скоростей (пластовых) распространения продольных волн, полученная по данным ГСЗ [Хамрабаев и др., 1980], представлена на рис. 62,а. На рис. 62,б представлены зависимости от глубины отношения скоростей объемных волн промежуточных Памиро-Гиндукушских землетрясений; одна из них получена из годографов сейсмических волн [Лукк, 1966], а другая – по результатам обработки графиков Вадати [Лукк, Нерсесов, 1970]<sup>1</sup>.

Непосредственно под границей Мохоровичича скорость  $v_p$  распространения продольных волн равна примерно 8,0 км/с; возможно, что она немного возрастает с увеличением глубины вплоть до первой (верхней) границы раздела [Лукк, 1966]. По сейсмологическим данным, эта граница, на которой скорости  $v_p$  и  $v_s$  увеличиваются скачком, расположена на глубине 80–90 км (см. рис. 62,б), а по данным ГСЗ – на глубине 100 км (см. рис. 62,а). Ниже в разрезе отчетливо выделяется слой пониженных скоростей объемных волн ( $v_p$  и  $v_s$ ); отношение  $v_p/v_s$  в этом слое (волноводе) также понижено. Можно предполагать [Лукк, 1966], что границы этого слоя не являются

<sup>1</sup> График Вадати представляет собой зависимость разности времен вступления поперечной и продольной волн ( $t_s - t_p$ ) от времени  $t_p$ ; он строится по совокупности данных, полученных сетью сейсмических станций, и служит для определения времени в очаге. Наклон графика связан с отношением скоростей объемных волн ( $v_p/v_s$ ).

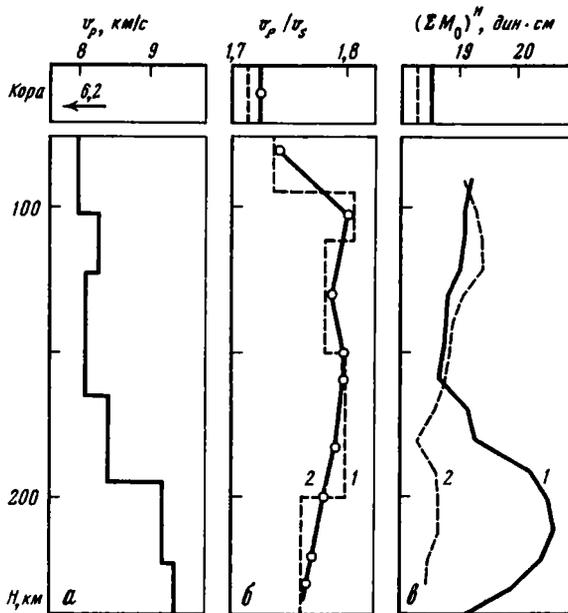


Рис. 62. Распределения по глубине некоторых сейсмических и сейсмологических параметров горных масс в Памиро-Гиндукушском районе

*a* — пластовых скоростей распространения продольных волн по данным ГСЗ [Хамрабаев и др., 1980]; *б* — отношений пластовых скоростей сейсмических волн от Памиро-Гиндукушских очагов по данным: 1 — о годографах [Лукк, 1966], 2 — о графиках Вадати [Лукк, Нерсесов, 1970]; *в* — наблюдаемых (средних за 1962–1975 гг.) значений сумм сейсмических моментов землетрясений: 1 — в Гиндукушской ветви гипоцентральной области, 2 — в Памирской ветви

режимы; верхняя граница расположена на глубине 110–125 км; а нижняя — на глубине 150–165 км. Закономерности изменения скоростей в пределах волновода по имеющимся данным установить не удается. Ниже глубины 240 км находится еще один волновод; для продольных волн его существование обнаружено по данным ГСЗ [Хамрабаев и др., 1980], а для поперечных — по сейсмологическим данным [Лукк, 1966].

**Горизонтальная неоднородность.** В верхней мантии Памиро-Гиндукушского района горизонтальная неоднородность отмечалась уже при изучении скоростного разреза по годографам сейсмических волн [Матвеева, Лукк, 1968]. В дальнейшем она исследовалась двумя методами в различных их модификациях. Первый — метод сейсмического просвечивания — основывается на измерении кинематических параметров (времен пробега) продольных сейсмических волн из очагов далеких землетрясений; волн, приходящих с разных сторон к Памиро-Гиндукушскому району и тяготеющей к нему компактной группе регистрирующих сейсмических станций [Винник, Лукк, 1974; Винник, 1975; Николаев, Санина, 1982]. Пути сейсмических волн от одного землетрясения до каждой станции группы практически совпадают везде, кроме верхних 300–400 км под станциями, где они расходятся. Поэтому различия времен пробега отражают различия в средних скоростях на этих последних 300–400-километровых отрезках пути. Второй метод по динамическим параметрам объемных волн из очагов промежуточных Памиро-Гиндукушских землетрясений позволяет судить о поглощающих свойствах среды в гипоцентральной области и ее окрестностях. Он основан на измерении спектральных характеристик колебаний, регистрируемых на разных гипоцентральных расстояниях и в разных направлениях от очагов землетрясений [Лукк, Нерсесов, 1970; Молнар и др., 1976].

Полученные результаты позволяют считать, что Памиро-Гиндукушская гипоцентральной область промежуточных землетрясений как бы заключена в больший по объему

(и асейсмичный) блок горных масс, свойства которых аномальны по отношению к вмещающей верхней мантии. Максимальная мощность этого (по свойствам "литосферного") блока около 300 км. В пределах Средней Азии, Афганистана и Пакистана он проявляется аномально высокой (не менее 1000) добротностью [Молнар и др., 1976]. Более точно высокодобротная область пока не оконтурена. В районах Западного Памира, Афганского Бадахшана и Гиндукуша аномальность проявляется также в увеличении средней скорости распространения продольных сейсмических волн на 0,3–0,4 км/с по сравнению со среднемировой. Высокоскоростной верхнемантийный массив вытянут в направлении с юго-запада на северо-восток; на востоке и на западе он ограничен верхнемантийными массивами, в которых средняя скорость распространения продольных волн ниже среднемировой на 0,1–0,2 км/с [Винник, Лукк, 1974; Лукк, Винник, 1975]. Эти границы могут быть сопоставлены по поверхности с крупными тектоническими структурами, такими, как, например, Дарваз-Каракульская разломная зона [Лукк, Винник, 1975]. Восточная граница пересекает эпицентрально-зону промежуточных землетрясений, так что наименее сейсмически активная Восточно-Памирская (Мургабская) ее часть оказывается в области пониженных скоростей.

Гиндукушская и Памирская ветви гипоцентральной области промежуточных землетрясений падают (см. выше) в направлениях к упомянутым границам (соответственно западной и восточной), как бы тяготея к зонам перехода от повышенных скоростей  $v_p$  к пониженным, т.е. к зонам наибольших градиентов скорости [Лукк, Винник, 1975]. Интересно, что к этим зонам приурочены ступени в рельефе поверхности Мохоровичича; мощность земной коры над высокоскоростным массивом составляет примерно 50 км, к западу она уменьшается до 30 км, а к востоку увеличивается до 70 км [Лукк, Винник, 1975].

Возможно, что по сравнению с высокодобротной и высокоскоростной вмещающей средой горные массы собственно в гипоцентральной области промежуточных землетрясений обладают повышенными поглощающими свойствами [Лукк, Нерсесов, 1970]. Особо сильная аномалия отмечается для продольных волн [Лукк, 1971]. На удаленных от эпицентральной зоны сейсмических станциях Таджикистана регистрируются в сейсмических волнах из очагов Памиро-Гиндукушских землетрясений очень высокие частоты (5–10 Гц); записи тех же – или таких же – землетрясений непосредственно в эпицентральной зоне менее высокочастотны (5 Гц) [Молнар и др., 1976]. Распределение макросейсмической интенсивности промежуточных землетрясений не концентрично относительно эпицентров; максимум ее систематически смещается к северу на 150–200 км.

В работе по изучению скоростного разреза верхней мантии Памиро-Гиндукушского района методом сейсмического просвечивания продольными волнами от удаленных землетрясений [Николаев, Санина, 1982] принята слоисто-блоковая модель среды с размерами блоков 75 × 75 км в плане и 50 км по мощности. Инверсия аномалий времени пробега сейсмических волн в аномалии скорости выполнена методом перебора с последующим вычитанием аномалий времени, соответствующих наиболее контрастным неоднородностям. Полученное поле скоростей характеризуется в пределах Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области и к югу от нее на глубинах до 300 км сложным чередованием высоко- и низкоскоростных объемов мантийного вещества по вертикали и по горизонтали. Аномалии скорости имеют изометричную форму и небольшие размеры. С положительными аномалиями соседствуют отрицательные; контраст скоростей в отдельных аномальных блоках достигает 11–12%. К северу от гипоцентральной области промежуточных землетрясений такие аномалии отсутствуют.

Если считать, что скоростные аномалии вызываются аномалиями плотности – это предположение основывается на известных корреляционных зависимостях [Красовский, 1979], – то причину верхнемантийных Памиро-Гиндукушских землетрясений можно видеть либо во внешних силах, под действием которых перемещиваются горные массы разной плотности, либо в процессах, направленных на выравнивание плотностных неоднородностей, либо и в тех и в других [Nikolaev et al., 1985].

*Графики повторяемости  $\lg n(K)$ .* Графики повторяемости энергетических классов коровых и верхнемантийных землетрясений Памиро-Гиндукушского района построены по данным каталогов из ежегодников "Землетрясения в СССР" [Землетрясения..., 1966–1979] раздельно для Гиндукушской и Памирской его частей. Энергетический класс  $K$  соответствует шкале КСЭ [Методы..., 1960]. Эта величина определяется с погрешностью до  $\pm 0,5$  единицы  $K$ , поэтому графики построены по интервалам  $K_i \pm 0,5$  со средними значениями  $K_i = 10, 11, 12, \dots$  Используются данные 14-летних (с 1962 по 1975 г.) наблюдений землетрясений с  $K > 9,5$ , координаты эпицентров которых заключены в следующих интервалах по широте и долготе:  $\varphi = 36-37^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 69-71,5^\circ$  в.д. и  $\varphi = 37-38^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 71-73,5^\circ$  в.д. соответственно для Гиндукушской и Памирской частей гипоцентральной области.

Графики повторяемости коровых землетрясений построены без дифференциации по глубине; их параметры являются средними для земной коры в Гиндукушской и Памирской частях исследуемого района за время с 1962 по 1975 г. Глубины гипоцентров верхнемантийных ( $H > 70$  км) землетрясений определены с градацией 10 км. Графики повторяемости этих землетрясений строились для скользящих по глубине  $H$  с шагом 10 км интервалов  $H_j \pm \delta H$  шириной  $2\delta H = 20$  и  $2\delta H = 30$  км (т.е. для горизонтальных слоев сейсмогенерирующих горных масс мощностью 20 и 30 км) в двух вариантах: по данным наблюдений за 1962–1975 гг. (14 лет) и за 1968–1975 гг. (8 лет). Параметры их отнесены к средним для упомянутых слоев значениям глубины  $H_j$ , кратным пяти ( $H_j = 85, 95, 105, \dots$ ) для слоев мощностью 20 км и десяти ( $H_j = 90, 100, 110, \dots$ ) для слоев мощностью 30 км (см. рис. 63).

Сильнейшее землетрясение 1965 г. с  $K = 18$ , происшедшее в Гиндукушской ветви гипоцентральной области на глубине 210 км, сопровождалось многочисленными афтершоками. В графики повторяемости за период 1962–1975 гг. они не включались. Параметры этих графиков в пределах погрешностей совпадают с соответствующими параметрами графиков за период 1968–1975 гг., не осложненный сильным землетрясением. В дальнейшем используются параметры графиков повторяемости, полученных по материалам 14-летних наблюдений. Количества (ненормированные повторяемости) землетрясений в интервалах  $K_i \pm 0,5$ , наблюдаемых за это время в слоях мощностью 30 км в Гиндукушской и Памирской ветвях гипоцентральной области и в земной коре над ними, представлены в табл. 8.

Нижняя граница диапазона  $\Delta K = K_2 - K_1$ , в котором строились графики повторяемости, принята фиксированной и равной ( $K_1 = 9,6$ ) минимальному значению энергетического класса землетрясений, которые полностью, без пропусков, регистрируются в исследуемом районе во всем интервале глубин гипоцентров до 250 км. Верхняя граница  $K_2$  определяется силой максимального землетрясения, наблюдаемого в том или ином слое. Все графики повторяемости для глубин  $H_j$  от 85 до 230 км построены в диапазонах не меньших, чем  $\Delta K = 4$  (от 9,6 до 13,5). Для большинства графиков в Гиндукушской ветви области и для некоторых в Памирской этот диапазон шире:  $K_2 \geq 14$  (см. табл. 8).

Графики повторяемости нормировались по объему на  $1 \text{ км}^3$  и по времени на 1 год. Для нормирования по объему строились карты эпицентров землетрясений с  $K > 10,5$ , зарегистрированных за 14 лет в следующих один за другим по глубине горизонтальных слоях мощностью 30 км. Определенная по той или иной карте площадь эпицентров относилась к средней для соответствующего сейсмогенерирующего слоя глубине. Путем интерполяции из полученных значений определялись площади горизонтальных сечений Памирской и Гиндукушской ветвей гипоцентральной области через 10 км по глубине и затем объемы слоев горных масс, ответственных за землетрясения, вошедшие в тот или иной график повторяемости.

Нормированные графики в диапазоне  $K = 9,6-13,5$  аппроксимировались (методом наименьших квадратов) линейными зависимостями вида (1.1); определялись параметры  $a = \lg n(\bar{K})$  и  $b = -\Delta \lg n / \Delta K$  каждого графика (см. гл. 1). Величины  $\bar{K}$ ,  $a$  и  $b$  пересчитывались затем, согласно переходному соотношению (1.16), в соответствующие

Таблица 8

Распределение по энергетическим классам землетрясений, наблюдаемых за 1962–1975 гг. в слоях мощностью 30 км в Гиндукушской и Памирской ветвях гипоцентральной области

Район	$H_j$ , км	$N(K_i \pm 0,5)$								
		$K_i$								
		10	11	12	13	14	15	16		
Гиндукуш	90	547	222	66	16	7				
	100	290	116	41	16	5				
	110	322	123	50	17	4				
	120	221	81	31	14	4				
	130	308	99	34	10	1				
	140	339	96	31	7	1				
	150	332	95	27	6	1				
	160	243	75	19	7	1				
	170	269	95	24	8	1	1			
	180	244	74	30	8	3	1			
	190	538	170	59	23	4	3			
	200	649	233	70	31	6	3			2
	210	753	299	83	34	8	3			3
	220	656	270	71	27	10	1			1
	230	504	208	55	23	8				1
240	357	139	34	17	4					
Памир	90	197	75	21	6	2				
	100	182	68	26	6	5				
	110	215	86	26	4	7				
	120	205	73	24	4	6				
	130	234	81	25	3	2				
	140	231	74	20	2	1				
	150	205	70	16	4	1				
	160	146	57	6	3	1				
	170	128	47	12	3					
	180	120	32	8						
	190	174	40	11	3					
	200	183	41	14	3					
	210	187	43	14	2					
	220	122	29	10						
	230	82	20	7						
240	49	11	2							

Примечание.  $N(K_i \pm 0,5)$  — количество наблюдаемых землетрясений разных классов  $K_i \pm 0,5$ ;  $H_j$  — средние глубины слоев, для которых построены графики повторяемости.

параметры  $\overline{\lg M_0}$ ,  $a_{M_0} = \lg n(\overline{\lg M_0})$  и  $b_{M_0}$  графиков повторяемости землетрясений по величине логарифма сейсмического момента. Эти параметры (индексы  $M_0$  у которых мы в дальнейшем опускаем) являются коэффициентами линейных зависимостей, которыми аппроксимированы графики  $\lg n(\lg M_0)$  в фиксированном диапазоне величин сейсмического момента от  $M_0 = 10^{21,1}$  до  $M_0 = 10^{24,3}$  дин · см, т. е. в диапазоне  $\Delta \lg M_0 = 3,2$  со средним значением  $\overline{\lg M_0} = 22,7 = \text{const}$ . В каждом случае вычислялись средние квадратические ошибки  $\sigma_a$  и  $\sigma_b$  определения величин  $a$  и  $b$ , а также коэффициент корреляции между  $(\lg M_0)_i$  и  $\lg n_i$ , т. е. между средними значениями логарифма сейсмического момента в интервалах  $(\lg M_0)_i \pm 0,4$  (см. гл. 1), по которым построен график, и логарифмами наблюдаемых в этих интервалах повторяемостей  $n_i$  земле-

трясений. Типичные примеры графиков  $\lg n(\lg M_0)$  для разных глубин в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области представлены на рис. 22.

*Пространственные вариации сейсмической активности.* В гипоцентральной области промежуточных землетрясений сейсмическая активность варьирует. Это связано с неоднородностью верхней мантии в Памиро-Гиндукушском районе. Это можно видеть из сопоставления закономерностей изменения параметров графиков повторяемости наблюдаемых здесь землетрясений по глубине и по латерали (рис. 63 и рис. 62, в) с полем скоростей  $v_p, v_s$  сейсмических волн и их отношением  $v_p/v_s$ .

На рис. 63 представлены зависимости от глубины в Гиндукушской и Памирской ветвях верхнемантийной гипоцентральной области и в земной коре над ними параметров  $a$  и  $b$  линейных приближений графиков  $\lg n(\lg M_0)$ , а также абсолютные, ненормированные количества  $\Sigma n$  землетрясений с  $K > 9,5$  ( $\lg M_0 > 21,1$ ), по которым построен тот или иной график, абсолютные величины соответствующих коэффициентов корреляции ( $r$ ) и средние квадратические ошибки  $\sigma_b$  измерения величины  $b$ . Ошибки  $\sigma_a$  представлены на рис. 23, 44, 64. Модуль коэффициента корреляции характеризует качество "наилучшего" линейного приближения вида (1.1) [Г. Корн, Т. Корн, 1968]; он тем меньше, чем больше ошибки  $\sigma_b$  и  $\sigma_a$ , чем больше разброс, дисперсия логарифмов наблюдаемых повторяемостей  $n_i$ .

На рис. 62, в представлены зависимости от глубины еще одного параметра — суммы  $\Sigma M_0 = \sum_i 10^{(\lg M_0)_i} n_i$ , где  $i$  — номера интервалов, по которым построен конкретный график повторяемости. Эти суммы являются оценкой наблюдаемых средних значений общей "энергии"  $(\Sigma M_0)^H$ , совокупности землетрясений, выделяющейся на той или иной глубине в единице объема ( $1 \text{ км}^3$ ) за единицу времени (1 год); см. гл. 1.

Если отвлечься от горизонтальной неоднородности, то из сравнения рис. 63 с 62, в можно видеть, что повышенная сейсмическая активность приурочена к двум глубинным горизонтам Памиро-Гиндукушской области (рассматриваемой в целом). Здесь локализованы очаги большей части наблюдаемых в гипоцентральной области землетрясений (см. рис. 63, а, б), на долю которых приходится подавляюще большая часть общей энергии, выделяемой в гипоцентральной области (см. рис. 62, в). Один из этих горизонтов заключен между слоями пониженных скоростей распространения продольных и поперечных сейсмических волн (волноводами), другой включает верхнюю часть первого (верхнего) волновода и перекрывающий его слой, кровлей которого служит первая, верхняя граница раздела в вертикальном скоростном разрезе (см. рис. 62, а, б).

Выше упомянутой верхней границы раздела сейсмическая активность (величины  $a$ ,  $\Sigma n$ ,  $\Sigma M_0$ ) резко уменьшается; сравнительно невысока она и в земной коре над верхнемантийной гипоцентральной областью. Не менее резко уменьшаются перечисленные величины в нижней части гипоцентральной области (на глубинах, больших примерно 220 км) по мере приближения к кровле нижнего волновода.

В пределах нижнего волновода плотность очагов землетрясений существенно меньше, чем вне его, как меньше и энергия этих землетрясений. Особенно это справедливо для Памирской ветви гипоцентральной области. В интервале глубин от 235 до 270 км здесь наблюдается за 14 лет только 36 землетрясений, из которых максимальное имело энергетический класс  $K = 12$ . За то же время в интервале глубин от 85 до 115 км наблюдается 292 землетрясения.

При сравнении параметров  $\Sigma M_0$  и  $a$  на тех же глубинах в Гиндукушской и Памирской ветвях выявляется горизонтальная неоднородность гипоцентральной области промежуточных землетрясений. Зона абсолютного максимума сейсмической активности локализована в Гиндукушской ветви на глубинах 190–220 км, между первым и вторым волноводом. В период наблюдений здесь произошло 18 землетрясений с  $K > 13$ , из них 5 с  $K > 15$ . В Памирской ветви сейсмическая активность на тех же глубинах невысока: за 14 лет здесь не наблюдается ни одного землетрясения с  $K > 13$ .

Верхний сейсмоактивный горизонт, наоборот, сильнее выражен в Памирской ветви

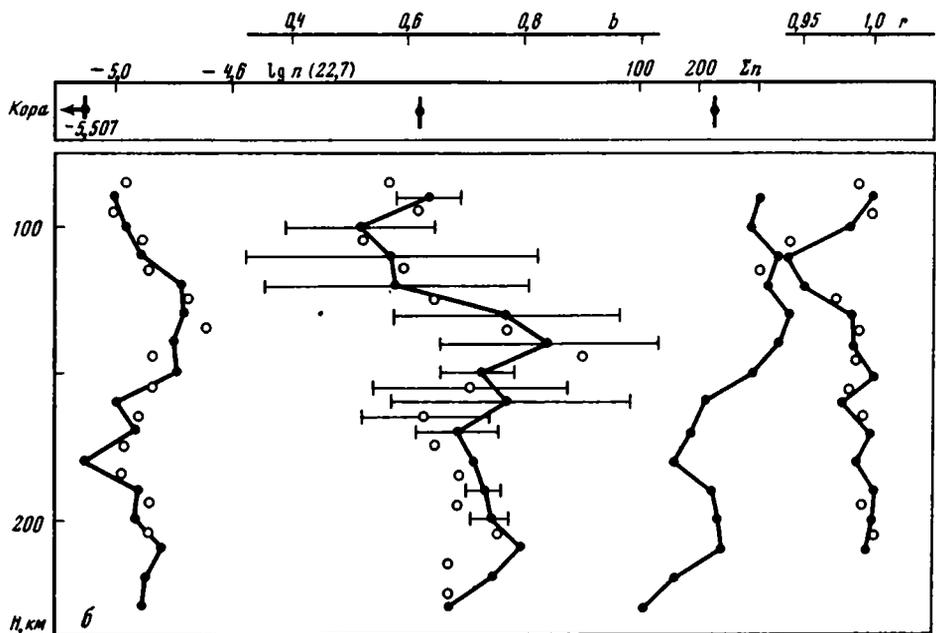
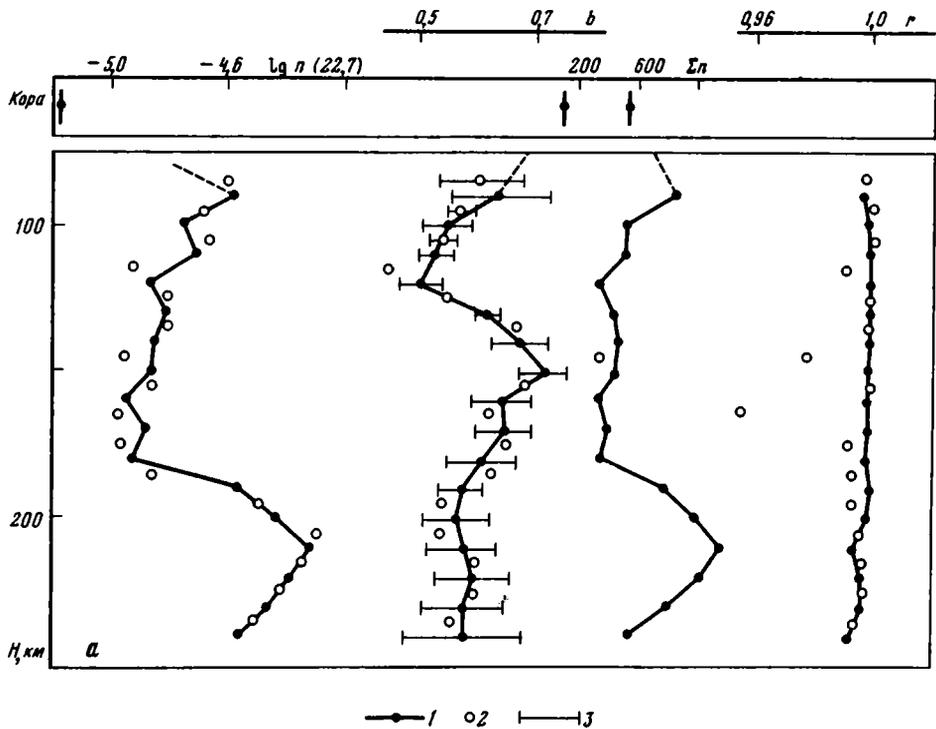


Рис. 63. Параметры и характеристики графиков повторяемости землетрясений на разных глубинах в Гиндукушской (а) и Памирской (б) ветвях гипоцентральной области

1, 2 — значения, средние для слоев: 1 —  $\Delta H = 30$  км, 2 —  $\Delta H = 20$  км; 3 — средние квадратические ошибки  $\sigma_b$ . Пояснение остальных условных обозначений см. в тексте

области; на глубинах примерно от 100 до 160 км характеризующие сейсмическую активность параметры  $\Sigma M_b$  и  $a$  здесь выше, чем в Гиндукушской ветви. В этой последней величины  $\Sigma M_0$  и  $a$  максимальны на уровне и выше кровли первого волновода, в области максимальных значений отношения  $v_p/v_s$  скоростей распространения продольных и поперечных сейсмических волн. С увеличением глубины эти параметры, в том числе и отношения  $v_p/v_s$ , получаемые из графиков Вадати (см. рис. 62, б), уменьшаются в пределах первого волновода, так что достигают минимальных значений около его подошвы, на глубине примерно 160 км. В Памирской ветви максимальные и минимальные значения параметров наблюдаются на глубинах несколько больших, чем в Гиндукушской, — соответственно около 100–140 и 170–180 км.

Наблюдаемые вариации величин  $\Sigma M_0$ ,  $a$ , а также наклона  $b$  графиков повторяемости не могут быть объяснены погрешностями их измерения. Различия экстремальных значений  $\Sigma M_0$  и уровня  $a$  графиков повторяемости на глубинах около 120 и 180 км в Памирской ветви гипоцентральной области превышают среднеквадратические ошибки их измерения; различия в этих величинах, наблюдаемых в Гиндукушской ветви на глубинах 190–220 км (максимум) и 140–170 км (минимум), превышают утроенные среднеквадратические ошибки. Коэффициенты  $b$  графиков повторяемости для слоев  $H = 110 \pm 15$  км и  $H = 150 \pm 15$  км в Гиндукушской ветви области (см. рис. 63, а) также различаются больше чем на величину утроенных среднеквадратических ошибок их измерения.

О неслучайности вариаций параметров графиков повторяемости говорит и подобие характера их зависимостей от глубины в Памирской и Гиндукушской ветвях гипоцентральной области (подобие характера зависимостей  $a(H)$  или  $b(H)$ , представленных на рис. 63, а и б); экстремальные значения параметров  $a$  и  $b$  в Памирской ветви гипоцентральной области наблюдаются на тех же примерно глубинах, что и в Гиндукушской ветви. Аргументом может служить и тот факт, что основные закономерности в зависимостях от глубины уровня и наклона графиков повторяемости (см. рис. 63) сохраняются при увеличении мощности слоев, для которых они построены, от 20 до 30 км, т.е. при увеличении количества землетрясений, вошедших в графики, и соответствующем уменьшении ошибок измерения их параметров.

Средние квадратические ошибки  $\sigma_a$ ,  $\sigma_b$  и модуль коэффициента корреляции зависят от количества  $\Sigma n$  землетрясений, по которым построен график повторяемости. При прочих равных условиях чем больше  $\Sigma n$ , тем меньше флуктуации повторяемостей землетрясений в интервалах  $(\lg M_0)_i$ , тем меньше величины  $\sigma_a$ ,  $\sigma_b$  и тем больше модуль  $r$  [Г. Корн, Т. Корн, 1968]. Графики повторяемости в Памирской ветви гипоцентральной области построены по меньшему числу землетрясений, чем для слоев той же мощности и на тех же глубинах в Гиндукушской ветви, поэтому характеризующие их ошибки  $\sigma_b$  (и  $\sigma_a$ ) больше (см. рис. 63), а модули коэффициентов корреляции меньше. То же наблюдается, как правило, и при сравнении характеристик  $\sigma_b$ ,  $r$  графиков повторяемости для слоев мощностью 30 и 20 км, построенных соответственно по отношению большему и по относительно меньшему количеству землетрясений (см. зависимость  $r(H)$  рис. 63, а в Гиндукушской ветви на глубинах, больших 110 км).

Однако дисперсия, разброс логарифмов наблюдаемых повторяемостей  $n_i$  относительно "наилучшего" линейного приближения зависит еще и от однородности сейсмического процесса в том объеме горных пород, которому соответствует график повторяемости. Поэтому, например, в верхней части Памирской ветви гипоцентральной области, до глубины примерно 160 км, средние квадратические ошибки  $\sigma_b$  больше, а величины  $r$  меньше, чем в нижней части, хотя графики повторяемости построены здесь по относительно большему количеству землетрясений (см. рис. 63, б). Неоднородность сейсмического процесса вызывается пространственными вариациями физико-механических свойств горных масс и действующих в них напряжений, т.е., если рассматривать этот процесс как сейсмическое течение горных масс, вариациями таких его макроскопических параметров, как среднее напряжение, скорость деформации, эффективная вязкость и модуль упругости (см. гл. 1).

Таким образом, анализ флуктуаций повторяемости землетрясений в сравнении с их абсолютным, ненормированным количеством позволяет выявлять пространственные неоднородности горных масс по перечисленным макроскопическим параметрам. Границы неоднородностей могут и не совпадать с определяемыми по ГСЗ или сейсмологическими методами границами, на которых скачкообразно изменяются скорости распространения объемных сейсмических волн и их отношение.

График повторяемости для слоя  $\Delta H = 85-115$  км, т.е. для слоя  $H = 100 \pm 15$  км с кровлей и подошвой соответственно на глубинах 85 и 115 км, в Гиндукушской ветви гипоцентральной области (см. рис. 63, а) характеризуется большей ошибкой  $\sigma_b$  и меньшим значением  $r$ , чем графики для заключенных в том же интервале глубины слоев  $\Delta H = 85-105$  км и  $\Delta H = 95-115$  км, хотя он построен и по большему количеству землетрясений в более мощном слое. То же наблюдается при сравнении данных для слоев  $H = 90 \pm 15$  км, с одной стороны, и  $H = 85 \pm 10$ ,  $H = 95 \pm 10$  км – с другой. Это позволяет предполагать существование на глубине около 90–100 км границы (границной зоны) между областями или блоками горных масс с различными средними значениями макроскопических параметров сейсмического течения. Эта граница практически совпадает с кровлей пласта, который, согласно сейсмологическим данным, характеризуется абсолютно максимальными значениями отношения  $v_p/v_s$  (см. рис. 62, б); землетрясения с очагами выше этого пласта и в его пределах различаются по форме записи (сейсмограммы) [Лукк, 1966]. Ниже, в пределах волновода, характеризующегося пониженными значениями  $a$  и  $\Sigma n$ , и второго сейсмоактивного слоя, где эти значения повышены, дисперсия графиков повторяемости примерно одинакова и невелика. Некоторое увеличение дисперсии графиков для нижней части второго сейсмоактивного горизонта может объясняться и сильным уменьшением общего количества землетрясений (см. рис. 63, а).

В Памирской ветви гипоцентральной области наиболее неоднороден верхний сейсмоактивный горизонт, в вертикальном скоростном разрезе соответствующий верхнему пласту с максимальными значениями  $v_p/v_s$  и нижележащему волноводу; дисперсия графиков повторяемости здесь больше, чем во втором сейсмоактивном слое, хотя построены они по большему количеству землетрясений (см. рис. 63, б). Граница раздела на глубине около 90 км в Памирской ветви не выражена; здесь обнаруживается граница раздела на глубине около 160 км. График повторяемости для слоя  $\Delta H = 145-175$  км характеризуется меньшим модулем  $r$  и большей ошибкой  $\sigma_b$ , чем графики для меньших по мощности слоев  $\Delta H = 145-165$  км и  $\Delta H = 155-175$  км, перекрывающих тот же интервал глубин. Согласно скоростным разрезам рис. 62, а, в, эта граница может быть связана с подошвой волновода.

Таким образом, вариации параметров графиков повторяемости, в том числе и величины дисперсии логарифмов наблюдаемых повторяемостей относительно "наилучшего" линейного приближения, свидетельствуют о неоднородности строения Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области. Вариации по глубине коррелируют со средним для области вертикальным скоростным разрезом, особенностями которого являются два слоя пониженных скоростей  $v_p, v_s$  (волновода) и лежащий на верхнем волноводе слой с абсолютно максимальными значениями отношений  $v_p/v_s$ .

Так, в обеих ветвях области уровень графиков повторяемости уменьшается с ростом глубины до 160–190 км, а зависимость от глубины наклона  $b$  имеет зигзагообразный характер (см. рис. 63). Однако в этих и других зависимостях (см. выше) имеется ряд особенностей, указывающих на горизонтальную неоднородность гипоцентральной области. Вариации физических и, по-видимому, петрологических свойств сейсмогенерирующих горных масс, зависящие от глубины, как бы наложены на вариации, вызванные другой причиной, прямо с глубиной не связанной. Этой причиной может быть в широком смысле пластическое течение и перемещение горных масс с разными свойствами под действием тектонических сил. Течение приводит к образованию флуктуаций плотности [Николаев, Санина, 1982], неоднородности горных масс, их напряженного состояния, к образованию разрывов и связанных с ними землетрясений (см. выше).

Подвижки в очагах землетрясений можно рассматривать как составляющие процесса квазинепрерывного сейсмического течения горных масс, возникающего при тектоническом течении и являющегося его частью. Этот процесс определяется следующими макроскопическими параметрами, средними для того или иного объема горных масс: сдвиговым напряжением  $\sigma$ , эффективными значениями скорости деформации  $\dot{\epsilon}$  и вязкости  $\eta$  (и связанным с ней через модуль сдвига  $\mu$  временем релаксации  $\tau = \eta/\mu$ ). Согласно результатам, изложенным в гл. 1, о величинах и вариациях перечисленных параметров можно судить по характеристикам графиков повторяемости землетрясений.

*Неоднородность по макроскопическим параметрам сейсмического течения горных масс.* В Гиндукушской и Памирской ветвях гипоцентральной области промежуточных землетрясений эта неоднородность исследовалась изложенным в гл. 1 методом, основанным на интерпретации графиков повторяемости в терминах закона повторяемости землетрясений по величине сейсмического момента.

Закон повторяемости землетрясений описывается выражением (1.8) при  $m \equiv M_0$  и соотношениями, связывающими его коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$ , которые изменяются в зависимости от величины  $\tau$ . Коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  и параметр  $\theta$  определяются в конечном счете из параметров  $\lg M_0$ ,  $a$  и  $b$  линейных приближений графиков повторяемости. В условиях постоянства величины  $\tau$  коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$  также постоянны и наблюдаемые графики повторяемости подчиняются однопараметрическому (с параметром  $\theta$ ) семейству кривых. Параметр  $\theta$  связан со средним напряжением соотношением (1.34). Величина его может определяться из характеристик линейного приближения наблюдаемого графика повторяемости по формулам (1.10), (1.11). Графики повторяемости землетрясений, генерированных средой с другим временем релаксации, подчиняются семейству кривых вида (1.8), характеризующемуся другими значениями коэффициентов  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $n_0$ ; например, при уменьшении величины  $\tau$  коэффициенты  $\beta$  и  $n_0$  увеличиваются (см. гл. 1).

Сейсмическую скорость деформации можно оценить по формуле (1.32) из величин общей "энергии"  $\Sigma M_0$  землетрясений и эффективного значения модуля сдвига, из которых первая определяется согласно соотношению (1.15) или (1.14) с учетом (1.25), а вторая — из скорости распространения поперечных волн.

Соотношения (1.34), (1.35), связывающие характеристики закона повторяемости и параметры  $\sigma$ ,  $\tau$  сейсмического течения, при прочих равных условиях определяются объемом  $V$  горных масс, охваченных сейсмическим процессом (см. гл. 1). Чем больше этот объем, тем больше параметр  $\theta$  закона повторяемости, среднее действующее в нем напряжение и скорость деформации. В то же время соотношение между величинами  $V$  и  $\theta$  определяется эффективной вязкостью, средним временем релаксации сейсмогенерирующей среды. Измерение сейсмогенерирующего объема  $V$  — это специальная задача, которая, по имеющимся данным, пока не поддается решению. Поэтому по формулам (1.36) и (1.39) можно оценивать не собственно среднее напряжение и время релаксации, а только величины, им пропорциональные (см. гл. 1). Величина  $k$  в показателях степени в выражениях (1.36), (1.39) определяется характером взаимной зависимости величин  $\tau$  и  $\sigma$ . В частности, если время релаксации (и эффективная вязкость) постоянно, не зависит от напряжения, то эта величина равна нулю.

В гл. 1 показано, что в среднем в условиях земной коры эффективная вязкость не зависит от действующих напряжений или слабо уменьшается с их ростом. Величины, характеризующие макроскопические параметры сейсмического течения в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области, мы определили при двух предположениях: 1) время релаксации не зависит от напряжения, 2) время релаксации увеличивается с ростом напряжения. Это сделано, чтобы показать объективность существования пространственных вариаций параметров сейсмического течения независимо от предположений о соотношении прочностных и релаксационных свойств сейсмогенерирующих горных масс.

Входящие в формулы для вычисления макроскопических параметров сейсмического течения коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $n_0$  можно определить из характеристик линейного прибли-

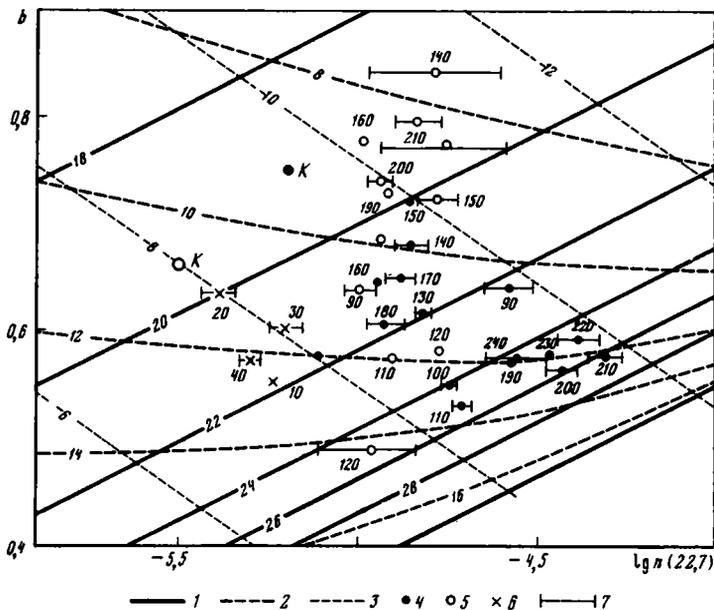


Рис. 64. Наклон и уровень линейных приближений наблюдаемых графиков  $\lg n(\lg M_0)$  при  $\overline{\lg M_0} = 22,7$  (дин · см) и зависимости между ними, рассчитанные на основе соотношений  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  и (1.47) при различных постоянных значениях макроскопических параметров сейсмического течения  $l - \lg \theta$  (дин · см);  $2 - \lg \sigma \propto (1 - \beta) \lg \theta$  (усл. ед.);  $3 - \lg \tau_c$  (усл. ед.); 4–6 – данные о графиках повторяемости землетрясений в земной коре и верхней мантии районов: 4 – Гиндукуша, 5 – Южного Памира, 6 – Камчатки; 7 – средние квадратические ошибки  $\sigma_d$ . Цифры на графике – средние глубины (в км) слоев, для которых построены графики повторяемости. К – данные по земной коре

жения наблюдаемого графика повторяемости только с использованием их взаимных зависимостей. В гл. 1 зависимость между коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  описана формулой (1.42), согласно которой при стремлении  $\beta$  к единице  $\alpha$  стремится к нулю; зависимость между  $\beta$  и  $n_0$  при этом определяется корреляционным соотношением (1.44).

На рис. 22 представлены примеры аппроксимации графиков повторяемости землетрясений, наблюдаемых в Памиро-Гиндукушской области, кривыми вида (1.8) с использованием соотношений (1.42), (1.44). Величина  $\beta$  варьирует в значительных пределах, увеличиваясь в интервале глубин, совпадающем с волноводом.

Однако используемые нами графики повторяемости  $\lg n(\lg M_0)$  получены не по прямым измерениям величины  $M_0$ , а пересчетом из шкалы К с помощью корреляционного соотношения  $\lg M_0(K)$ , поэтому зависимость между коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  может быть более слабой, чем описываемая формулой (1.42) (подробнее см. гл. 1). Учитывая это, мы провели определения соответствующих наблюдаемым графикам  $\lg n(\lg M_0)$  коэффициентов  $\beta$ ,  $n_0$  и расчеты по формулам (1.10), (1.11), (1.15), (1.36), (1.39) также при другом крайнем предположении о коэффициенте  $\alpha$  – при условии  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  (см. гл. 1). Полученная при этом корреляционная зависимость между коэффициентами  $n_0$  и  $\beta$  описывается соотношением (1.47).

На рис. 64 представлены параметры  $a, b$  наблюдаемых в Гиндукушской и Памирской ветвях гипоцентральной области графиков повторяемости при  $\overline{\lg M_0} = 22,7$ , а также линии равных значений напряжения и времени релаксации. Они – величины, пропорциональные напряжению и времени релаксации, – рассчитаны по формулам (1.36), (1.39) и (1.10), (1.11) в предположении, что среда удовлетворяет уравнению Максвелла в классическом линейном приближении (т.е. что время релаксации и эффективная вязкость не зависят от напряжения), и на основе условия  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  и соотношения (1.47). Нормирование графиков повторяемости коровых землетрясений, приведение

их уровня к объему  $1 \text{ км}^3$  проведены в предположении, что мощность сейсмоактивного слоя в земной коре над Гиндукушской и Памирской ветвями верхнемантийной области составляет 30 км. Это предположение основывается на результатах изучения распределения сейсмичности по глубине в земной коре Памиро-Гималайской области [Белоусов и др., 1979] (см. рис. 60).

Можно видеть, что напряжения, приводящие к землетрясениям в верхнемантийной гипоцентральной области, особенно в Гиндукушской ее ветви, выше, чем в земной коре Гиндукушского и Памирского районов. Это согласуется с известным фактом высоко-частотности верхнемантийных землетрясений [Молнар и др., 1976], очаги которых характеризуются относительно большими величинами скачка напряжений и кажущихся напряжений (см. гл. 1). Сейсмическое время релаксации в верхнемантийной области в целом ниже, чем в земной коре.

В обеих ветвях гипоцентральной области намечается особенность в интервале глубин от 130 до 160–170 км, в котором время релаксации и напряжения понижены. В вышележащих слоях эти величины, наоборот, повышены. Выше мы отмечали, что вариации параметров графиков повторяемости по глубине можно считать значимыми. Следовательно значимыми являются и вариации макроскопических параметров сейсмического течения, представленные на рис. 65, 66.

Упомянутые параметры представлены в зависимости от глубины в Гиндукушской (рис. 65) и Памирской (рис. 66) ветвях верхнемантийной гипоцентральной области и в земной коре над ними. Они рассчитаны по соответствующим формулам при двух вариантах взаимных зависимостей между коэффициентами  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $n_0$  на основе соотношений (1.42) и (1.44) и на основе соотношений  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  и (1.47).

Кривые рис. 65, а, 66, а рассчитаны по формуле (1.14) при  $m \equiv M_0$ ; суммы сейсмических моментов совокупностей землетрясений нормированы по объему на  $1 \text{ км}^3$  и по времени на 1 год. Вариации величины  $\Sigma M_0$  существенно больше, чем вариации эффективного модуля сдвига, поэтому представленные кривые можно рассматривать как зависимости от глубины сейсмической скорости деформации.

Кривые рис. 65, б, 66, б, а также рис. 65, в, 66, в характеризуют зависимости от глубины напряжений  $\sigma$ ; первые в предположении, что эффективная величина сейсмического времени релаксации, или (при  $\mu \approx \text{const}$ ) вязкость  $\eta$ , связана с напряжением сильной прямой зависимостью (в формулах (1.35), (1.39)  $\kappa = -\beta$ ), а вторые при условии, что сейсмическая вязкость от напряжения не зависит. Во втором случае (см. рис. 65, в, 66, в) размахи вариаций напряжения меньше; по-видимому, предположение, что эффективная сейсмическая вязкость не зависит от среднего напряжения, соответствует реальности лучше, чем предположение о сильной прямой зависимости этих величин.

Зависимости от глубины величины эффективного сейсмического времени релаксации характеризуют кривые рис. 65, г, 66, г. Они построены как результат расчетов по формуле (1.39) при  $\kappa = 0$ . Если величину  $\tau$  принять увеличивающейся с ростом напряжения ( $\kappa = -\beta$ ), то размахи вариаций этой величины также увеличиваются.

Важно, однако, что при том и другом предположении качественно вид кривых рис. 65, 66 не изменяется. Эти кривые характеризуют вертикальную и горизонтальную неоднородность Памиро-Гиндукушской зоны по реологическим свойствам горных масс и по их напряженному состоянию.

На глубинах, соответствующих в скоростных разрезах (см. рис. 62, а, б) волноводному слою, напряжения и время релаксации понижены. Поскольку здесь понижено отношение скоростей  $v_p/v_s$ , а следовательно, и модуль сдвига  $\mu$ , нужно считать, что сейсмическая эффективная вязкость понижена в еще большей степени, чем время релаксации. Сейсмическая квазивязкость при постоянных давлении и температуре прямо связана с эффективной вязкостью при тектоническом течении, составной частью которого является также и сплошное, истинно пластическое или вязкое течение вещества. Поэтому слой пониженных скоростей соответствует (совпадает или является частью) области пониженных величин вязкости и прочности, в которой накопление напряжений затруднено и сейсмическая активность понижена. Скорость тектонического течения

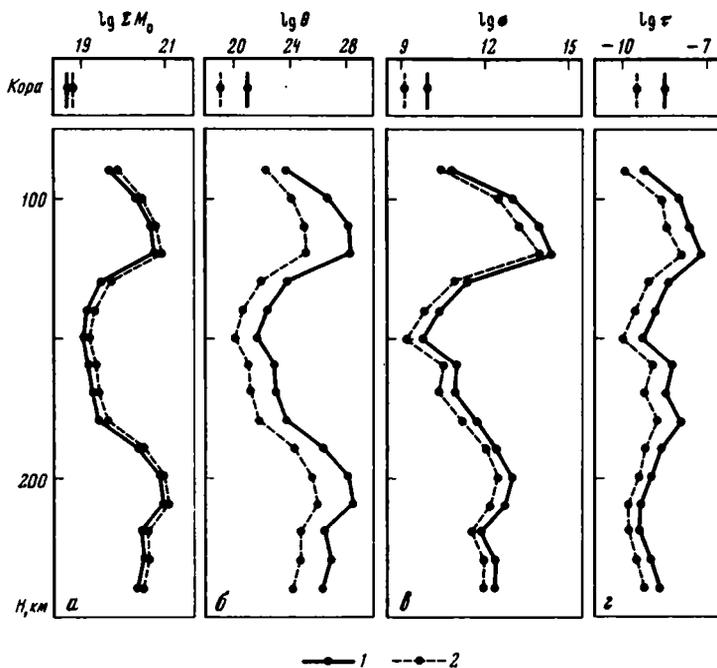


Рис. 65. Распределения по глубине макроскопических параметров сейсмического течения горных масс в Гиндукушской ветви гипоцентральной области

Условные обозначения к рис. 65, 66

*a* — общей "энергии" ( $\Sigma M_0$ ) (дин · см); *b* — параметра  $\theta$  (дин · см); *v* — величины  $\sigma \propto \theta^{1-\beta}$  (усл. ед.); *z* — эффективной сейсмической вязкости (усл. ед.)

Расчеты на основе соотношений: 1 — (1.42) и (1.44), 2 —  $\alpha = 0,10 = \text{const}$  и (1.47)

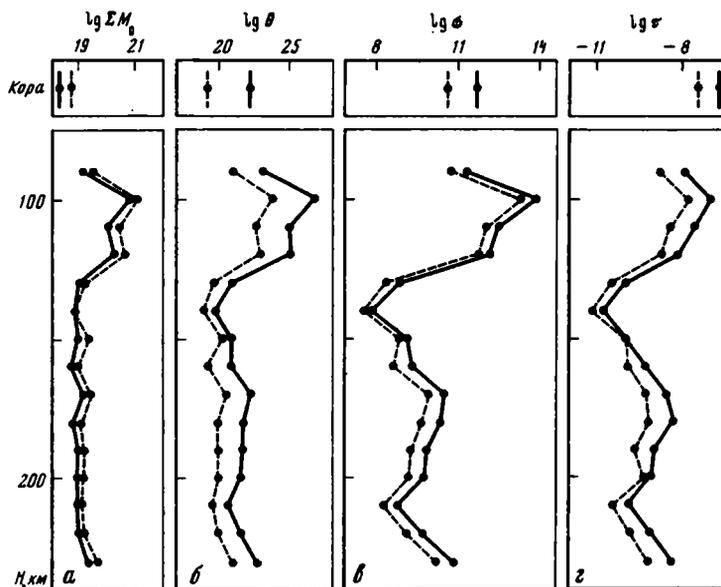


Рис. 66. Распределения по глубине микроскопических параметров сейсмического течения горных масс в Памирской ветви гипоцентральной области

Условные обозначения см. на рис. 65

здесь может быть и выше, чем в более жестких и более сейсмически активных слоях, ограничивающих эту область сверху и снизу.

В перекрывающем область пониженной вязкости слое напряжения и эффективная сейсмическая вязкость близки к абсолютно максимальным для всей гипоцентральной области значениям. Еще выше, по-видимому вплоть до границы Мохоровичича, напряжения и сейсмическая вязкость уменьшаются.

Интервал глубин, в котором в Гиндукушской ветви абсолютно максимальны сейсмическая активность и сейсмическая скорость деформации, характеризуется средними значениями напряжения меньшими, чем в верхнем слое повышенной сейсмической активности, но зато и средние значения сейсмической вязкости здесь меньше, чем в верхнем слое на глубинах 100–120 км. Интересно, что в этой части Гиндукушской ветви величины напряжений и сейсмического времени релаксации изменяются с глубиной как бы "в противофазе", если первая возрастает, то вторая уменьшается, и наоборот. В Памирской ветви максимальные значения всех макроскопических параметров сейсмического течения приурочены к интервалу глубин от 100 до 120 км; ниже 180 км все эти значения существенно ниже, чем на тех же глубинах в Гиндукушской ветви.

Таким образом, кривые рис. 65, 66 подтверждают сделанное выше заключение о горизонтальной и вертикальной неоднородности Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области. В целом в Гиндукушской ветви области действуют напряжения большие, чем в Памирской ветви; сейсмическая вязкость здесь также повышена. Вертикальная неоднородность, которая, по-видимому, в значительной степени определяется вариациями *PT*-условий, в которых находятся горные массы, как бы наложена на независимо проявляющуюся горизонтальную неоднородность по физическим свойствам и напряженному состоянию сейсмогенерирующих горных масс. Из сопоставления кривых, характеризующих вариации макроскопических параметров сейсмического течения, с полем скоростей объемных волн можно сделать вывод, что сейсмичность в Памиро-Гиндукушской верхнеманьтинской области связана с процессом перемещения горных масс литосферы, различающихся по плотности и соответственно по скоростям распространения сейсмических волн, а также с процессом, направленным на выравнивание плотностных неоднородностей и на релаксацию возникающих из них напряжений. Эти неоднородности имеют изометричную форму и небольшие размеры. Наиболее интенсивно тектоническое перемещение горных масс может происходить на некоторых интервалах глубин, которым в скоростных разрезах соответствуют слои пониженных скоростей, а в поле макроскопических параметров сейсмического течения квазигоризонтальные зоны, в которых понижены эффективная вязкость и напряжения. Верхняя из этих зон находится непосредственно под земной корой и в поле скоростей не отмечается.

#### 4.3.3. МОДЕЛЬ СОВРЕМЕННОГО ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПАМИРО-ГИМАЛАЙСКОГО РЕГИОНА

Изложенные геологические и геофизические данные указывают на неотектоническое скупивание и утолщение верхнекоровых горных масс Памиро-Гималайского региона. На отдельных стадиях новейшего этапа максимальное скупивание, выразившееся в формировании покровно-складчатых структур, охватывало сравнительно узкие зоны. Но последовательная миграция таких зон как к северу, так и к югу от первичной области концентрации деформаций — зоны Инда — привела к тому, что подобные деформации испытал весь регион шириной в сотни километров. При этом появилась структурная дисгармония между отдельными слоями и толщами пород, определявшаяся различиями их деформационных свойств. В процессе дислокаций и связанного с ними метаморфизма осадочных толщ их механические свойства выравнивались и приближались к свойствам кристаллического основания. В результате такой гомогенизации возрастали размеры структур, и они получили все более заметное выражение в рельефе.

Тем самым складко- и разрывообразование переросло в горообразование при сохранении прежней региональной геодинамической обстановки – сжатия, обусловленного сближением горных масс Индостана и Евразии. При этом наметилась и другая тенденция: развитие покрово-складчатых дислокаций местами сменялось со временем сдвигами (Юго-Восточный Памир и отчасти зона сочленения Памира и Тянь-Шаня).

Верхнекоровый слой Памиро-Гималайского региона отслоен и деформирован дисгармонично по отношению к более глубоким горизонтам литосферы. Морфологически это явление аналогично дисгармоничным дислокациям отдельных слоев и толщ, но причина его иная: она определяется не столько особенностями вещественного состава горных пород, сколько возрастанием температуры и литостатического давления с глубиной. С крупномасштабной дисгармонией деформаций и смещений связано появление в нижней части коры астенородной зоны или зон, характеризующихся пониженной прочностью и повышенным градиентом перемещений.

Сейсмологический анализ данных о промежуточных землетрясениях показывает, что строение верхней мантии региона также весьма неоднородно. Выявляется вертикальное расслоение верхней мантии по таким параметрам, как сейсмическая эффективная вязкость, скорость сейсмических деформаций и величина действующих напряжений. Намечаются существенные вариации скоростей продольных сейсмических волн, как вертикальные, так и горизонтальные [Nikolaev et al., 1985]. Они особенно велики к югу от оси гипоцентральной области землетрясений. Все это дает основание полагать, что явления тектонического расслоения и неравномерного новейшего скупивания горных масс характерны для верхов мантии Памиро-Гималайского региона не в меньшей, а, может быть, в большей мере, чем для его коры. Вместе с тем эпицентры мантийных землетрясений региона расположены гораздо компактнее, чем верхнекоровых (см. рис. 61). Это указывает на более значительную концентрацию современных деформаций в мантии, чем на поверхности Земли. Возможно, мантийная зона концентрации деформаций мигрировала в течение новейшего этапа к северу, подобно фронту максимальных дислокаций верхнекоровых масс: в эпоху замыкания Тетиса она, скорее всего, совпадала с зоной Инда, а сейчас находится под Южным Памиром–Гиндукушем.

Итак, новейшая структура Памиро-Гималайского региона сформировалась в результате мигрировавшего по площади и дифференцированного по глубине течения горных масс, приведшего к расслоению литосферы на отдельные пластины. Во фронтальной части таких движущихся навстречу друг другу пластин возникают узкие зоны концентрации напряжений, которые приводят к максимальным деформациям, особенно в верхнекоровом слое, и вызывают складко- и горообразование, дисгармонию структурных планов на разных уровнях литосферы. Процессы тектонического скупивания и аккреции взаимодействующих, расслоенных на пластины блоков литосферы усиливаются гравитацией, стремящейся выровнять изостатически неравновесное состояние земной коры и верхней мантии.

## МОНГОЛИЯ – ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ ПРЕОБЛАДАНИЯ НОВЕЙШИХ СДВИГОВЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Территория Монгольской Народной Республики представляет особенный интерес с точки зрения рассматриваемых проблем, являясь связующим звеном между областями активного скучивания континентальных литосферных масс (Памир, Гималаи и Тянь-Шань) и активного их растяжения и рифтогенеза (Байкальская область). Таким образом, эта территория дает возможность решить целый ряд принципиальных вопросов геодинамики обширнейшей области неотектонической активизации Центральной Азии. Мы рассмотрим здесь лишь ее западную часть, где тектоническая дифференциация проявилась весьма ощутимо, активно.

### 5.1. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИКИ

В начале раздела определим принимаемые нами временные границы новейшего тектонического этапа этой части Центральной Азии.

Е.В. Девяткин [1981] на основании изучения кайнозойских отложений МНР пришел к выводу, что в конце мелового периода и в палеогене активность тектонических движений здесь была слабой, а соответствующий комплекс континентальных отложений по своему общему характеру был близок к платформенному. Он имеет сравнительно небольшую мощность (до 600–800 м) и в основном песчано-глинистый состав. Эти отложения распространены преимущественно в южной половине территории МНР, а в пределах нагорий Хангая и Хэнтэя и в Монгольском Алтае в это время формировалась денудационная равнина<sup>1</sup>. По мнению Е.В. Девяткина [1981], отложения среднего и верхнего олигоцена завершают разрез платформенного чехла, а неоген-антропогеновые отложения относятся к этапу новейшей тектонической активизации, начавшейся в конце олигоцена.

Но из данных этого же автора следует, что если палеоген и частично эоцен надстраивают, прямо продолжают разрезы верхнего мела, сохраняясь в наиболее глубоких частях древних, платформенных, прогибов, то эоценовые и особенно олигоценовые отложения распространены значительно шире, встречаясь и вне полей развития верхнего мела и палеоцена (например, в Долине Озер). Это отражает определенные структурно-орографические изменения. Кроме того, в основании ряда разрезов среднего–верхнего олигоцена отмечена кора выветривания, что хорошо согласуется с данными по смежной территории Байкальской рифтовой зоны, где на палеоцен–эоцен приходится главная эпоха выравнивания и образования коры выветривания [Логачев, 1968].

В целом по особенностям состава и распространения отложений на территории МНР в палеогене намечаются два этапа более или менее заметных изменений режима и площадей осадконакопления – в эоцене и на границе раннего и среднего олигоцена.

Т.В. Николаева и В.Ф. Шувалов [1969; Николаева, 1972] рассматривают олигоцен-

<sup>1</sup> Таким образом, уже тогда обозначилось разделение территории на относительно приподнятые центральную, северную и западную части и относительно опущенную южную часть.

новые отложения в едином комплексе с неогеновыми и относят их к молассоидным, сформировавшимся на начальной стадии этапа новейшего горообразования.

Наши исследования в Монголии приводят к заключению, которое по своему существу близко к последней точке зрения относительно формационно-тектонической позиции олигоцена. Средний—верхний олигоцен отражает этап неотектонической активизации. При этом мы исходим из того, что далеко не повсеместно, в том числе и на территории МНР, этот этап проявлялся орогенезом, что неотектоника и орогенез — понятия разного типа и ранга.

Что же касается позднеэоцен-раннеолигоценового отрезка истории, то его можно считать аналогом самых первых проявлений кайнозойской тектонической активизации, которые и в других областях, даже в высокогорных, таких, как Тянь-Шань, не были катастрофическим "взрывом" активности движений и соответствующей структурно-орографической дифференциации рельефа. Это начало было более или менее продолжительным и состояло главным образом лишь в появлении, развитии и закреплении некоторых новых тенденций структурно-тектонической эволюции.

Хорошей иллюстрацией этого положения является неодинаковая интенсивность неотектонической активизации в пределах всей территории МНР. Южная и юго-восточная части этой территории еще слабо затронуты этой активизацией. Здесь сохраняются, как справедливо отмечает Е.В. Девяткин [1981, с. 13], "консервативные черты предшествующего платформенного этапа". Но вместе с тем ни у кого не вызывает сомнений принадлежность этих частей к единой области новейшей активизации. Более того, выполненный нами структурно-геоморфологический и геологический анализ обнаруживает очевидные черты новой структурной зональности и определенные ею деформации. На этом мы еще остановимся в дальнейшем.

Отдельные характеристики неотектонической структуры и особенностей глубинного строения территории МНР в той или иной мере уже освещались в литературе целым рядом исследователей (В.А. Апродов, И. Балжинням, В.С. Волхонин, И.К. Волчанская, Е.В. Девяткин, Ю.А. Зорин, А.Х. Иванов, А.В. Ильин, А.В. Кожевников, В.М. Кожевников, Р.А. Курушин, С.В. Ласточкин, А.В. Лукьянов, М.С. Нагибина, Нацаг Юм, Т.И. Николаева, В.А. Рогожина, Е.И. Селиванов, В.П. Солоненко, А.И. Спиркин, П.П. Степанов, А.И. Суворов, В.И. Тихонов, В.Г. Трифонов, А.К. Уфлянд, Н.А. Флоренсов, С.Д. Хилько и др.). На основании этих публикаций, а также по данным собственных полевых исследований и изучения структуры территории МНР по изображениям, полученным из космоса, предлагается схема структурно-динамического районирования этой территории, представленная на рис. 67.

Основой этого районирования являются две главные особенности территории МНР. Первая состоит в разделении ее на две части по достаточно очевидным различиям общего стиля, морфологии, генеральных направлений и генезиса неотектонической структуры. Это юго-западная (Алтайская) часть, где преобладают линейные формы сжатия (положительные и отрицательные складки, блоки основания, сопряженные с ними разрывы взбросо-надвигового и сдвигового типа), и северо-восточная (Хэнтэй-Хангайская) часть, где преобладают сводовые деформации основания и заметно проявлены формы растяжения (грабенообразные впадины, сбросы, сбросо-сдвиги).

Вторая особенность состоит в перекрестном характере неотектонической структуры, в которой одновременно развиты и взаимодействуют формы разных направлений, но их относительная активность весьма изменчива по простиранию и по глубине. Эта особенность в большей мере присуща Алтайской части.

Далее, территория МНР подразделяется на четыре сектора, которые характеризуются заметными различиями общей интенсивности неотектонических деформаций, типом, морфологией и простиранием преобладающих структурных форм и другими особенностями, в целом свидетельствующими о достаточно больших различиях динамических условий и кинематики новейших деформаций.

I. Монголо-Алтайская область занимает северо-западный сектор. Здесь резко преобладают линейные блоки и складки основания (или, иначе, складки коры) — поднятия и

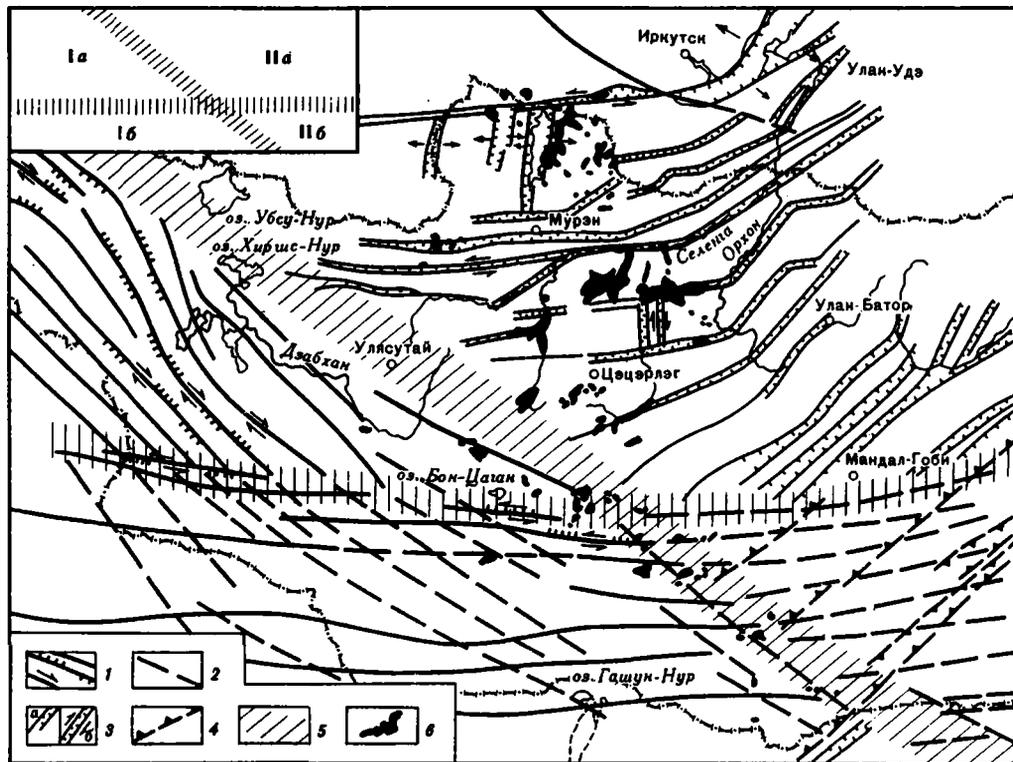


Рис. 67. Принципиальная схема неотектонического районирования Западной и Центральной Монголии

1, 2 — главные направления новейших структурных форм, развивающихся в условиях преобладающего сжатия и сдвига: 1 — основные, 2 — второстепенные; 3 — главные долины и впадины преимущественно шовного типа с проявлением сбросовых и реже взбросовых смещений по разрывам (а) и со сдвиговой компонентой (б); 4 — зоны флексурно-сдвиговых (?) нарушений; 5 — главнейшие зоны флексурно-разрывных нарушений и структурных несогласий; 6 — участки распространения позднекайнозойских базальтов

На врезке — области: Ia — Монголо-Алтайская, Ib — Гоби-Алтайская, IIa — Хангай-Хэнтэйская, IIб — Восточно-Гобийская

впадины северо-западного простирания и сопряженные с ними продольные разрывные нарушения взбросо- и надвиго-сдвигового характера с правосторонним смещением по ним. В целом ассоциация этих форм свидетельствует о том, что они образовались и развивались в условиях сжатия, направленного с юго-запада на северо-восток и в этом направлении постепенно убывающего.

Крупнейшими единицами неотектонической структуры этой области являются сопряженные системы высокогорного поднятия Монгольского Алтая и межгорного прогиба Котловины Больших Озер. Они обе включают поднятия и впадины менее крупного порядка, организованные в протяженные зоны, и, таким образом, могут быть представлены в виде обширных форм мегантиклинорного и мегасинклинорного типа. В этом отношении Монголо-Алтайская область достаточно близка к неотектоническим образованиям Тянь-Шаня, хотя между ними имеются и значительные различия. Есть основания отнести к этой области и Байдарикскую ступень Хангайского свода, которая представляет собой достаточно обособленную цельную единицу, несогласную относительно главных неотектонических форм остальной части свода (см. рис. 67), более соответствующую структуре Монголо-Алтайской области и ориентированную в едином с ней плане.

II. Гоби-Алтайская область занимает юго-западный сектор рассматриваемой территории. Здесь преобладают неотектоническая зональность, складки основания, блоки и

разрывы субширотного простирания, по форме в общем аналогичные или близкие к таковым в Монгольском Алтае. Согласно субширотные разрывы также имеют взбросо-сдвиговый характер, но характеризуются левосторонним смещением крыльев. В пределах рассматриваемого сектора более или менее отчетливо заметно и продолжение неотектонических структур Монгольского Алтая. В целом складки, блоки и разрывы Гоби-Алтайской области свидетельствуют об условиях того же сжатия, которое было отмечено выше. Максимальная сейсмическая активность, проявленная, например, крупнейшей сейсмической катастрофой 1957 г. [Гоби-Алтайское..., 1963], приурочена, вероятно, к субширотной зоне сопряжения структур Монголо-Алтайского и Гоби-Алтайского секторов.

III. Хэнтэй-Хангайская область, занимающая центральную и северную части, включает два обширных сводовых поднятия (Хангайское и Хэнтэйское) со сравнительно слабой, но достаточно отчетливой тектонической дифференциацией на зоны относительных поднятий и опусканий преимущественно северо-восточного и в меньшей мере субширотного простирания. Судя по морфологии, главным образом по очень слабому изгибу предороженной поверхности выравнивания в пределах поднятий, можно считать их преимущественно блоками основания, которые претерпели деформацию изгиба лишь в очень незначительной мере.

Отрицательные формы неотектонической структуры этой области по своей ширине неравноценны с положительными. Эти сравнительно узкие долинообразные впадины представляют собой, вероятно, зоны преимущественно шовного типа, образование которых связано, скорее всего, с условиями растяжения и сдвиговых смещений. Это следует не только из ряда морфологических особенностей, но также из факта широкого проявления молодого (позднекайнозойского, вплоть до голоценового) вулканизма. Центры излияния щелочных базальтов приурочены к зонам северо-восточного, субширотного и субмеридионального простирания. Парагенез развитых в этой области структурных форм свидетельствует о том, что на фоне обширных сводовых поднятий здесь происходило некоторое растяжение земной коры в направлении северо-западно-юго-восток.

Несколько особое положение в рассматриваемой области занимает самый северный выступ территории МНР — Хубсугульский район, в котором при том же в общем характере новейших деформаций главенствующее значение приобретают субмеридиональные направления. Но с севера, как и с юга, этот район резко ограничен субширотными структурами (Тункинская впадина). В целом этот район занимает пограничное положение между Хангайским сводом на юге и структурами Западного и Восточного Саяна на севере. Общепринято также мнение, что Хубсугульский район генетически связан с Байкальской рифтовой зоной.

IV. Гобийская область включает юго-восточную часть МНР, в общем занимая наименее активную, слабо дифференцированную территорию между Хэнтэй-Хангайской областью и поднятием Большого Хингана в КНР. Для нее характерно чередование примерно равномерных, еще очень незначительно поднятых и опущенных зон северо-восточного простирания. По сравнению с вышеназванными областями неотектонический облик Монгольской Гоби более всего сопоставим со щитами молодых платформ, хотя достаточно уже отчетливо проявленная линейная организация поднятий и впадин говорит о значительной активности неотектонических движений. Об этом же свидетельствует развитие молодых базальтов (плато Дариганга), а также проявление гидротерм.

Определенным своеобразием характеризуется неотектоническая структура юго-западной части области. Свообразие состоит в том, что здесь на зональность северо-восточного направления накладываются и активно проявленные широтные направления. В ряде мест они становятся преобладающими или же вызывают несогласное (субширотное) расположение локальных форм (поднятий и впадин) в зонах северо-восточного простирания, представляющих собой, таким образом, правоугольные ряды. Нет сомнения, что в этом районе происходит интерференция субширотных структур Гоби-Алтайской области и северо-восточных структур Монгольской Гоби.

Вместе с тем достаточно отчетливо выраженная граница между двумя этими областями имеет северо-западное простирание. Это широкая (более 100 км) полоса, в пределах которой субширотные зоны Гобийского Алтая и гобийских отрогов Тянь-Шаня отклоняются к югу и приобретают в целом северо-запад–юго-восточное простирание и/или кулисное строение – левосторонние ряды (например, поднятия Гурван-Богдо и Гурван-Сайхан). Таким образом, в этой полосе заметны некоторая общая деформация правостороннего сдвига и относительное опускание восточного крыла, т.е. можно представить ее в виде некоторой разрывно-флексурной зоны. Пространственно с ней совпадают довольно многочисленными проявлениями молодого базальтового магматизма.

Морфологически еще более выразительно эта секущая разрывно-флексурная зона проявлена южнее, на территории КНР, где она, очевидно, вызывает значительные не только структурно-геологические, но и орографические "пертурбации" в системе хребтов Хара-Надин, Ула-Шань и Даци-Шань и грабена Хетао в бассейне Хуанхэ.

На севере эта разрывно-флексурная зона северо-западного простирания выходит на юго-западный край Хангайского свода и пространственно продолжается выше упомянутой Байдарикской его ступенью. По-видимому, нельзя исключать, что на этом северном фланге рассматриваемая флексурно-разрывная зона использовала древние неоднородности коры известной Баян-Хонгорской зоны.

## 5.2. АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ

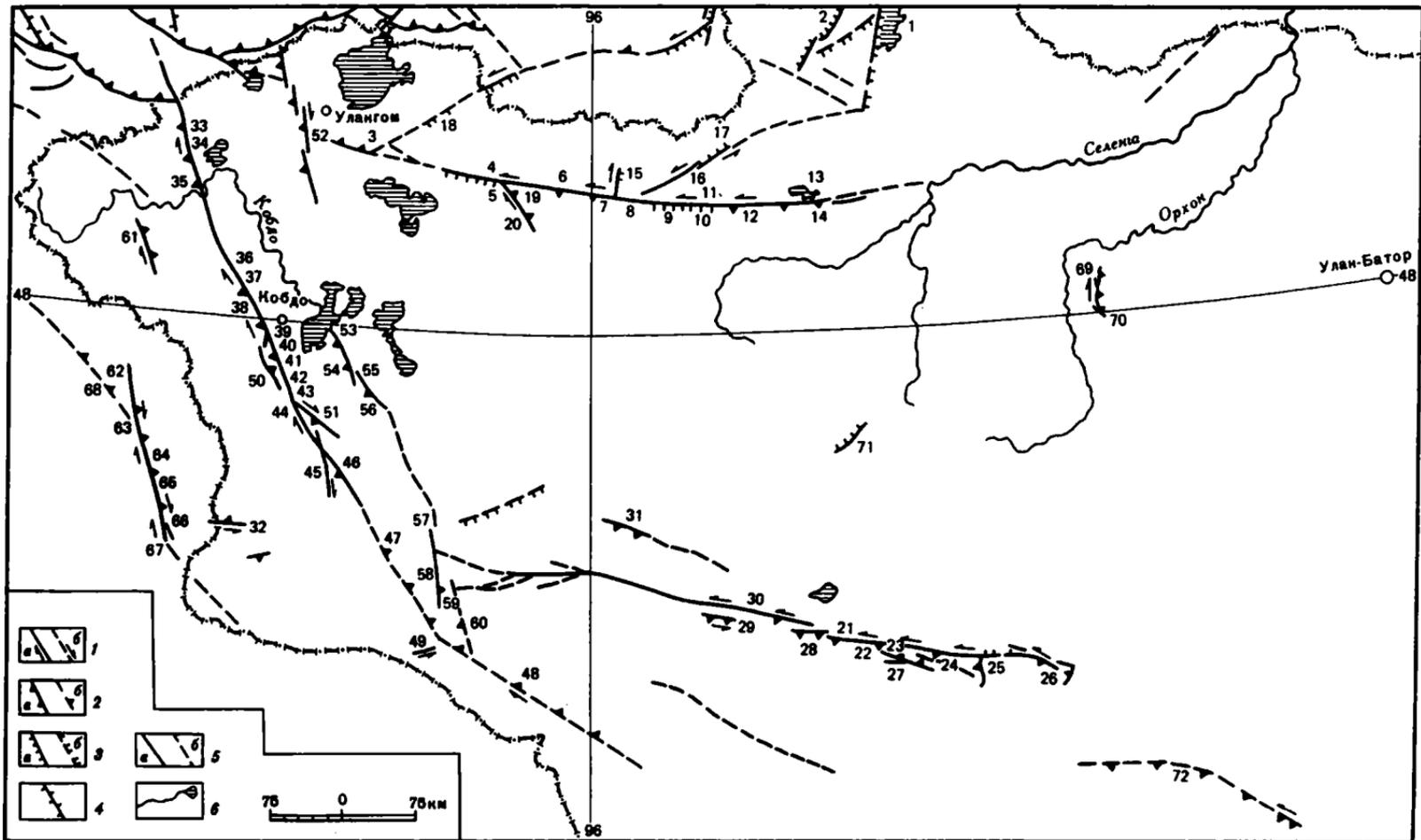
Для конкретной характеристики перечисленных выше неотектонических областей МНР, характеристики динамических и кинематических особенностей их развития, приведем описание наиболее ярких проявлений активных деформаций преимущественно разрывного типа. Многие активные нарушения на территории Монголии, и прежде всего подвижки по ним при недавних катастрофических землетрясениях, описаны, и нередко весьма детально [Вознесенский, 1962; Гоби-Алтайское..., 1963; Лукьянов, 1962, 1965; Сейсмическое..., 1971, 1980; Хилько и др., 1978; Хилько, Балжинням, 1978; Трифонов, 1983, 1985; Землетрясения..., 1985]. Особенно информативна монография С.Д. Хилько и его соавторов "Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии" [1985], в которой приведены описания сейсмодислокаций и разрушительных последствий сильных источников известных землетрясений региона. Однако даже в ней активные разломы систематически не рассматриваются; это существенно затрудняет как кинематическую и геодинамическую интерпретации новейшей структуры Монголии, так и объективную оценку сейсмической опасности отдельных ее областей. В предлагаемом разделе делается попытка восполнить этот пробел.

Активные разломы МНР (рис. 68) группируются в четыре главные системы – Монголо-Алтайскую, Гоби-Алтайскую, Хангайскую и Хубсугульскую. Каждая состоит из зон крупных разломов и связанных с ними более мелких нарушений.

*Монголо-Алтайская система.* Это наиболее протяженная среди систем активных разломов Монголии. Крупнейший разлом системы, Кобдинский, на юге советской части Горного Алтая отклоняется под острым углом от Шапшальского активного разлома и протягивается на 940 км в юго-юго-восточном направлении, рассекая наискось Монгольский Алтай. На крайнем юге, возле гор Адж-Богдо-Ула, простирание разлома становится юго-восточным. Подобные изменения простирания отмечаются и на сравнительно небольших, более северных отрезках разлома, например на его пересечении с долинами рек Хонго-Гол и Шургийн-Гол. Зону Кобдинского разлома опережают более мелкие активные разломы – Дутский, Тугурикский, Бодинчийнский и др.

Вдоль восточных предгорий Монгольского Алтая протягивается прерывистая полоса активных нарушений, тяготеющих к новейшему Предалтайскому разлому<sup>1</sup>, хотя и не вполне совпадающих с ним. Сохраняя за этой активной зоной то же название, мы отно-

<sup>1</sup> Название заимствовано у С.Д. Хилько и др. [1978].



сим к ней (с севера на юг) Цаган-Шибетинский [Дергунов, 1972], Дзун-Джаргалантский, Биджский [Хилько и др., 1978] и предполагаемый Алагнурский разломы. Последний под острым углом примыкает на юге к Кобдинскому разлому. Западнее его, на территории КНР, в северо-северо-западном направлении простирается Эртайский активный разлом, от которого на северо-запад отчленяется зона Эркисского разлома [Shi Jianbang et al., 1984]. Между Эртайским и Кобдинским находится Сагсайский активный разлом [Хилько и др., 1978].

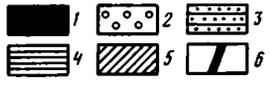
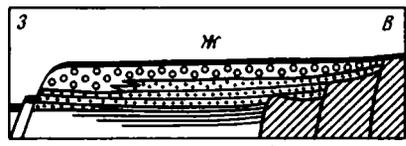
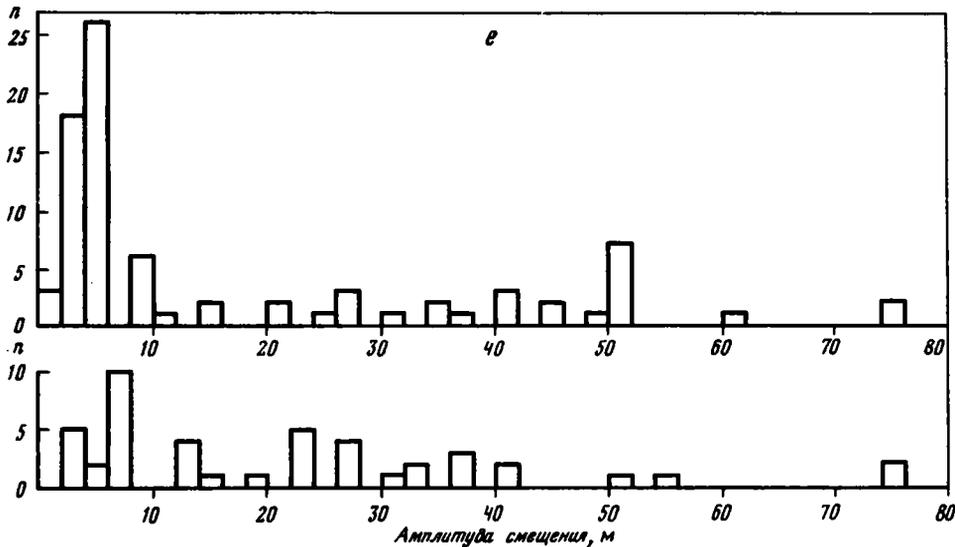
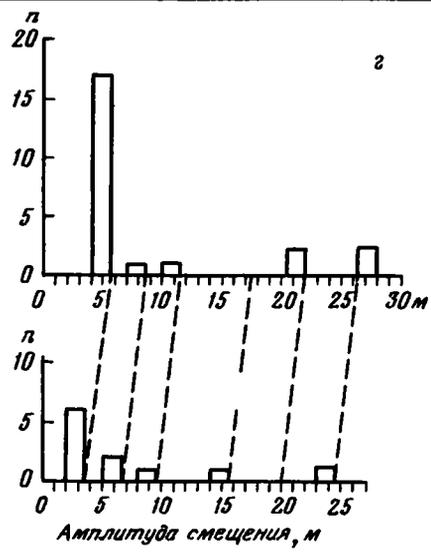
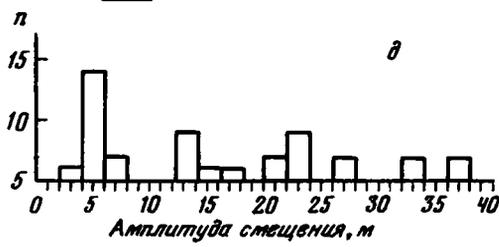
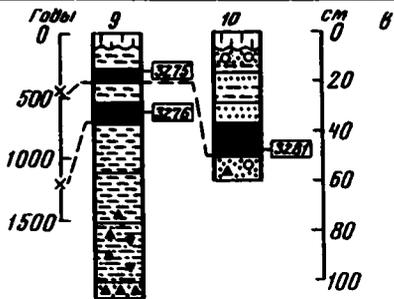
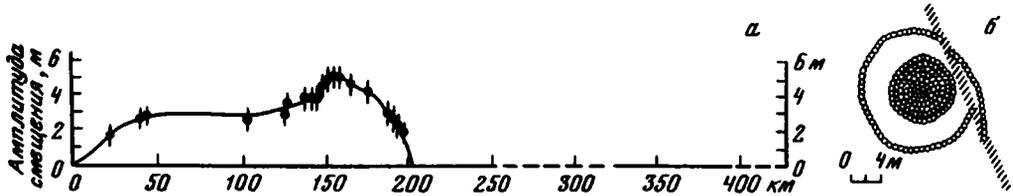
Кобдинский разлом представлен на местности прямолинейным уступом крутизной до  $30^\circ$  или трогообразной ложбиной. Повсеместно в обследованных нами северной и центральной частях разлома его поверхность наклонена на юго-запад под углами  $70 \pm 10^\circ$ . Такое же падение имеют параллельные мелкие разрывы и трещины в крыльях разлома. На их плоскостях кое-где видны горизонтальные борозды. Отмечены случаи приразломной минерализации коренных палеозойских пород и даже четвертичных отложений.

Кобдинский разлом наиболее выразителен в центральной части, где вдоль него повсеместно проявлено небольшое, но отчетливое смещение (рис. 69), связанное, как будет показано дальше, с катастрофическим землетрясением начала 16 в. Следы этого смещения, впервые описанные и зарисованные С.Д. Хилько и его коллегами [1978], становятся заметными в долине р. Дунд-Ус и от нее непрерывно прослеживаются на 180 км к юго-востоку, до сочленения с Бодончийским разломом и далее вдоль него еще на 30–35 км. Эта сейсмогенная подвижка естественно делит Кобдинский разлом на три сегмента: центральный, где она представлена, северный и южный.

Следы молодой сейсмогенной подвижки в центральном сегменте Кобдинского разлома характеризуются преимущественно правосдвиговым смещением, выраженным как структурными признаками, так и деформациями рельефа. На большом протяжении сейсмогенный разрыв представлен нарушениями сколового типа с притертыми краями. На отдельных отрезках единая линия разрыва на земной поверхности сменяется кулисными рядами коротких рвов, обычно чередующихся с буграми и валами выдавленного грунта. Рвы простираются по азимутам  $0 \pm 10^\circ$ . Иногда одна из стенок рва поднята над противоположной на высоту до 40 см. Бугры изометричны или удлинены в на-

Рис. 68. Карта активных разломов Западной и Центральной Монголии

1–5 – разломы (а – достоверные, б – предполагаемые): 1 – сдвиги, 2 – взбросы и надвиги, 3 – сбросы, 4 – раздвиги, 5 – с невыясненными направлениями смещений; 6 – реки и озера  
 Цифры на карте: 1, 2 – Хубсугул-Дархатская система разломов, впадины: 1 – Хубсугульская, 2 – Дархатская; 3–20 – Хангайская система разломов: 3–14 – Хангайский разлом (3 – хребет Тогтохын-Шил, 4 – сомон Цаган-Хайрхан, 5 – сомон Ундэр-Хангай, 6 – сомон Дзун-Хангай, 7 – хребет Даган-Дэл, 8 – оз. Ойгон-Нур, 9 – р. Голутын-Гол, 10 – оз. Бует-Нур, 11 – р. Джарантайн-Гол, 12 – оз. Уртын-Нур, 13 – оз. Сангийн-Далай-Нур, 14 – восточные отроги хребта Булнай-Нуру), 15 – Дунганский разлом, 16, 17 – Цэцэрлэгский разлом (16 – р. Тэсийн-Гол, 17 – горы Ихэ-Богдо-Ула), 18 – Ахирулинский разлом, 19, 20 – Хан-Хухийнский разлом (19 – горы Дзун-Хухийн-Ула, 20 – оз. Цаган-Нур); 21–32 – Гоби-Алтайская система разломов: 21–26 – Долноозерский разлом (21 – Бахарский грабен, 22 – родник Улан-Булак, 23 – горы Ноян-Ула, 24 – горы Ихэ-Богдо, 25 – Гормханский взброс, 26 – горы Булаганту), 27 – гряда Улдзит-Ула, 28, 29 – центральный сегмент Гоби-Алтайской зоны (28 – горы Баян-Цаган-Нуру, 29 – сомон Чиндмани), 30 – западный сегмент Гоби-Алтайской зоны (долина между горами Улдзийн-Булгийн-Араг и Дэмтэйн-Нуру), 31 – Тайширинский разлом, 32 – Булганский разлом (сомон Булган); 33–68 – Монголо-Алтайская система: 33–48 – Кобдинский разлом (33 – р. Хавцэлын-Гол, 34 – р. Хуйтэн-Гол, 35 – родник Чихтэйн-Булак, 36 – р. Хонго-Гол, 37 – р. Шургийн-Гол, 38 – р. Дунд-Ус, 39 – р. Буянту-Гол, 40 – р. Шабар-Гол, 41 – перевал Ар-Хутэл, 42 – р. Цаган-Бургаст-Гол, 43 – р. Хойту-Цэнхэр-Гол, 44 – р. Тугурик-Гол, 45 – Бодончийский разлом, 46 – р. Утин-Сайр-Гол, 47 – р. Барлаг-Гол, 48 – горы Адж-Богдо-Ула), 49 – Тахйиншарский сейсмогенный разрыв, 50 – Дутский разлом, 51 – Тугурикский разлом (р. Хурай-Цэнхэр-Гол), 52 – Цаган-Шибетинский разлом (сомон Тарялан), 53–57 – Дзун-Джаргалантский разлом (53 – оз. Хара-Ус-Нур, 54 – хребет Дзун-Джаргалант-Нуру, 55 – перевал Усуи-Хутуль-даба, 56 – хребет Умусин-Хайрхан-Нуру, 57 – сомон Тонхил), 58, 59 – разлом Бидж (58 – гора Бус-Хайрхан, 59 – гора Алаг-Хайрхан), 60 – Алагнурский разлом, 61 – Сагсайский разлом (р. Сагсай), 62–67 – Эртайский разлом (62 – р. Майзэнгай, 63 – горы Калажингджир, 64 – гора Донгоу, 65 – гора Тосбастау, 66 – гора Хангшаньбао, 67 – гора Алмайт), 68 – Тулэтский разлом; 69, 70 – Могодский разлом: 69 – сомон Могод, 70 – Булэтский взброс; 71 – Этгиднабанский сейсмогенный разрыв, 72 – разлом хребта Гурван-Сайхан



правлении  $300 \pm 10^\circ$ . В юго-восточной части центрального сегмента, где его северная ветвь кулисно подставляется с запада южной, между ветвями протягивается кулисный ряд подобных бугров, простирающийся на северо-восток ( $30-40^\circ$ ). В зоне Бодончийнского разлома также есть участки, представленные сочетанием рвов и бугров, но в соответствии с субмеридиональным простираением разлома их ориентировка отличается от наблюдаемой в Кобдинской зоне: рвы простираются в направлениях  $20-40^\circ$ , а бугры —  $310-315^\circ$ . В целом описанные формы сохранились в зонах Кобдинского и Бодончийнского разломов гораздо хуже, чем в Хангайской и тем более в Долиноозерской зонах: рвы почти целиком заполнены молодым делювием, а бугры сглажены и обычно имеют высоту не более 0,5 м, что свидетельствует о существенно более древнем возрасте нарушений.

Амплитуда сейсмогенной подвижки, измеренная по правосдвиговым смещениям молодых элементов рельефа, возрастает от долины Дунд-Ус к югу и на левобережье р. Буянту-Гол достигает 4,5 м (см. рис. 69, а). Далее до перевала Ар-Хутэл амплитуда правого сдвига выдержана в пределах  $5 \pm 0,5$  м, но южнее начинает уменьшаться. На перевале Ар-Хутэл она составляет 4 м (см. рис. 69, а), юго-восточнее р. Цаган-Бургаст-Гол —  $3-3,5$  м, а на юге рассматриваемого сегмента разлома —  $2,5-3$  м. В северной части Бодончийнского разлома амплитуда смещения уменьшается в южном направлении от 3 до  $1,5-2$  м.

Синхронная указанному сдвиговому смещению вертикальная компонента переменна. Местами она отсутствует, а чаще изменяется в пределах  $0,3-0,7$  м независимо от величины сдвигового смещения. На севере сегмента, до перевала между реками Буянту-Гол и Шабар-Гол, обычно поднято восточное крыло, а южнее на большом протяжении — западное. На юге сегмента вертикальное смещение местами отсутствует, местами поднято западное крыло (а в северной части Бодончийнского разлома — восточное). При изменчивости вертикального смещения все-таки чаще оказывается поднятым западное крыло разлома. Это свидетельствует о взбросовой природе вертикального смещения, т.е. о горизонтальном сжатии в зоне разлома. Следствием такого сжатия может быть выдавленный вдоль разлома севернее перевала Ар-Хутэл невысокий вал с продольными трещинами растяжения в тылу.

Следы описываемого сейсмического события не ограничиваются узкой зоной разлома. Наблюдались оперяющие субмеридиональные трещины растяжения, параллельные главному разрыву трещины, отседание склонов, многочисленные каменные обвалы. Последние, правда, не всегда связаны с рассматриваемым землетрясением, но могут быть древнее. Известны по меньшей мере два значительных обвала, поверхность которых оказалась нарушенной сейсмогенным разрывом. Более крупные оперяющие нарушения с синхронными главному разрыву подвижками описаны в долине р. Шабар-Гол и на юге сегмента. Первое нарушение ответвляется от главного разрыва к югу, а второе — к северу. По обоим нарушениям обнаружены структурные признаки правого сдвига,

Рис. 69. Проявления четвертичной тектонической активности по Кобдинскому разлому

а — распределение амплитуд правосдвиговых смещений начала 16 в. вдоль Бодончийнского разлома, центрального и северного сегментов Кобдинского разлома с юга на север (по оси абсцисс — протяженность разломов); б — правое смещение тюркского (?) могильника непосредственно к югу от перевала Ар-Хутэл при землетрясении начала 16 в.; в — сопоставление разрезов шурфов в долинах рек Буянту-Гол (9) и Цаган-Бургаст-Гол (10) (условные обозначения и разрезы 1—8 см. на рис. 74, е), номера проб определений возраста отложений, выполненных радиоуглеродным методом в Геологическом институте АН СССР: обр. 3275 —  $460 \pm 140$ , обр. 3276 —  $1190 \pm 80$ , обр. 3281 —  $460 \pm 100$  лет; г, д — гистограммы распределения амплитуд: г — голоценовых правосдвиговых смещений в центральном сегменте разлома между долинами Дунд-Ус и Цаган-Бургаст-Гол (n — количество смещенных водотоков и других форм рельефа, здесь и далее), д — раннеголоценовых правосдвиговых смещений в северном сегменте разлома в районе долины Хавцлыгын-Гол и родника Чихтэйи-Булак; е — сопоставление гистограмм позднечетвертичных правосдвиговых смещений до 80 м в центральном (вверху) и северном (внизу) сегментах Кобдинского разлома; ж — разрез четвертичных отложений в зоне разлома на левом берегу р. Кобдо-Гол: 1 — голоценовый делювий, 2 — позднелайстоценовый грубообломочный аллювий, 3 — плейстоценовый тонкообломочный аллювий, 4 — плейстоценовые тонкослоистые озерные отложения, 5 — коренные породы, б — четвертичные разрывы

сочетающегося со сбросом, причем у первого нарушения опущено западное, а у второго восточное крыло. Сходство нарушений усиливается наличием узких продольных грабеобразных ложбин, ограниченных малоамплитудными встречными уступами в опущенных крыльях.

На относительную древность сейсмогенного разрыва и связанных с ним образований, помимо плохой сохранности, указывает тот факт, что подвижка не затрагивает самые молодые слабо врезанные русла. Вместе с тем она деформировала округлый древний могильник в 11 км севернее р. Буянту-Гол, превратив его в эллипс. Плохая сохранность могильника не позволяет в этом случае измерить амплитуду смещения. Зато на перевале Ар-Хутэл она определяется достаточно точно: каменное кольцо вокруг округлого могильника сдвинуто вправо на 4 м (см. рис. 69, б) при подъеме юго-западного крыла на 0,5 м. С.Д. Хилько и его соавторы [1978] относят это сооружение к 6–8 вв. н.э. и, учитывая исторические хроники и степень сохранности сейсмогенных форм, считают наиболее вероятным временем землетрясения 16–17 вв. (до основания г. Кобдо в 1685 г.)<sup>1</sup>. Предпринятое нами изучение разрезов приразломных котловин (см. рис. 69, в) показало, что последний заметный импульс их погружения, очевидно совпадающий с обсуждаемой сейсмической катастрофой, имел место примерно 460 лет назад, т.е. в начале 16 в. Предшествовавший импульс, гипотетически датированный всего лишь по одному радиоуглеродному определению, мог произойти на 700–750 лет раньше.

Кроме следов подвижки начала 16 в., в зоне Кобдинского разлома обнаружены молодые правосдвиговые смещения большей амплитуды (см. рис. 69, з). Гистограммы распределения таких смещений с амплитудами до 30 м, построенные отдельно для отрезков разлома между долинами рек Дунд-Ус и Буянту-Гол и между реками Буянту-Гол и Цаган-Бургаст-Гол (см. рис. 69, з), позволили выявить несколько импульсов движения, последний из которых соответствует землетрясению начала 16 в. Несовпадение максимумов на гистограммах объясняется тем, что верхняя гистограмма характеризует отрезок Кобдинского разлома, где сейсмогенная подвижка начала 16 в. достигает 4,5 м, а нижняя — отрезок, где она уменьшается к северу от 3,5 до 2 м. Амплитуды смещений при каждом из выявленных импульсов варьируют от 3 до 6 м, составляя в среднем 4,5 м. Если предполагаемый интервал (в 700–750 лет) между двумя последними катастрофическими землетрясениями считать характерным и для более древних подобных событий, то средняя скорость позднеголоценового сдвига оказывается близкой к 0,5–0,6 см/год.

В пределах 300-километрового северного сегмента Кобдинского разлома также обнаружены систематические правосдвиговые смещения форм рельефа. Гистограмма распределения таких смещений с амплитудами до 40 м (см. рис. 69, д), построенная для отрезка разлома в районе долины р. Хавцьлын-Гол и родника Чихтэйн-Булак, имеет максимумы, свидетельствующие, подобно гистограммам для центрального сегмента разлома, об импульсном, сейсмогенном характере движений. На это указывают и каменные обвалы в зоне разлома. Но вскрывается существенное отличие: в северном сегменте не смещены все современные русла (а не только, самые молодые ложбины и протоки, как в центральном сегменте), молодые генерации конусов выноса, поймы крупных рек, например р. Кобдо-Гол, и даже некоторые овражные террасы. Очевидно, последние подвижки по северному сегменту древнее, чем по центральному; возможно, они закончились еще в раннем голоцене.

Чтобы проверить это, сдвиговые смещения северного и центрального сегментов разлома были вынесены на гистограммы с одинаковыми интервалами усреднения, более

<sup>1</sup> Позднее [Землетрясения...., 1985] те же авторы стали допускать возможность отождествления рассматриваемого события с землетрясением 9 декабря 1761 г., ощущавшимся как весьма сильное на обширных пространствах Алтая. Сомневаться в таком сопоставлении заставляет тот факт, что наибольшие разрушения отмечались в 1761 г. вблизи южного окончания сейсмогенного разрыва, где подвижка по нему сравнительно невелика.

Т а б л и ц а 9

Крупнейшие праводвиговые смещения и изгибы долин  
вдоль Кобдинского разлома Западной Монголии (с севера на юг)

Сегмент	Название или местонахождение долины	Амплитуда смещения или приразломного изгиба, км
Северный	р. Хонго-Гол	3–3,5
	р. Шургийн-Гол	1,5, с приразломным изгибом 2,5–3
	Правый приток р. Шургийн-Гол	0,5–0,6
	р. Буянту-Гол	Изгиб склонов долин до 2 (?)
Центральный	р. Шабар-Гол	2,5–3
	Правый приток р. Шабар-Гол	0,8–0,9
	Безымянная обезглавленная долина севернее перевала Ар-Хутел	3–3,5
	р. Цаган-Бургаст-Гол	2,7–3
	р. Хойту-Цэнхэр-Гол	2, с приразломным изгибом 2,5–3
	р. Тугурик-Гол	Смещение склонов долины 0,65–0,7

крупными (см. рис. 69, е), чтобы перекрыть возможные ошибки измерений. Из-за такого закругления и изменения величин подвижек по простиранию разлома импульсность движений хотя и проявилась, но в сглаженном виде. При этом обнаружилось, что как амплитуды максимумов на гистограммах, так и интервалы между ними различны в северном и центральном сегментах. Иначе говоря, выявленные максимумы отражают разные сейсмические события, скорее всего, события разновозрастные. Таким образом, анализ гистограмм подтвердил геологический вывод о спаде активности северного сегмента на позднем этапе его развития. Показательно в связи с этим, что в северном сегменте амплитуды смещений при отдельных импульсах ( $5,2 \pm 2$  м) больше, чем в центральном. Складывается впечатление, что отсутствие поздних подвижек компенсировалось повышенной активностью в предшествовавшую эпоху.

Из праводвиговых смещений большей амплитуды некоторые неоднократно повторяются как в северном, так и в центральном сегменте Кобдинского разлома. Таковы смещения на  $75 \pm 5$  и  $100 \pm 10$  м. Вместе с тем амплитуды в  $160 \pm 10$  м и около 250 м известны только в центральном сегменте. Что же касается еще больших амплитуд (табл. 9), то смещения в сотни метров единичны и потому непригодны для сравнения, а среди километровых смещений обнаруживается определенное сходство: для обоих сегментов характерна величина около 3 км – амплитуда изгиба в зоне разлома крупнейших долин, заложенных в конце плиоцена – начале четвертичного периода. Повидимому, в течение длительных интервалов четвертичного периода различия в развитии северного и центрального сегментов сглаживаются.

Оценивая соотношения правого сдвига с вертикальной составляющей смещений в северном и центральном сегментах, следует иметь в виду, что на многих участках зона разлома представляет собой узкий трог со встречными подвижками по краям. Ширина трога обычно не превышает нескольких десятков метров, но возрастает до 1 км на пересечении разлома с реками Хонго-Гол и Шургийн-Гол и до 1,5 км на излучине р. Кобдо-Гол. Трог излучины р. Кобдо-Гол имеет сложное строение и образован разновозрастными четвертичными нарушениями. В окрестностях излучины главный разлом к северу от нее характеризуется раннеголоценовым поднятием восточного крыла на 1–2 м, а на юге разделяется на несколько сближенных кулисно расположенных уступов и подставляется с востока уступом большей амплитуды, но сформировавшимся в течение более длительного отрезка четвертичного периода. Его высота достигает 25 м по эродированной поверхности коренного берега и составляет 6,5 м на поверхности террасы р. Кобдо-Гол; на пойму реки уступ не продолжается.

Следующая к востоку серия параллельных разрывов в эпоху осадконакопления ограничивала распространение четвертичных озерных и аллювиально-пролювиальных отложений (см. рис. 69, ж); она перекрыта позднечетвертичным делювием. Кулисный ряд таких разрывов протягивается вдоль восточного борта трога, а вдоль его западного борта прослеживаются встречные уступы. Поскольку все они круто наклонены на юго-запад, разрывы восточного борта характеризуются сбросовыми, а западного — взбросовыми смещениями. Так же различаются разрывные ограничения трога на пересечениях разлома с долинами рек Хонго-Гол и Шургийн-Гол. В этом случае ограничения трога разновозрастны: разрывы юго-западного края перекрыты позднечетвертичными валунно-галечными отложениями (морена?), а самые молодые подвижки по северо-восточному краю смещают их.

Борта приразломных трогов, как правило, имеют разную высоту, и, таким образом, трого осложняют более значительный элемент структуры — разломный уступ. В зависимости от направления уступа он либо обозначает себя возрастанием крутизны склона на фоне общего однообразного уклона поверхности крыльев разлома (такой общий уклон к востоку имеет место в северной части разлома и вблизи долины р. Буянту-Гол), либо осложняет этот уклон встречным подъемом, образуя односторонний грабен, иногда ступенчатый, как на пересечении разлома с долиной р. Буянту-Гол. На севере зоны разлома, в районе р. Хавцылын-Гол, поднято западное крыло разлома; южнее; в районе родника Чихтэйин-Булак и до р. Кобдо-Гол, — восточное. Южнее р. Ширгийн-Гол обычно поднято юго-западное крыло. Исключениями являются район долины р. Дунд-Ус и южная часть центрального сегмента, где вертикальное смещение имеет переменное направление, а местами отсутствует. В целом чаще оказывается поднятым юго-западное крыло разлома, поэтому можно считать, что вертикальное смещение обязано своим возникновением взбросовой составляющей движений.

Амплитуда вертикального смещения и крутизна уступа (если он не подвергся вторичному препарированию, как на восточном краю излучины р. Кобдо-Гол) зависят в значительной мере от возраста подвижек. Молодые вертикальные смещения выражены уступами высотой до нескольких метров и крутизной  $12-30^\circ$ . Более древние уступы, местами достигающие десятков метров высоты, менее круты, искажены последующей эрозией. Известны случаи (например, севернее родника Чихтэйин-Булак), когда в поперечном профиле единого тектонического уступа сочетаются разновозрастные участки разной крутизны, т.е. когда профиль уступа ломаный. Наконец, на значительном протяжении, особенно в северном сегменте, разлом служит границей гор с предгорьями или подгорной равниной. Превышение гор относительно предгорий или подгорной равнины на многие десятки, а иногда и на сотни метров также можно рассматривать как выражение вертикальной составляющей движений по разлому с начала плейстоцена, а может быть, и с конца плиоцена.

Из-за изменчивости вертикального смещения по простиранию разлома невозможно говорить о каком-либо выдержанном его отношении к одновозрастному сдвиговому смещению. Ясно лишь, что оно чрезвычайно мало. Показательны примеры в долине р. Хуйтэн-Гол и на перевале между реками Буянту-Гол и Шабар-Гол. В долине Хуйтэн-Гола высота речной террасы возрастает на пересечении с разломом с востока на запад от 5 до 7,5 м, т.е. происходит подъем западного крыла примерно на 2,5 м при правом сдвиге бровки и тылового шва той же террасы на 27–29 м. На упомянутом перевале при подъеме восточного крыла разлома на 0,8–1 м имеет место правый сдвиг небольшого оврага на 10–12 м. В обоих случаях сдвиговая составляющая превосходит вертикальную приблизительно в 12 раз.

Южный сегмент Кобдинского разлома прослеживается по космическим снимкам и топографическим картам на 460 км в юго-юго-восточном и далее в юго-восточном направлениях. Это резкое изменение простирания, возможно, имеет сейсмогенерирующее значение: непосредственно к югу от него находится эпицентр Тахийнширского землетрясения 4 июля 1974 г. с магнитудой  $M = 6,9$ . В его эпицентральной зоне возник 17-километровый разрыв с левосдвиговым смещением до 0,3–0,4 м и неболь-

шой переменной вертикальной составляющей движения [Землетрясения..., 1985]. По структурному положению Тахийнширский разрыв восток-северо-восточного простирания оказывается сопряженным с южным сегментом Кобдинского разлома, косвенно указывая на возможность правосдвиговых перемещений по нему.

Наши полевые наблюдения охватили лишь самый северный отрезок южного сегмента. При землетрясении начала 16 в. он не возобновлялся, но следы более ранних голоценовых подвижек, не затрагивающих современные русло и пойму р. Утин-Сайр-Гол, здесь зарегистрированы. При наклоне поверхности разлома на юго-запад они характеризуются подъемом юго-западного крыла до 0,5 м, т.е. взбросо-надвиговым смещением, Признаков сдвига не обнаружено. Для оценки характера смещений в более южной части разлома использовались космические снимки. Южнее р. Барлаг-Гол поднято северо-восточное крыло разлома. На склоне горного массива Адж-Богдо-Ула можно предполагать также правые смещения долин на сотни метров. Вероятно, и на этом участке разлом остается правым взбросо-сдвигом.

С Кобдинской зоной связаны два второстепенных активных разлома – Дутский и Тугурикский. Дутский разлом протягивается на юго-юго-восток от верховий р. Шабар-Гол, образуя плавную, выпуклую на юго-запад дугу. Повсеместное поднятие восточного крыла выражено перегибом от пологой части склона хребта к крутой. Следов позднеголоценовых подвижек, синхронных самым молодым смещениям на соседних участках Кобдинского разлома, не обнаружено.

Тугурикский разлом ответвляется от Кобдинского на юго-восток в 10 км юго-восточнее пересечения последнего с р. Хойту-Цэнхэр-Гол. На исследованном отрезке Тугурикского разлома протяженностью 50 км поднято его юго-западное крыло. На пересечении с реками Тугурик-Гол и Хурай-Цэнхэр-Гол плоскость разлома падает на юго-запад под средними углами. На южном склоне долины р. Тугурик-Гол разлом представляет собой пологий (до  $10^\circ$ ) надвиг, пересекающий палеозойские граниты и сланцы. Основная плоскость смещения в лежащем крыле оперяется более круто наклоненными сколами (с углами падения плоскостей  $25-47^\circ$ ). По многим из них произошло более или менее значительное дробление гранитов, которые превращены в белую мучнистую древесу, имеющую весьма свежий вид, не измененный какими-либо наложенными процессами.

Зона рассматриваемого надвига выходит на линию подножия хребта. Тектонический характер этой линии, прекрасно выраженной и на космических изображениях, не вызывает сомнений. Здесь разлом сечет эрозионно-денудационную ступень среднечетвертичного возраста. Ее останцы во многих местах сохранились в висячем крыле. В лежащем (северо-восточном) крыле эта поверхность, довольно круто наклоненная на северо-восток, развита значительно шире. Вертикальная амплитуда ее смещения здесь достигает 50 м. Разлом в этом месте не затрагивает позднплейстоцен-голоценовый пролювиальный шлейф. Основные подвижки по нему произошли в конце среднего либо в начале позднего плейстоцена. Однако тектонические деформации в зоне этого разлома и, вероятно, подвижки по нему продолжались и позже. Об этом свидетельствуют, в частности, обвальное-оползневые образования, развитые в зоне тектонического уступа юго-восточнее ущелья руч. Хурай-Цэнхэр-ула и имеющие, вероятно, сейсмогравитационную природу. Кроме того, покров позднечетвертичных пролювиальных и склоновых отложений близ разлома приобретает значительный наклон (до  $10-15^\circ$ ) вверх по долине, что, вероятно, связано с продолжающимся (по крайней мере до начала голоцена) надвиганием и ростом хребта. Вместе с тем эти отложения смещены вдоль разлома вправо примерно на 100 м, тогда как коренные склоны долины р. Тугурик-Гол, как и р. Хурай-Цэнхэр-Гол, изогнуты вправо на 200–250 м. Таким образом, Тугурикский разлом является правым надвиго-сдвигом с преобладанием сдвиговой составляющей перемещений.

Цаган-Шибетинский разлом Предалтайской зоны простирается в северо-северо-западном ( $320-355^\circ$ ) направлении и на севере примыкает к Западно-Таннуольскому активному надвигу восток-северо-восточного простирания. Разлом состоит из несколь-

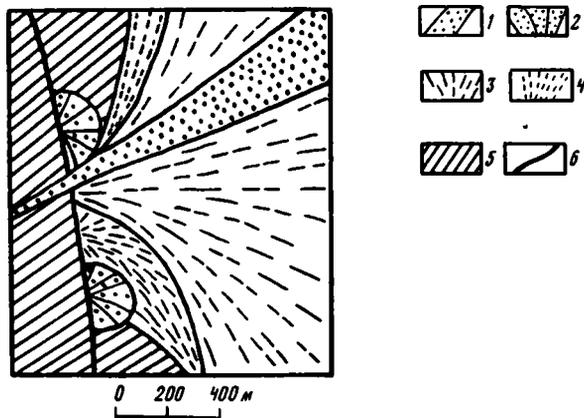


Рис. 70. Правое смещение древних генераций конуса выноса на пересечении с Цаган-Шибетинским разломом северо-западнее сомона Тарялан

1 — современные отложения русла и конуса выноса главной долины; 2 — конусы выноса мелких оврагов; 3 — средняя генерация отложений конуса выноса главной долины; 4 — древняя генерация отложений того же конуса; 5 — коренные породы; 6 — Цаган-Шибетинский разлом

ких кулисно подставляющих одна другую ветвей, из которых нами была подробно изучена 40-километровая ветвь разлома в районе сомона Тарялан юго-западнее г. Улангом. Поверхность разлома здесь наклонена на запад под углами  $70-80^\circ$ . В западном крыле обнажаются вулканогенные нижнекаменноугольные отложения, которые в восточном крыле опущены и перекрыты четвертичными наносами. Выходу разлома на поверхность соответствует прямолинейный крутой восточный склон горного хребта. Рассекающие хребет и спускающиеся с него сухие долины раскрываются в зоне разлома конусами выноса. Таким образом, четвертичный взброс по разлому очевиден. Вместе с тем если современные русла и молодые генерации конусов выноса не обнаруживают следов подвизжек, то древние генерации крупных конусов, вероятно позднелейстоценового возраста, смещены относительно питающих их долин вправо (рис. 70). Отмечены также изгибы некоторых пересеченных разломом долин в том же направлении. Величины таких сдвиговых смещений обычно не превышают 100 м, но в двух случаях достигают 200 м. По-видимому, правосдвиговая составляющая четвертичных перемещений преобладала над взбросовой. Этому соответствует и ориентировка борозд на трещинах западного крыла разлома, обнаженных на правом берегу р. Гашунын-Гол, в 3 км западнее сомона Тарялан. Трещины заполнены гематитом. В подавляющем большинстве своем они простираются параллельно разлому (в направлении  $350-0^\circ$ ) и наклонены на запад под углами  $50-85^\circ$ . Борозды на трещинах горизонтальны или наклонены на юг не круче  $25^\circ$ . Изредка встречаются сопряженные субширотные ( $270-280^\circ$ ) вертикальные трещины с примерно горизонтальными бороздами, а одна протяженная трещина, простирающаяся по азимуту  $330^\circ$ , наклонена на северо-восток под углом  $75^\circ$  и характеризуется падением борозд на север под углом  $25^\circ$ . Непосредственно вдоль разлома в полосе шириной до 10 м породы милонитизированы.

Дзун-Джиргалантский разлом юго-восточного простираения начинается от побежья оз. Хара-Ус-Нур и состоит из двух кулисно расположенных ветвей. 60-километровая северо-западная ветвь протягивается вдоль северо-восточного склона хребта Дзун-Джиргаланту. В районе перевала Усун-Хутуль-даба она подставляется с востока юго-восточной ветвью, которая следует вдоль северо-восточных подножий хребта Умунин-Хайрхан-Нуру и, возможно, достигает сомона Тонхил, протягиваясь в общей сложности на 170 км.

Северо-западная ветвь разлома, сместитель которого круто наклонен на юго-запад, прямой линией подрезает крутой склон хребта и рассекает конусы выноса оврагов, образующие сплошной предгорный шлейф. На его поверхности разлом обычно

выражен обращенным на северо-восток уступом крутизной до 20–25° и высотой до 4–5 м. Вдоль него кое-где выходят родники. Местами в опущенном крыле виден встречный уступ высотой до 1 м; он обособляет приразломную депрессию шириной до 20 м, которая может переходить по простиранию в цепь замкнутых котловин. Современные сухие русла и молодые генерации конусов выноса пересекают уступ и депрессию без смещения. Таким образом, по разлому имели место взбросовые подвижки не моложе начала голоцена. Наряду с ними отмечаются правые смещения склонов пересекаемых оврагов амплитудой до 12 м. Правосдвиговой изгиб одного из небольших оврагов на 6–6,5 м коррелируется с поднятием юго-западного крыла разлома на 1,5–2 м. Получается, что правосдвиговая компонента смещения превосходит взбросовую примерно втрое. В нескольких сотнях метров юго-западнее описанного разрыва, в основании крутой части склона хребта, местами прослеживается более древний сглаженный разрывный уступ. Вдоль него крупнейшие овраги изогнуты вправо на расстояния до 20 м.

На обследованном 25-километровом отрезке юго-восточной ветви разлома повсеместно поднято юго-западное крыло. Местами в опущенном крыле сохранились фрагменты встречного уступа высотой до 1 м. В 8,5 км юго-восточнее перевала Усун-Хутуль-даба обнаруживаются и прослеживаются, по меньшей мере на 6 км к юго-востоку, следы весьма молодой, позднеголоценовой подвижки, вероятно, сейсмогенной. С ней ассоциируют свежие обвалы, оползни, отседания грунта на склонах. Характер подвижки зависит от простирания разлома. В северо-западной части, где разлом простирается в направлении 305–310°, обнаруживается левый сдвиг современных русел и других молодых форм рельефа на 1,5–2 м при подъеме юго-западного крыла сначала до 1 м, а затем на 2–2,5 м. Юго-восточнее, после изгиба разлома до направления 315–320°, сдвиговая составляющая смещения исчезает, а вертикальная возрастает до 2,5–3 м. Таким образом, левосдвиговая составляющая появляется там, где разлом отклоняется от обычного направления и становится более широтным. На этом участке отмечены и более продолжительные левые смещения долин на 5–6 и даже на 12–13 м.

Хорошо проявленная прямолинейность подножия крутого западного склона хребта Дзун-Джиргаланту, переходящего в обширный наклоненный четвертичный пролювиальный шлейф, дает полное основание предполагать, что эта граница хребта также имеет разрывную природу.

Западнее хребта Дзун-Джиргаланту, примерно в створе руч. Цаган-Сэрь-Гол, в северо-западном же направлении простирается ярко выраженная невысокая гряда, сложенная мезозойско-кайнозойскими породами. В ее ядре обнажена толща светлых зеленовато-серых пород юры, падающая на северо-восток под углом 45–50°. Она образует своеобразный мелкогрядово-ребристый западный склон, который прямой линией отделен от более низких ступеней рельефа. В пределах последних в основании видимого разреза обнажены красноцветные песчано-алевритовые и глинистые породы палеогена. В 100 м от контакта с юрой отмечается их падение в сторону от юры (на юго-запад) под углом 8°. Сам контакт представляет собой очевидный взброс, простирающийся на северо-запад (295–300°), со сместителем, падающим под юру под углом около 70°. В угленосных сланцах юры в зоне разлома отчетливо проявлена тектоническая сланцеватость. Палеогеновые породы также претерпели дробление и осветление.

По простиранию разлома юрские породы непосредственно контактируют и с неогеновыми отложениями светло-серого цвета, которые, в общем падая в сторону от гряды под углом около 5°, у контакта имеют обратный наклон и падают в сторону юры под углами 7–10°.

Изучение разреза и тектонической структуры гряды показало, что здесь мы имеем дело с крупной неотектонической складкой мезозойско-кайнозойского покрова, имеющей очевидные признаки длительного конседиментационного развития. Это асимметричная антиклиналь, сопряженная на северо-востоке с широкой синклиальной депрессией, а в юго-западном крыле нарушенная указанным выше взбросом. Разрыв произошел после накопления верхнеогеновых отложений или во время наложения грубо-обломочной части их разреза ( $N_2^2 - Q_1$  ?).

Судя по тому, что озерные отложения неогена ( $N_{1-2}$ ?) развиты здесь только к востоку от ядра антиклинали, можно предполагать, что в олигоцен(?) -неогеновое время осевая часть Хара-Ус-Нурского прогиба в данном сечении располагалась ближе к хребту Дзун-Джираланту. В конце плиоцена юрское ядро складки, вероятно, было уже вскрыто эрозией, о чем свидетельствуют грубообломочные прослои с крупными неокатанными обломками юрских песчаников в плиоценовых (а может быть в верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых) отложениях в непосредственной близости от тектонического уступа. Складчатость и разрывообразование, происшедшие начиная с конца плиоцена и, очевидно, продолжающиеся в четвертичное время, привели к миграции оси прогиба на запад, в пределы сформированного ранее эрозионно-денудационного пьедестала (педимента) Монгольского Алтая.

Разлом Бидж, начинаясь у восточного берега оз. Тонхил-Нур, следует в юго-юго-восточном ( $160-170^\circ$ ) направлении на 80 км, до западного склона горы Алаг-Хайрхан. Здесь он кулисно подставляется с востока Алагнурским разломом, по которому на основании результатов дешифрирования космических снимков можно предполагать позднечетвертичные подвижки.

Характер смещений по разлому Бидж детально исследовался нами вдоль восточного борта впадины Биджийн-Гол, между горами Бус-Хайрхан и Алаг-Хайрхан. Несомненные позднечетвертичные движения по разлому выразились здесь в образовании двух уступов, которые на некотором удалении (до 75–100 м) от основания склона нарушают полого наклоненные поверхности пролювиально-делювиальных равнин среднего ( $Q_2^2$ ?) и позднеплейстоценового ( $Q_3^1$  и  $Q_3^2$ ) возраста.

К северу от р. Биджийн-Гол эти уступы ограничивают вытянутую вдоль хребта грабенообразную депрессию шириной до 75 м. Главный, обращенный на запад (нагорный) уступ имеет высоту до 7,5 и даже до 10 м. Второй (встречный) уступ, обращенный на восток, к склону, и нарушающий опущенное крыло первого, имеет высоту до 1,5–2 м. В 350–400 м западнее параллельно ему проходит еще один встречный уступ, морфология которого (сглаженность и размытость) указывает на его большую древность. Восточнее главного уступа местами также виден обращенный на запад уступ большей амплитуды и тоже более древний.

В северном направлении, ближе к хребту Бус-Хайрхан, грабен постепенно сужается до 25–15 м; высота западного (встречного) уступа уменьшается, и он не везде бывает замечен в качестве такового, хотя по ряду других признаков дислокация прослеживается непрерывно. Кстати, здесь можно видеть, что плоскость сместителя этого уступа (разрыва) очень круто падает на восток. Столь же определенных признаков для главного разрыва здесь не отмечено.

В южном направлении главный и встречный уступ также сближаются, вплоть до слияния; разлом представлен незначительной ложбиной с небольшим поднятием восточного крыла. В 500 м южнее р. Биджийн-Гол его уступ прослеживается в пределах мелкобугристой аккумулятивной (обвальнo-оползневой и пролювиальной) позднеплейстоценовой ( $Q_3^2$ ?) поверхности.

При наклоне разлома под углом около  $65^\circ$  на восток поднятие восточного крыла отражает взбросовую составляющую движений. Кроме нее, есть правосдвиговая составляющая, наиболее полно проявленная на пересечении разлома с р. Биджийн-Гол. Склоны ее современного русла, врезанного в древний конус выноса, смещены вправо на 22–23 м, а наиболее древняя возвышенная часть конуса смещена относительно верховий долины вправо на  $90 \pm 10$  м. Южнее видны правые смещения двух небольших оврагов на 22–23 и 9–10 м. Эти смещения значительно превосходят величину позднеголоценовой вертикальной подвижки.

В зоне разлома сохранились следы многочисленных обвалов. Почти сплошной шлейф обвальнo-оползневых аккумулятивных форм развит в районе ручьев Улдзийт и Цахир и далее на юг. Основной сейсмогенный шов здесь проходит, очевидно, вдоль основания прямолинейного скалистого уступа хребта. Отдельные тектонические уступы расщепают и обвальнo-оползневые бугристо-западинные образования, которые в целом

можно отнести к позднему плейстоцену ( $Q_3^2$  и  $Q_3^1$ ). Крупный обвальнo-селевой поток, происходящий из большого цирка в восточном горном крыле разлома, находится в 3 км южнее долины р. Биджийн-Гол. На поверхности потока выделяются две генерации, причем вынос второй, более молодой генерации деформировал отложения первой, образовав в ней местами мелкие складки. Очевидно, в это время отложения первой генерации не успели консолидироваться. Возможно, обвальнo-селевой поток связан с одним или двумя сильными землетрясениями. Они произошли раньше последней подвижки по разлому, оставившей след на поверхности обеих генераций потока.

Оценивая возраст молодых тектонических уступов, можно предполагать, что основные подвижки здесь произошли главным образом в конце позднего плейстоцена ( $Q_3^2$ ). С ними же было связано широкое развитие гравитационных (обвальнo-оползневых) явлений, которые свидетельствуют о несомненной высокой сейсмичности этих подвижек.

Аналогичное заключение можно сделать также из анализа материала по северной части Биджийнской впадины. К приведенным выше данным добавим, что в этой ее части развиты также молодые тектонические уступы субширотного простирания. Они нарушают широкий веер верхнеплейстоценового ( $Q_3^1$  ?) моренного покрова, развитого у южного основания гранитного массива Бус-Хайрхан-ула на неогеновом цоколе. Самый северный из серии уступов имеет простирание  $280^\circ$  и высоту около 3–4 м, следующие к югу – соответственно  $260^\circ$  и 5 м,  $270^\circ$  и 8–9 м. Далее на юг видны еще несколько более мелких уступов. Время образования этих уступов, исходя из сравнительно-морфологического анализа развитых на этом участке отложений и форм рельефа, также относится ко второй половине позднего плейстоцена ( $Q_3^2$ ).

В целом отмеченные выше и ряд других особенностей Биджийнской впадины свидетельствуют о крупной сейсмической катастрофе, которая произошла здесь, по-видимому, в конце позднего плейстоцена и была связана с развитием разлома Бидж.

Есть основания предполагать, что этот разлом имеет довольно глубокое заложение. Кроме его общей протяженности и других структурно-морфологических признаков, об этом свидетельствует развитие в зоне разлома базальтовых даек. Неокатанные обломки черных базальтов кайнотипного облика встречаются среди обломочного материала в районе отмеченных выше субширотных дислокаций у южного подножия Бус-Хайрхан-улы. По своему облику явно чужеродные моренным валунам, среди которых их можно встретить, они связаны, очевидно, с разрушением примыкающего южного склона Бус-Хайрхан-улы. В верхней части этого массива, на водоразделах и склонах расчленяющих его крутых распадков, встречены довольно многочисленные черные базальтовые дайки. Они распространены к юго-западу от вершины гранитного массива Бус-Хайрхан-ула в довольно широкой (не менее 0,5–0,6 км) полосе северо-северо-западного простирания. Очевидно, что это целый рой даек, вскрытых прерывисто. Иногда они продолжают одна другую по простиранию, но чаще располагаются кулисообразно. Простирание отдельных даек изменяется от  $335^\circ$  до  $350^\circ$ , падение везде, где его можно измерить, вертикально или близко к вертикальному. Ширина даек изменяется обычно от 0,5 до 2 м, а видимая длина составляет 4–20 м. Однако встречено и более крупное тело (6 × 150 м), отличающееся более сложной внутренней структурой.

Примерно в 3 км к западу от вершины Бус-Хайрхан-улы базальтовая дайка образует скалистый выступ в основании крутого уступа, который разделяет тектонически разобщенные, вероятно, ступени древней поверхности выравнивания, находящиеся теперь на высотах 3000 и 2800–2850 м.

Можно предполагать, что рассматриваемая полоса даек приурочена к тектоническому шву, который является восточным ограничением сравнительно узкой впадины, выходящей в северо-северо-западном направлении из более широкой котловины Биджийнской впадины. Этот шов кулисно подставляет описанный выше сейсмогенный разлом, проходящий вдоль границы Биджийнской впадины с хребтом Алаг-Хайрхан, смещаясь относительно него на запад. Возможно, что это происходит в зоне отмеченных выше субширотных дислокаций.

По Сагсайскому разлому С.Д. Хилько и его соавторы [1978] отмечают на протяжении 35 км следы молодой сейсмогенной подвижки, по степени сохранности близкие к проявлениям землетрясения начала 16 в. в зоне Кобдинского разлома. Этот сейсмогенный разрыв, круто ( $80-90^\circ$ ) наклоненный на юго-запад, слабо изгибаясь, протягивается от правобережья р. Сагсай в направлении  $145-155^\circ$  ЮВ. На значительном протяжении он представлен сочетанием коротких полужасыпанных рвов и рытвин субмеридионального ( $0 \pm 5^\circ$ ) простирания глубиной до 1,5 м и бугров выдавленного грунта высотой до 2 м, изометричных, а чаще удлинённых по азимутам  $290 \pm 10^\circ$ . Такая морфология свидетельствует о правом сдвиге по разлому. Его прямым выражением служат правые смещения мелких овражков и современных русел крупных оврагов<sup>1</sup>. Смещения максимальны (3 м) в 22 км от р. Сагсай; довольно быстро они уменьшаются до 1–1,5 м как к северо-западу, так и к юго-востоку. Подобное быстрое изменение амплитуды сдвига вдоль разлома наблюдалось в эпицентральной зоне Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении [Трифонов и др., 1986] и объясняется небольшой (до 10 км) глубиной гипоцентра.

Синхронная сдвигу вертикальная компонента смещения местами отсутствует, а местами достигает десятков сантиметров, причем чаще поднято северо-восточное крыло. В 25 км от р. Сагсай это молодое вертикальное смещение наложено на более древний сглаженный уступ и вместе с ним имеет высоту 1,2 м. Единичные следы неоднократных правосдвиговых перемещений выражены смещениями склонов оврагов на 6 и 80 м.

Эртайский (или, как его называют китайские геологи, Кекетухай-Эртайский) разлом замечателен тем, что вдоль него на протяжении 176 км присутствуют многочисленные разрывы, трещины и вторичные гравитационные нарушения, возникшие при Фуюнском (Монголо-Алтайском) землетрясении 1931 г. с магнитудой  $M = 8$  и глубиной гипоцентра 19 км. Эти нарушения, описанные китайскими исследователями [Shi Jianbang et al., 1984], образуют узкую полосу северо-северо-западного (в среднем  $342^\circ$ ) простирания между долиной Майзенгся и северным склоном горы Алмант. Отдельные разрывы зоны либо составляют прерывистые линии, либо отчленяются один от другого под острыми углами, либо, чаще всего, кулисно подставляют друг друга. На участках кулисного подставления могут находиться ряды эшелонированно расположенных мелких трещин скола и растяжения или сочетания рвов растяжения меридионального и северо-восточного простирания с буграми выдавленного грунта, удлинёнными в северо-западном направлении. Признаки раздвигания появляются и у протяженных разрывов в тех участках, где они отклоняются от генерального направления к меридиональному.

В 46-километровой северной части сейсмогенной зоны по отдельным разрывам и трещинам выявлены только небольшие сбросовые смещения. Разрывы и трещины ориентированы в генеральном направлении зоны, но в одном месте простираются меридионально и образуют правый кулисный ряд, указывающий на возможное присутствие правосдвиговой составляющей движения. Южнее появляется и через 9 км достигает 6 м правосдвиговое смещение (рис. 71). Оно систематически регистрируется на протяжении 111 км, будучи сконцентрировано в одном разрыве или рассредоточено между двумя, редко тремя нарушениями, не считая малоамплитудных трещин. В этой части зоны амплитуда правого сдвига обычно близка к 6 м, но в горном массиве Калажингджир на 10-километровом отрезке разлома, быстро нарастая, она достигает 11 м. Возможно, такой "всплеск" амплитуды сдвига имеет ту же природу, что и уже упоминавшийся максимум амплитуды смещения по разрыву при Кумдагском землетрясении 1983 г. Вместе с тем в сейсмогенной зоне обнаружены смещения, существенно превосходящие амплитуды сдвига соседних геологических образований: таковы смещения обвальных отложений в горах Калажингджир (на 14 м), овражка южнее горы Донгоу (на 10,2 м) и нескольких русел в южной части разлома (на 7–8 м). Представляется, что отнесение

<sup>1</sup> Самые молодые слабо врезанные русла не смещены, что говорит о сравнительно древнем (не моложе нескольких сот лет) возрасте сейсмогенной подвижки.

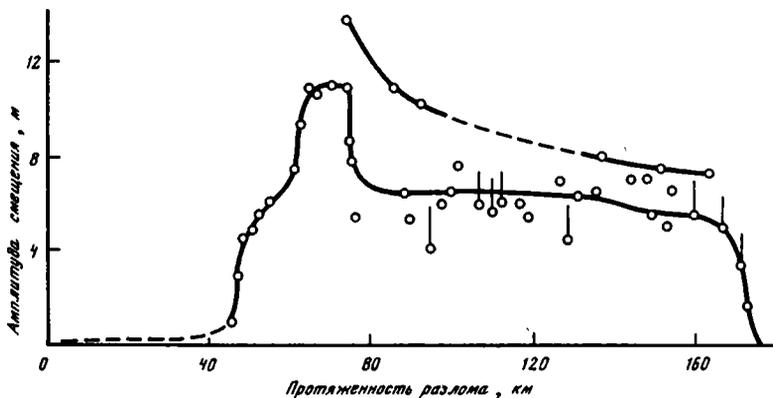


Рис. 71. Распределение амплитуд правосдвиговых смещений 1931 г. (и предшествовавшего землетрясения?) вдоль Эртайского разлома с севера на юг [Shi Jianbang et al., 1984]

этих смещений только к 1931 г. ошибочно: в них запечатлены следы двух землетрясений, причем при первом произошел правый сдвиг на 2–4 м. Помещенные в статье Ши Жанбанга и его коллег фотографии сдвиговых смещений [Shi Jianbang et al., 1984, рис. 9 и 13] позволяют допускать такое предположение. В крайней южной части разлома на протяжении 10 км величина сдвигового смещения падает до 0, и южнее следы землетрясения 1931 г. не регистрируются.

На участке сейсмогенного разрыва присутствует и вертикальная составляющая смещения. Как правило, она не превышает 0,6 м и лишь в двух случаях достигает 0,8 м при сдвиге на 7 м и 1,4 м при сдвиге на 14 м. Отношения вертикальной и сдвиговой составляющих в среднем близки к 10. Повсеместно поднято восточное крыло разлома, т.е. при землетрясении имел место взброс. На двух отрезках южного окончания сейсмогенной зоны картина более сложная. Севернее горы Хонгшаньбао две ветви разлома, отстоящие одна от другой на 0,5–0,7 км, образуют встречные уступы высотой 0,6 и 1 м и ограничивают грабен. Южнее указанной горы появляется дополнительная восточная ветвь, у которой при правом сдвиге на 2,5 м западное крыло поднято на 0,2 м. В сочетании с главным нарушением она обособляет горст шириной от 3 км на севере до 5 км на юге, где восточная ветвь затухает.

Сейсмодислокации 1931 г. не ограничиваются главной зоной, но представлены также множеством сопровождающих ее нарушений. Это, во-первых, разнообразные мелкие трещины, примерно параллельные главной зоне и распространенные в полосе шириной до 1,5 км; во-вторых, непротяженные правые взбросо-сдвиги и взбросы, отходящие от главной зоны на юго-восток и следующие древние разрывы Монгольского Алтая (они особенно характерны для района горы Тосбастау); наконец, в-третьих, своеобразные дуговые разрывы, выпуклые на запад и осложняющие западное крыло главной зоны подобно Дутскому разлому относительно Кобдинского или северной ветви Хангайского разлома юго-восточнее сомона Дзун-Хангай. В сочетании с главной зоной дуговые разрывы образуют сложные линзы, нарушенные внутри более мелкими трещинами. Линзы эти погружаются под восточное крыло разлома, поскольку выпуклые разрывы наклонены на восток так же, как разрывы главной зоны, или положе. По дуговым разрывам также обнаружены правосдвиговые смещения, хотя и сравнительно малоамплитудные. Крупнейшая линза шириной до 4 км находится в горах Калажингджир — как раз там, где выявлены максимальные сдвиговые смещения вдоль главной зоны. Еще две линзы расположены южнее. У их дуговых разрывов на 0,3 м подняты западные крылья (при правых сдвигах на 2 и 3 м), так что линзы представляют собой грабенообразные понижения. К сейсмодислокациям 1931 г. относятся также многочисленные трещины растрескивания, обвалы, оползни и провалы поверхности, так или иначе связанные с нарушениями гравитационного равновесия под действием ударной волны.

Т а б л и ц а 10  
Крупнейшие правосдвиговые смещения долин  
в зоне Эртайского разлома, Монгольский Алтай  
[Shi Jiangang et al., 1984]

Долина	Протяженность (в км) верховий до разлома	Длина, км	Смещение, время	Скорость, мм/год
р. Эркис	75	3	Со среднего плейстоцена	4,3
Сухая долина Киал	15	1	С позднего плейстоцена	9,2
Сухая долина Шуймо	30	1	То же	8,3
Куйбахар	4	1,4–1,8	"	11,7–15
Сухая долина южнее Куйбахара	0,5	1,0–1,1	"	8,3–9,2
Сухая долина Байянг	5,5	2	"	16,7
Сухая долина Гангоу	2,5	0,7	С конца позднего плейсто- цена	13,3
Утиебрак	6	0,45	То же	7,5
Каурт	4,5	0,5	"	8,3
Овраг южнее долины Киал	1,5	0,087–0,19	С голоцена	8,7–19
Овраг севернее долины Гангоу	2	0,1	То же	10

Кроме сейсмотектонических проявлений 1931 г., Ши Жанбанг и его соавторы отмечают в зоне Эртайского разлома признаки предшествовавших сильных землетрясений. Это правые сдвиги русел на 20 м между горами Аксай и Ксиабелт, смещенные разрывами 1931 г. древние сейсмогенные обвалы, а также разнообразные нарушения в зоне разлома, морфологически сходные с образованиями 1931 г., но более древние. По величинам смещений разновозрастных отложений, датированных на основе радиоуглеродных определений и оценок скорости роста лишайников на экспонированных поверхностях, предположительно дифференцированы следы по меньшей мере трех древних землетрясений. По этим данным с учетом землетрясения 1931 г. средняя повторяемость подобных событий получается равной 230 годам.

Более крупные правосдвиговые смещения долин по Эртайскому разлому колеблются от 0,1 до 3 км (табл. 10). Отмечается прямая зависимость между амплитудой сдвига и размерами, а соответственно и возрастом смещенных долин. Средняя скорость позднеплейстоцен-голоценового сдвига близка к 1 см/год, но в среднем плейстоцене она была значительно меньше, поскольку средняя скорость сдвиговых перемещений со среднего плейстоцена и поныне не превышает 0,43 см/год. Правостороннее смещение вдоль Эртайского разлома более древних геологических образований, складок и разломов северо-западного простирания, в том числе крупного Эркисского разлома, дает суммарную амплитуду новейшего сдвига в 26 км. Если ее относить к плиоцену и четвертичному периоду – времени тектонической активизации Монголии и Прибайкалья, средняя скорость новейшего сдвига также оказывается близкой к 0,43 см/год, т.е. величина оказывается характерной для длительного этапа развития Эртайского разлома.

К зоне Эртайского разлома тяготеют рои слабых и несколько ощутимых землетрясений, зарегистрированных в 1970–1979 гг. [Shi Jianbang et al., 1984]. Они могли вызывать слабые движения по разлому, вклад которых в суммарное смещение существенно уступает редким подвйжкам при катастрофических землетрясениях. Интересно, что эпицентр Фуюнского землетрясения расположен в области сочленения Эртайского и Эркисского разломов. Вдоль последнего непосредственно к северо-запа-

ду от Эртайского разлома на космических снимках видны следы четвертичных смещений. Возможно, Эркисский разлом также обладает современной активностью, хотя и сравнительно слабой.

Итак, Монголо-Алтайская система активных разломов образует пояс северо-северо-западного простираения шириной до 250 км и длиной почти в 1000 км. Среди трех главных тектонических зон пояса — Эртайской, Кобдинской и Предалтайской — первые две проявляют высокую голоценовую активность на всем протяжении, а третья — лишь на отдельных отрезках. Для всех трех зон, как и для параллельного им Сагсайского разлома, характерно преобладание правосдвиговых перемещений при уступающей им примерно на порядок взбросовой составляющей. Все указанные разломы простираются наискось к палеозойским тектоническим зонам Монгольского Алтая и к наследующим их простираение новейшим складкам основания — горным хребтам и межгорным долинами. Вдоль этих новейших структур северо-западного простираения местами тоже развиваются активные разломы. Но как правило, они оперяют главные сдвиги, от которых распространяются на небольшие расстояния, а интенсивность голоценовых движений по ним гораздо слабее, чем по главным разломам, причем относительно возрастает взбросо-надвиговая компонента движений, иногда превосходящая правосдвиговую.

*Гоби-Алтайская система.* Эта система активных разломов протягивается субширотной через южную часть Западной и Центральной Монголии. Система образована Гоби-Алтайской зоной разломов, следующей вдоль границы Гобийского Алтая с Долиной Озер, небольшим Тайришинским разломом, серией мелких разрывов и трещин в районе гор Ихэ-Богдо и двумя небольшими разрывами на крайнем юго-западе страны, в районе сомона Булган.

Гоби-Алтайская зона состоит из трех эшелонированно расположенных сегментов — западного, центрального и восточного, образующих в сочетании левый кулисный ряд. Наиболее изучен 270-километровый восточный сегмент, известный под названием Долиноозерского разлома, активизированного на всем своем протяжении при Гоби-Алтайском землетрясении 4 декабря 1957 г. с магнитудой  $M = 8,1$ . Полное и всестороннее описание тектонических проявлений этого землетрясения [Гоби-Алтайское..., 1963; Лукьянов, 1963, 1965] позволяет здесь ограничиться их краткой характеристикой.

Сейсмогенные нарушения образуют полосу шириной до 1 км, изредка больше. В ней либо выделяется главный протяженный разрыв, либо его функции переходят от одного нарушения к другому при их кулисном взаимном расположении, либо подвижка распределяется среди нескольких более или менее равновеликих нарушений. Подвижка при землетрясении была преимущественно левосдвиговой и проявилась по-разному в разных частях разлома. В одних случаях это смещения форм рельефа по притертым сколовым трещинам протяженностью в сотни метров — километры, следующим примерно вдоль генерального направления разлома  $280^\circ$ . Не менее типичное выражение сдвига — кулисные ряды более коротких трещин растяжения, часто сочетающихся со сбросовыми уступами длиной до первых десятков сантиметров. Они находятся на продолжениях сколовых трещин или оперяют их. Растягивающая компонента существенна и может быть ведущей на участках отклонения разлома к восток-северо-востоку, но даже на его широтных отрезках она определяет появление таких заметных структур, как 10-километровый Бахарский грабен в западной части разлома. Напротив, на участках отклонения разлома к северо-западу определяющей становится компонента сжатия, выраженная валами выдавленного грунта. Структуры сжатия и растяжения образуют разнообразные сочетания. Есть среди них и зигзагообразные чередования коротких трещин растяжения с небольшими буграми или валами выдавливания.

Амплитуду левого сдвига 1957 г. можно определить далеко не повсеместно из-за частого рассеяния смещения по нескольким относительно более мелким нарушениям. Вместе с тем наше обследование эпицентральной зоны в 1980 и 1982 гг. дало осно-

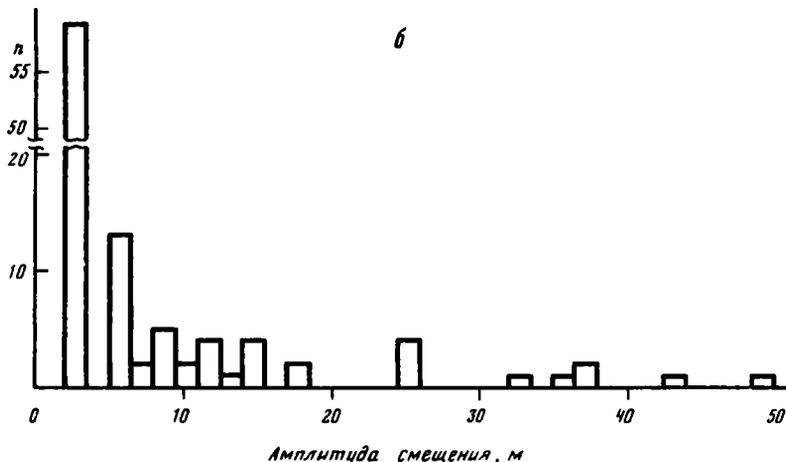


Рис. 72. Проявления голоценовой тектонической активности по Долиноозерскому разлому  
*а* — распределение амплитуд левосдвиговых смещений при землетрясении 1957 г. вдоль Долиноозерского разлома: 1 — по данным А.В. Лукьянова [1965], 2 — по нашим наблюдениям; *Т* — сочленение Долиноозерского разлома с Тормхонским взбросом, *УБ* — участок детальных наблюдений в районе родника Улан-Булак; *б* — гистограмма голоценовых левосдвиговых смещений на 10-километровом отрезке разлома в районе родника Улан-Булак и восточнее урочище Хутусудж (пояснения см. на рис. 69).

вание полагать, что величина сдвига 1957 г. была местами завышена прежними исследователями, объединившими смещения при двух последних землетрясениях. Это можно утверждать для урочища Хутусудж, где от родника Улан-Булак на восток амплитуда сдвига нарастает от  $3 \pm 0,5$  до  $3,3 \pm 0,2$  м, и для северных склонов гор Ноян-Ула и Ихэ-Богдо, где она составляет  $4,5 \pm 0,5$  м. По-видимому, суммарный сдвиг при землетрясении 1957 г. нигде не превысил 5 м.

Немногочисленные достоверные определения полного сдвигового смещения 1957 г. (рис. 72) показывают, что амплитуда смещения плавно изменяется в средней части разлома и довольно быстро затухает на его концах. Возможно скачкообразное изменение амплитуды сдвига возле Тормхонского взброса [Гоби-Алтайское..., 1963], причленяющегося к зоне разлома с юга: восточнее взброса измеренные величины сдвиговых смещений нигде не достигают значений, характерных для более западных отрезков разлома. Быстрое затухание сдвига на концах, вероятно, связано с "поглощением" подвижки нарушениями взбросо-надвигового типа. На западе это простирающийся на северо-запад вал у восточных подножий гор Баян-Цаган-Нуру, а на востоке — серия нарушений, простирающихся на юго-юго-запад восточнее гор Булаганту [Лукьянов, 1965]. В сочетании с замыкающими структурами Долиноозерский разлом имеет в плане S-образную форму.

Выдержанная вертикальная компонента в смещении 1957 г. присутствует далеко не повсеместно, а там, где она есть, не превышает десятков сантиметров, причем чаще поднято южное крыло. Поскольку у крупных нарушений, близких к генеральному простираению разлома, сместители обычно наклонены на юг под углами  $65-80^\circ$ , подъем южного крыла представляет собой взброс, обусловленный поперечной к раз-

лому компонентой сжатия. На сжатие указывает и выдавливание по разлому грунта и измельченных коренных пород, создающих местами, например на северных склонах массива Ихэ-Богдо, узкие валы высотой до 1 м без подъема какого-либо из крыльев разлома.

Нарушения, возникшие при землетрясении 1957 г., известны в южном крыле Долиноозерского разлома на расстоянии до 30 км от него. Это уже упоминавшийся Тормхонский взброс, а также нарушения привершинной части и юго-западных склонов гор Ихэ-Богдо. На высокогорном плато Ихэ-Богдо А.В. Лукьянов [1965] описывает три сближенные зоны мелких разрывов и трещин северо-западного простирания протяженностью в несколько километров. Северо-восточная зона характеризуется поперечным сжатием и вспучиванием грунта, а средняя и юго-западная — левосдвиговыми смещениями на 0,35 и 1–1,5 м соответственно. Вертикальное смещение по ним местами достигает той же величины. Кроме того, отмечены обвалы, трещины разваливания и отседания склонов. Вдоль юго-западных подножий гор Ихэ-Богдо, по данным В.П. Солоненко и его коллег [Гоби-Алтайское..., 1963], протягивается 35-километровая зона надвигов, наследующих более ранние уступы высотой до нескольких метров. Поднято и надвинуто горное крыло зоны. Западнее обнаружено несколько субширотных уступов вдоль южного склона гряды Улдзит-Ула.

Для определения характера подвижек по Долиноозерскому разлому до 1957 г. на его 12-километровом отрезке возле родника Улан-Булак было выполнено массовое измерение молодых левосдвиговых смещений. На гистограмме (см. рис. 72, б), построенной по полученным данным, помимо очевидного максимума около 3–3,5 м, созданного подвижкой 1957 г., обозначились максимумы смещений на 5,3–6, 8; 11, 14, 17–18, 25–26, 35–37 м, определенно указывающие на импульсность подвижек. Следы сейсмических импульсов могут быть также единичные смещения на 32–33, около 43 и около 50 м. Подвижки при отдельных импульсах здесь меньше, чем в Хангайской зоне. Вместе с тем морфологическое сходство мелких оврагов, смещенных на разные расстояния, позволяет предположить, что катастрофические землетрясения случаются в зоне Долиноозерского разлома чаще.

Более крупных сдвиговых смещений форм рельефа по Долиноозерскому разлому сравнительно немного. Все они левые. Неоднократно отмечались смещения на 60–70, 110–150, 270–300 и 800–900 м. Выявлены также единичные смещения долин на 500–600, примерно 1300 и 2000 м. Амплитуды коррелируемых с ними вертикальных смещений уступают сдвиговым в 10–30 раз.

Центральный сегмент Гоби-Алтайской зоны состоит из двух разрывов, расположенных примерно на продолжении один другого. 47-километровый широтный восточный разрыв нарушает северный склон горного массива Баян-Цаган-Нуру, а западный разрыв протягивается вдоль горного склона на 30 км к запад-северо-западу от сомона Чиндмани. У обоих разрывов подняты южные крылья; признаки левосдвигового смещения долин обнаружены вдоль западного разрыва.

350-километровый западный сегмент Гоби-Алтайской зоны изменяет простирание от запад-северо-западного на востоке до субширотного на западе. В западной части он расщепляется на несколько ветвей, одна из которых постепенно затухает, а другие торцом примыкают к активным разломам Бидж и Алагнур Монголо-Алтайской системы. Это не означает, однако, полного затухания Гоби-Алтайской системы. В 190 км западнее, по долине р. Булган, протягивается широтный Булганский активный разлом, выраженный буграми выдавленного грунта высотой до 2–3 м и взбросовыми уступами до 1,5–2 м, возможно сочетающимися с левосдвиговым смещением по разлому на 2 м [Хилько и др., 1978; Землетрясения..., 1985]. По данным С.Д. Хилько и его соавторов, видимая протяженность разлома на территории МНР 30–32 км, но, вероятно, он продолжается и дальше на запад — в Китай. По нашим оценкам, основанным на геоморфологических особенностях, улганские сейсмодислокации произошли во второй половине позднего плейстоцена.

Южнее сомона Булган, в самых низовьях р. Уэнчийн-Гол, где она теряется в солон-

чаках впадины Барун-Хурай, между возвышенностями Мэргэн-Ула и Баян-Индэр нами обнаружен еще один молодой уступ, вероятно, сейсмотектонического происхождения. Он прослеживается на расстояние 8,5 км в направлении 245–65°, резко выделяясь аномальным положением относительно других элементов рельефа.

В своей восточной части уступ пересекает зеленую полосу современного плоского днища долины; имеет резко обозначенные формы. Высота его здесь составляет 0,5–1,5 м, поднято северное крыло (уступ обращен на юг). При общей прямолинейности уступа местами он преломляется и образует выступы, отклоняющиеся в сторону до 25–30 м. В целом особенности этого участка позволяют определить его как крутой взброс, возможно, взброс-сдвиг.

В западном направлении, при выходе уступа на полого наклоненную плоскую пролювиальную равнину, относительно приподнятым становится южное крыло, и уступ подпрудживает многочисленные струи сходящих с севера, от склонов горы Мэргэн-Ула, временных водотоков. Дислокация в этой части представляет собой широкий (до 7–8 м) асимметричный вал с более крутым северным (встречным, разрывным) и очень пологим южным склонами и относительной высотой до 0,5–0,7 м.

В западной части вал попадает в зону активного действия сплошного веера временных водотоков, и здесь от рассматриваемого вала сохранились лишь изолированные сглаженные фрагменты, отчасти подобные Булганской сейсмодислокации, но менее крупные по размерам (высота до 0,3–0,7 м, поперечник до 5–10 м). Установить характер подвижек на этом участке практически невозможно.

Запад-юго-западный конец вала проектируется на скалистый край подножия горы Мэргэн-Ула, линия которого, по-видимому, также имеет разрывную природу.

Можно предположить, что рассматриваемая дислокация возникла в конце позднего плейстоцена или в первой половине голоцена. Морфологическое сходство ее (по сохранности форм) с Булганской позволяет считать их достаточно близкими по времени, а именно позднплейстоценовыми ( $Q_3^2$ ). Однако восточная часть ее возникла, по-видимому, позже, в голоцене; возможно, с этим связан разный знак смещения крыльев в разных частях дислокации.

Мы изучили также восточную часть западного сегмента Гоби-Алтайской зоны на протяжении 120 км. Здесь выявлены левые смещения крупных оврагов и сухих долин на 100–150, 250–300 и примерно на 1500 м. Отмечены гипотетические единичные смещения и изгибы долин с амплитудами около 350 м, около 1000 м и 4–4,5 км. Показательно смещение долины между горами Улдзий-Булгийн-Араг и хребтом Дзамтын-Нуру, где левому сдвигу на 1,5 км соответствует поднятие южного крыла на несколько десятков метров. Вместе с тем обращает на себя внимание редкость достоверных малоамплитудных сдвиговых смещений; они выявлены лишь на южном склоне горы Бор-Хайрхан. Вероятно, такая особенность указывает на вялость или отсутствие голоценовых движений на значительном протяжении западного сегмента. Это заключение согласуется с тем, что разлом практически не виден на поверхности I террасы долины с упомянутым 1,5-километровым смещением, где немного севернее разлома было найдено позднпалеолитическое кремневое орудие.

Тайришинский разлом начинается в 14 км юго-западнее г. Алтай и протягивается вдоль гор Тайришин-Ула и Серч-Ула на 130 км к восток-юго-востоку. Южнее г. Алтай видны малоамплитудные молодые взбросовые смещения с поднятием южного крыла разлома.

Таким образом, основой Гоби-Алтайской системы активных разломов является одноименная зона левого сдвига с небольшим взбросом южного крыла. Другие активные нарушения системы имеют сугубо подчиненное значение.

*Хангайская система.* Эта система разломов нарушает северную часть Западной и Центральной Монголии. Доминирует в ней субширотная Хангайская зона, состоящая из главного разлома и мелких сопутствующих разрывов и трещин. От Хангайской зоны на северо-восток отходят протяженные Цэцэрлэгский и Ахирушинский разломы. Кроме них, северное крыло Хангайской зоны осложнено субмеридиональ-

ным Дунганским разломом. С юга к Хангайской зоне примыкает Хан-Хухийнский разлом северо-западного простирания.

Как активный разлом, т.е. как новейшее нарушение со следами голоценовых подвижек, Хангайская зона протягивается на 485 км от юго-западного склона хребта Тогтохын-Шил на западе до восточных отрогов гор Булнай-Нуру. Возможно, она продолжается и дальше на восток, по меньшей мере до верховий р. Селенги. Наиболее выразительная черта зоны — сейсмогенные дислокации, возникшие при Хангайском (Болнайском или Таннуольском) землетрясении 23 июля 1905 г. с магнитудой  $M = 8,2$  [Вознесенский, 1962; Хилько, Балжинням, 1978; Землетрясения..., 1985]. Следы Болнайского землетрясения непрерывно прослеживаются вдоль зоны разлома на 375 км от сомона Цаган-Хайрхан на западе до оз. Сангийн-Далай-Нур и теряются в 20 км к востоку от него.

Главная система сейсмодислокаций — выраженный деформациями поверхности разрыв сплошности пород, чаще всего совпадающий с главной ветвью Хангайского разлома, но местами протягивающийся параллельно ей. Удаление от нее обычно не превышает десятков метров, но возле оз. Буст-Нур достигает 0,7 км, а в районе оз. Уртын-Нур — 1,7 км. В обоих случаях, по крайней мере во втором, активный разлом состоит из двух ветвей, и сейсмогенный разрыв 1905 г. подновляет лишь одну из них.

В разных частях Хангайской зоны разрыв 1905 г. выражен по-разному. На участках ее затухания он представлен субширотными или восток-северо-восточными кулисными рядами небольших неровных трещин растяжения, простирающихся на северо-восток (рис. 73). Ближе к средней части трещины становятся шире и располагаются чаще. Они ориентированы в направлениях 40–80, чаще всего 65°. Местами видно, что трещины восток-северо-восточного простирания на самом деле представляют собой сближенные кулисные ряды трещин северо-восточного простирания. Длина трещин редко превышает первые десятки метров. Между соседними трещинами образуются грабенообразные понижения. Из-за этого, а также из-за разрушения стенок трещины приобрели вид коротких рвов шириной до первых метров. Относительно крупные трещины ограничивают изометричные, а чаще удлинённые на десятки метров замкнутые котловины, которые нередко заполнены водой. Крупнейшие озерные котловины такого рода возникли в тех местах, где разлом ступенчато отклоняется от генерального направления 270–280° на северо-восток. Некоторые из них образуют грабены, ограниченные уступами с обеих сторон. Другие (рис. 74, а) ограничены уступом лишь с одной стороны, но этот уступ преграждает водоток в виде дамбы. Часто котловины приурочены к днищам крупных оврагов, что, возможно, связано с их грунтовыми и гидрогеологическими особенностями.

В типичном случае сближенные рвы сочетаются с изометричными буграми или удлиненными валами выдавленного грунта. Валы простираются в направлениях 300–305, редко 320–330°. Бугры и валы имеют длину до 10–20 м и возвышаются над окружающей местностью до 1–1,5 м. Сочетание рвов и бугров определяет во многих местах зигзагообразную в плане форму сейсмогенного разрыва (см. рис. 73 и 74, а).

Описанные морфологические черты характеризуют сейсмогенный разрыв как левый сдвиг. Это доказывается непосредственно многочисленными левыми смещениями современных русел, мелких ложбин и других самых молодых элементов рельефа. Амплитуда левого смещения (см. рис. 74, б) постепенно нарастает от оз. Сангийн-Далай-Нур на запад, достигая  $5,5 \pm 0,5$  м возле пересечения разломом долины р. Джарантайн-Гол. Далее она на протяжении почти 200 км остается выдержанной (по крайней мере до сомона Дзун-Хангай), а затем, с приближением к сомону Ундэр-Хангай, уменьшается до 3,5–4 м. Здесь, на сочленении с Хан-Хухийнским разломом, амплитуда сдвига резко падает до 2–2,5 м, т.е. до 40% максимальной, и западнее, к сомону Цаган-Хайрхан, уменьшается до нуля.

Вертикальная составляющая смещения 1905 г. в разных частях разрыва переменна

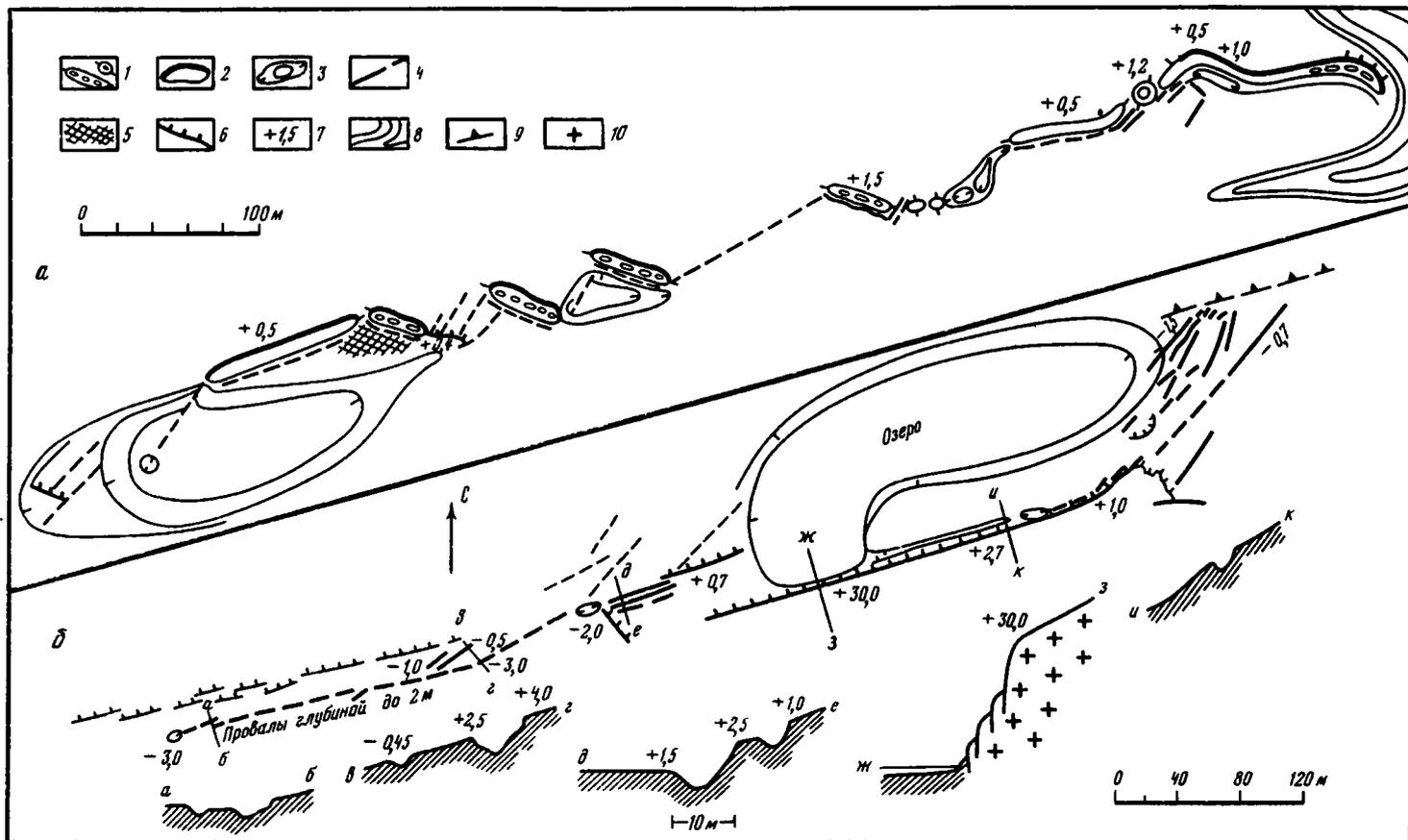


Рис. 73. Схема остаточных сейсмодислокаций Хангайского землетрясения 1905 г. у оз. Сангийн-Далай-Нур (а) и у северного подножия гор Нарийн-Хиса (б)

1 – волны и бугры выдавленного грунта; 2 – то же, с резко выраженной асимметрией (жирной линией обозначен более крутой склон); 3 – крупные понижения, местами с мелкими озерками; 4 – рвы, цепочки провалов, одиночные провалы; 5 – узкие линейные понижения, трещины; 6 – уступы (бергштрихи – в сторону опущенного крыла); 7 – вертикальная амплитуда относительного превышения валов и уступов или глубины понижений, м; 8 – оз. Сангийн-Далай-Нур. На рис. 73, б: 9 – взбросо-сдвиговой уступ; 10 – цоколь террасы

как по амплитуде, так и по знаку. Местами она отсутствует, а местами возрастает до 1,5 м. Восточнее р. Джарантайн-Гол и возле сомона Дзун-Хангай поднято южное крыло. На северном склоне хребта Даган-Дэл также чаще поднято южное крыло, а западнее р. Джарантайн-Гол, почти до оз. Ойгон-Нур, и в районе сомона Ундэр-Хангай поднято северное крыло разлома. Обычно вертикальное смещение представлено уступом. На участках зигзагообразного строения разлома оно нередко выражено тем, что склоны бугров и стенки рвов имеют разную высоту. Часто уступ совпадает с осью кулисного ряда трещин растяжения, но иногда такой ряд следует вдоль подножия уступа, как бы оперяя главный разрыв. Наконец, на двух участках зоны протяженный вал выдавленного грунта, разбитый кулисным рядом трещин растяжения, протягивается непосредственно вдоль главного разрыва, указывая на действие поперечной к разлому горизонтальной компоненты сжатия. Этому не противоречат единичные замеры положения сместителя: он либо вертикален, либо наклонен в сторону поднятого крыла не менее чем на  $75^\circ$ .

На отдельных участках описанное строение разрыва 1905 г. усложняется. Так, юго-восточнее сомона Дзун-Хангай на протяжении 2,5 км разрыв состоит из двух ветвей. Южная ветвь простирается широтно и морфологически сходна с сейсмогенным разрывом на других участках. Северная ветвь образована двумя выпуклыми на север дугами, причем расположенная западнее кулисно подставляет восточную с юга. Каждая дуга в своей восточной части простирается в направлении  $290-300^\circ$  СЗ и представляет собой взбросовый уступ, который к западу по мере изгибания дуги сменяется сбросовыми уступами и рвами растяжения юго-западного ( $250-255^\circ$ ) простирания. На участке развития дуг амплитуда сдвигового смещения по южной ветви разлома уменьшается с востока на запад от 5,5–6 до 2,5–3 м; западнее слияния ветвей она опять увеличивается до 5–5,5 м.

На пересечении с р. Джарантайн-Гол Хангайская зона также состоит из двух ветвей, удаленных одна от другой на 50–120 м. Северная ветвь протягивается с запада и на левобережье р. Джарантайн-Гол характеризуется левым смещением на 5,5 м при поднятии северного крыла до 1,5 м. Восточнее, на правом берегу реки, амплитуда поднятия уменьшается до 0; разрыв переходит в субширотный кулисный ряд трещин растяжения северо-восточного простирания и, наконец, затухает. Южная ветвь начинается на левом берегу реки зигзагообразным сочетанием небольших бугров и рвов. Поднято южное крыло; амплитуда поднятия, составляющая 0,3 м в береговом разрезе террасы (см. рис. 74, в), восточнее возрастает до 1,5 м. Таким образом, одна ветвь как бы перенимает смещение от другой. При этом между ветвями развивается грабен, глубина которого на пойме реки достигает 1,5 м. Нижний возрастной предел образования поймы  $4280 \pm 250$  лет (именно таков радиуглеродный возраст суглинка из верхней части разреза речной террасы).

Более сложная, но принципиально сходная картина кулисного подставления двух ветвей разрыва 1905 г. наблюдается в 24 км восточнее (см. рис. 74, г). Южная ветвь представлена здесь уступом с поднятым до 1,5 м южным крылом, который местами переходит по простиранию в кулисный ряд рвов северо-восточного простирания. Последние нередко сочетаются с буграми выдавливания высотой до 1,5 м. Северная ветвь прерывиста. Она образована кулисным рядом рвов, переходящих к западу в сбросовые уступы с опущенными юго-восточными крыльями. Между ветвями находится несколько депрессий с родниками; самая западная из них заполнена оз. Халдзан-Нур.

Дислокации 1905 г. не ограничиваются собственно Хангайским разломом. В районе р. Голутын-Гол и в 3,5 км восточнее сомона Дзун-Хангай трещины растяжения и сбросовые уступы северо-восточного ( $65-80^\circ$ ) простирания пересекают северное крыло разлома. В долине р. Джарантайн-Гол подобные рвы, цепи воронок и уступы высотой в десятки сантиметров, простираясь на северо-восток ( $45-60^\circ$ ), группируются в небольшие субширотные кулисные ряды, а на левом берегу той же реки они образуют в северном крыле разлома полосу северо-восточного простирания протяжен-

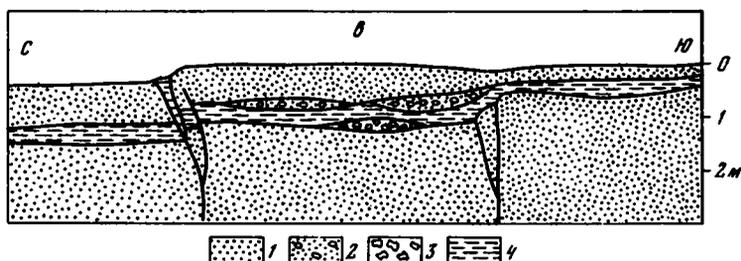
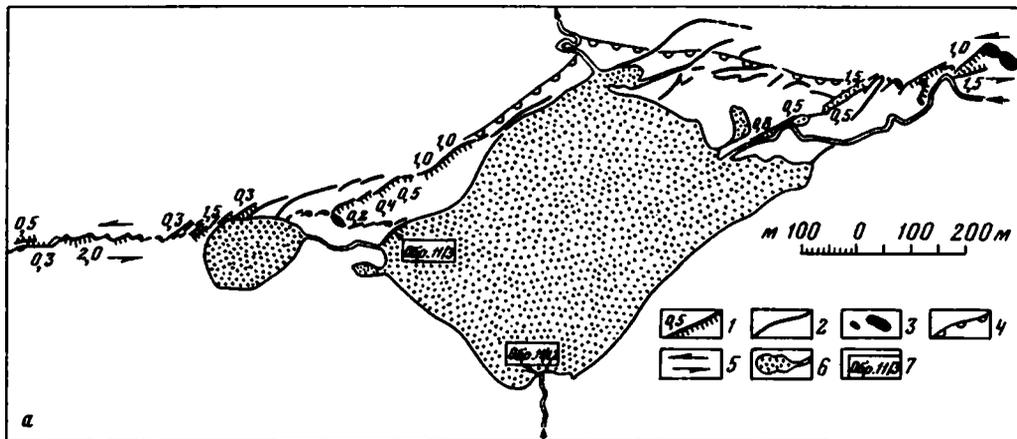


Рис. 74. Проявления голоценовой тектонической активности по Хангайскому разлому

**а** — молодые тектонические нарушения района оз. Уртын-Нур: 1–3 — разрывы 1905 г. (1 — сбросы с указанной амплитудой вертикального смещения, м; 2 — зияющие трещины; 3 — бугры выдавленного грунта), 4 — более древние позднеголоценовые тектонические уступы, 5 — общее направление сдвиговых перемещений, 6 — ручьи и озера, 7 — место и номер участка отбора радиоуглеродных проб (обр. 11/4, 2 — разрез 7 и обр. 11/3 — разрез 8 на рис. 74, **е**); **б** — распределение амплитуд левосдвиговых смещений при землетрясении 1905 г. вдоль Хангайского разлома; **в** — сочетание сейсмогенного нарушения 1905 г. с более ранним сейсмогенным разрывом на правом берегу р. Джарантайн-Гол: 1 — супеси и пески, 2 — грубые пески со щебенкой, отложенные после перемещения по южному разрыву, 3 — полуокатанный щебень, 4 — суглинок с торфом, отложенный раньше перемещения по южному разрыву (обр. 3035 с радиоуглеродным возрастом  $4280 \pm 250$  лет); 2 — район оз. Хилдзан-Нур: 1 — зона сейсмогенного разрыва, 2 — сбросы, 3 — трещины растяжения, 4 — бугры выдавленного грунта, 5 — границы долины и приразломных депрессий, 6 — границы озера, 7 — современный ручей; **д** — сейсмогравитационный разрыв в северном крыле Хангайского разлома на левобережье р. Джарантайн-Гол: 1 — сбросы с указанной амплитудой вертикального смещения, м, 2 — трещины растяжения; **е** — разрезы голоценовых отложений в склонах мелких подпруженных озер и замкнутых котловин зоны Хангайского разлома: 1 — почвенный слой, 2 — щебень, 3 — гравий, 4 — грубозернистый песок, 5 — средне- и мелкозернистый песок, 6 — супесь, 7 — суглинок и глина, 8 — суглинки и глины, реже супеси, обогащенные органическим веществом, 9 — торфяник, 10 — поверхности разрыва, 11 — радиоуглеродные определения возраста отложений, выполненные Л.Д. Сулержицким в Геологическом институте АН СССР в 1982 г. (обр. 3032 =  $2690 \pm 110$  лет; обр. 3033 =  $1090 \pm 50$  лет; обр. 3034 =  $3720 \pm 160$  лет; обр. 3035 =  $4280 \pm 250$  лет) и в 1983 г. (обр. 3262 =  $2870 \pm 80$  лет; обр. 3264 =  $920 \pm 60$  лет; обр. 3265 =  $2990 \pm 90$  лет; обр. 3266 =  $1300 \pm 250$  лет; обр. 3274 =  $4210 \pm 80$  лет; обр. 3288 =  $1400 \pm 100$  лет; обр. 3290 =  $1780 \pm 200$  лет; обр. 3291 =  $3870 \pm 180$  лет; обр. 3293 =  $2360 \pm 100$  лет; обр. 3295 =  $4340 \pm 20$  лет; обр. 3296 =  $3280 \pm 180$  лет), 12 — предполагаемые места катастрофических землетрясений на шкале времени. Местоположение разрезов (см. рис. 68): 1 — между сомонами Цаган-Хайрхан и Ундэр-Хангай, 2 — северо-западнее сомона Ундэр-Хангай, сочленение Хангайского и Ханхуййского разломов, 3 — западное окончание хребта Даган-Дэл, 4 — правый берег р. Джарантайн-Гол, 5–8 — район оз. Уртын-Нур, в восточной части разлома: 5 — в 20 км западнее, 6 — в 12 км западнее, 7 — южный берег, 8 — западный берег

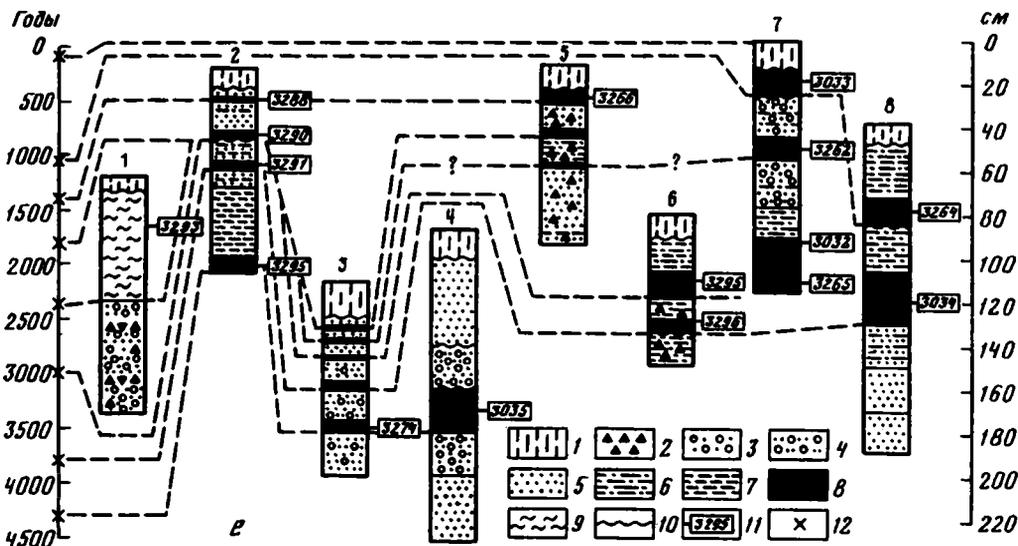
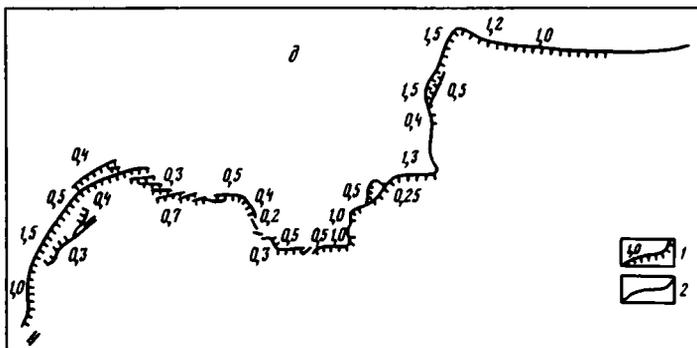
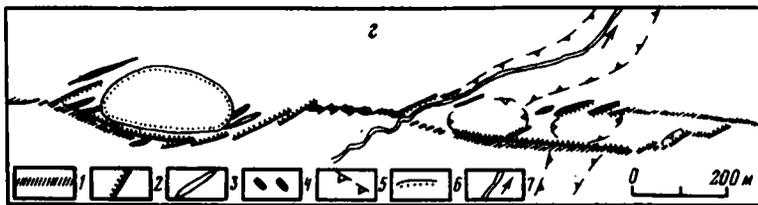


Рис. 74 (окончание).

ностью 1,2 км. К юго-востоку от этой полосы наблюдается сейсмодислокация иного рода (см. рис. 74, d): сложно построенный, изогнутый в плане тектонический уступ протяженностью 4 км и высотой до 1,5 м, возникший, возможно, в результате оседания части склона при землетрясении. Показательно, что все описанные сопутствующие дислокации локализованы на северном крыле Хангайского разлома.

Система тектонических депрессий между ветвями сейсмогенного разрыва в районе оз. Хилдзан-Нур не является новообразованием 1905 г. Она лишь активизировалась при землетрясении, причем подвижки 1905 г. наследовали стиль и направление предшествовавших смещений. В других местах также очевидна унаследованность

структурных проявлений Болнайского землетрясения от более ранних движений по разлому. Чтобы оценить, происходили ли эти движения медленно и непрерывно или импульсами, подобными событию 1905 г., на 15-километровом отрезке разлома вдоль северного склона хребта Даган-Дэл были измерены амплитуды голоценовых левосдвиговых смещений всех ложбин, оврагов и других форм рельефа. Результаты измерений представлены на гистограмме (рис. 75, а).

Интерпретация этой и других подобных гистограмм основана на следующих, очевидно справедливых, допущениях. В результате сезонного снеготаяния и дождей на склоне развиваются поперечные ложбины. Большая их часть со временем уничтожается эрозией и сменяется новыми подобными образованиями, а меньшая часть, углубляясь, развивается в овраги. Поэтому сравнительно древних разработанных оврагов оказывается меньше, чем слабо разработанных оврагов, и гораздо меньше, чем совсем молодых ложбин. При длительной, долговременной подвижке это выражается в разной представительности разноамплитудных смещений: большие смещения крупных форм за длительные интервалы времени неминуемо более редки, чем меньшие по амплитуде молодые смещения малых форм. Если движение было непрерывным, на гистограмме будет наблюдаться последовательное уменьшение количества смещенных форм по мере возрастания амплитуд смещения. Если движения происходили прерывисто, т.е. если импульсы типа подвижки 1905 г. чередовались с эпохами тектонического покоя, то гистограмма осложнится относительными максимумами при некоторых значениях амплитуды смещения и минимумами при других значениях. По-видимому, из-за невысокой точности измерений гистограммы не показывают полного отсутствия смещений с амплитудами, приходящимися на области минимумов.

Представленная гистограмма отвечает второму варианту, доказывая сейсмическую импульсность движений по разлому. Первый из максимумов — на 5–6 м — соответствует подвижке при землетрясении 23 июля 1905 г. Остальные максимумы приходятся на амплитуды  $11 \pm 1$  м;  $16,5 \pm 1,5$ ;  $22 \pm 0,5$ ;  $28,5 \pm 1,5$ ;  $33 \pm 1$ ;  $40 \pm 1$  и  $45 \pm 1$  м. Интервалы между максимумами примерно одинаковы: среднее значение близко к 5,5 м.

Именно настолько наращивалось суммарное смещение по разлому при каждом импульсе, т.е. по геологическим проявлениям и, возможно, по энергетическим параметрам древние катастрофические землетрясения были близки к событию 1905 г. Подобные замеры на других отрезках разлома подтвердили полученный результат, хотя и в несколько "смазанном" виде из-за неравномерного распределения подвижек при отдельных землетрясениях. При этом обнаружился еще один максимум — на  $51,5 \pm 1,5$  м, укладывающийся в выявленную закономерность.

Для определения возраста древних катастрофических землетрясений были проанализированы разрезы замкнутых и подпрудных котловин, образованных в зоне разлома структурами растяжения. В разрезах берегов оз. Уртын-Нур, возникшего из-за подпруживания ручья сбросовым уступом, который был подновлен в 1905 г., чередуются аллювиальные и озерно-болотные отложения, обогащенные органикой (см. рис. 74. е). Первые возникли в условиях нормального стока ручья, промывшего запруду, а вторые — при задержке стока подновленным при землетрясении уступом. Очевидно, начало накопления того или иного озерно-болотного слоя близко по времени к происшедшей сейсмической катастрофе и может быть определено радиоуглеродным методом. Тот же прием применим к замкнутым бессточным котловинам в грабенах растяжения; с учетом лишь того, что в их разрезах озерно-болотные отложения чередуются с обломочным материалом, смытым со склонов. Сопоставление полученных Л.Д. Сулержицким в Геологическом институте АН СССР радиоуглеродных датировок озерно-болотных слоев в разных разрезах подпрудных и замкнутых котловин Хангайской зоны позволяет предположить, что сейсмические импульсы, подобные землетрясению 1905 г., имели место примерно 1050, 1400, 1800, 2400, 3000, 3800 и 4300 лет назад [Трифонов, 1985, рис. 1]. Отсюда средняя повторяемость

таких землетрясений около 600 лет, а средняя скорость позднеголоценовых сдвиговых перемещений по разлому 0,9 см/год.

В зоне Хангайского разлома выявлены и более крупные левые смещения четвертичных долин и других форм рельефа (рис. 75). Характерны смещения на 75–80 м,  $150 \pm 10$ , 175–180, 300–350, 850–1000, 1400–1500, около 2000 и около 4000 м. Поскольку смещенные фрагменты многих долин испытали позднейшую перестройку, их идентификация потребовала восстановления древней гидрографической сети, обоснования морфологического и геологического сходства смещенных фрагментов.

Показательны в этом отношении фрагменты широкой (до 800 м) древней долины, расположенные южнее западной части оз. Сангийн-Далай-Нур и в настоящее время разобщенные движениями по разлому на  $1400 \pm 100$  м. Прежде долина раскрывалась на юг, в р. Чулутуин-Гол, но из-за поднятия южного крыла разлома на 65–70 м низовья долины оказались заброшенными, а верховья перехваченными. Разобщенные фрагменты древней долины, помимо морфологического сходства, характеризуются тождественным составом аллювия. Он представлен плохо окатанным материалом гравийной и мелкогалечной размерности с многочисленными валунами. Они сложены преимущественно гранитами, а также плутоническими и эффузивными породами среднего и основного состава. Сходство аллювия тем более важно для отождествления разобщенных фрагментов, что на северном крыле разлома долина врезана в граниты, а на южном – в эффузивы.

Существенные перестройки гидрографической сети в связи с горизонтальными и вертикальными движениями по разлому обнаруживаются и на других участках Хангайской зоны. По-видимому, подпруживание долин в результате поднятия южного крыла разлома обусловило образование оз. Сангийн-Далай-Нур; западнее с поднятием северного крыла может быть связано образование озер Буст-Нур, Ойгон-Нур и некоторых более мелких.

Пример описанной древней долины интересен также тем, что показывает соотношение горизонтальной и вертикальной составляющих смещения за одно и то же время. В данном случае отношение амплитуд горизонтальной и вертикальной составляющих близко к 20, а чуть западнее для более молодой долины, смещенной на меньшее расстояние, оказывается равным 10. Такое же соотношение характерно для древней смещенной долины восточнее оз. Сангийн-Далай-Нур. Очевидно, на всем протяжении Хангайского разлома новейшие сдвиговые перемещения многократно преобладали над вертикальными. Возраст этих перемещений точно неизвестен. Можно лишь, опираясь на общие палеогеографические реконструкции и сопоставления, предположить, что крупнейшие элементы современной эрозионной сети региона сформировались не ранее конца плиоцена; все указанные смещения характеризуют, таким образом, подвижки по разлому в течение четвертичного периода. Если это так, то средняя скорость четвертичных сдвиговых перемещений измеряется миллиметрами в год.

Приведенные величины сдвиговых смещений характерны для большей части Хангайского разлома, расположенной восточнее его сочленения с Хан-Хухийнским разломом. Выше отмечалось резкое падение к западу от сочленения амплитуды горизонтальной подвижки 1905 г. Поскольку, как будет показано дальше, Хан-Хухийнский разлом развивался длительно, можно полагать, что и более ранние смещения по Хангайскому разлому уменьшаются к западу от сочленения. Сопоставление гистограмм сдвиговых смещений по обе стороны сочленения (см. рис. 75) выявляет несовпадение максимумов. Вместе с тем можно предположительно наметить максимумы, характеризующие смещения за близкие интервалы времени. Западнее сочленения их амплитуды систематически меньше на 25–40% – почти настолько же, насколько уменьшается в том же направлении подвижка 1905 г.

Между оз. Ойгон-Нур и сомоном Баян-Хайрхан северное крыло Хангайской зоны рассечено небольшим субмеридиональным Баян-Дунганским разломом со следами подвижки 23 июля 1905 г. Ближайшие из них отстоят от Хангайского сейсмогенного разрыва на 2 км и прослеживаются на север и затем на северо-северо-восток ( $15-20^\circ$ )

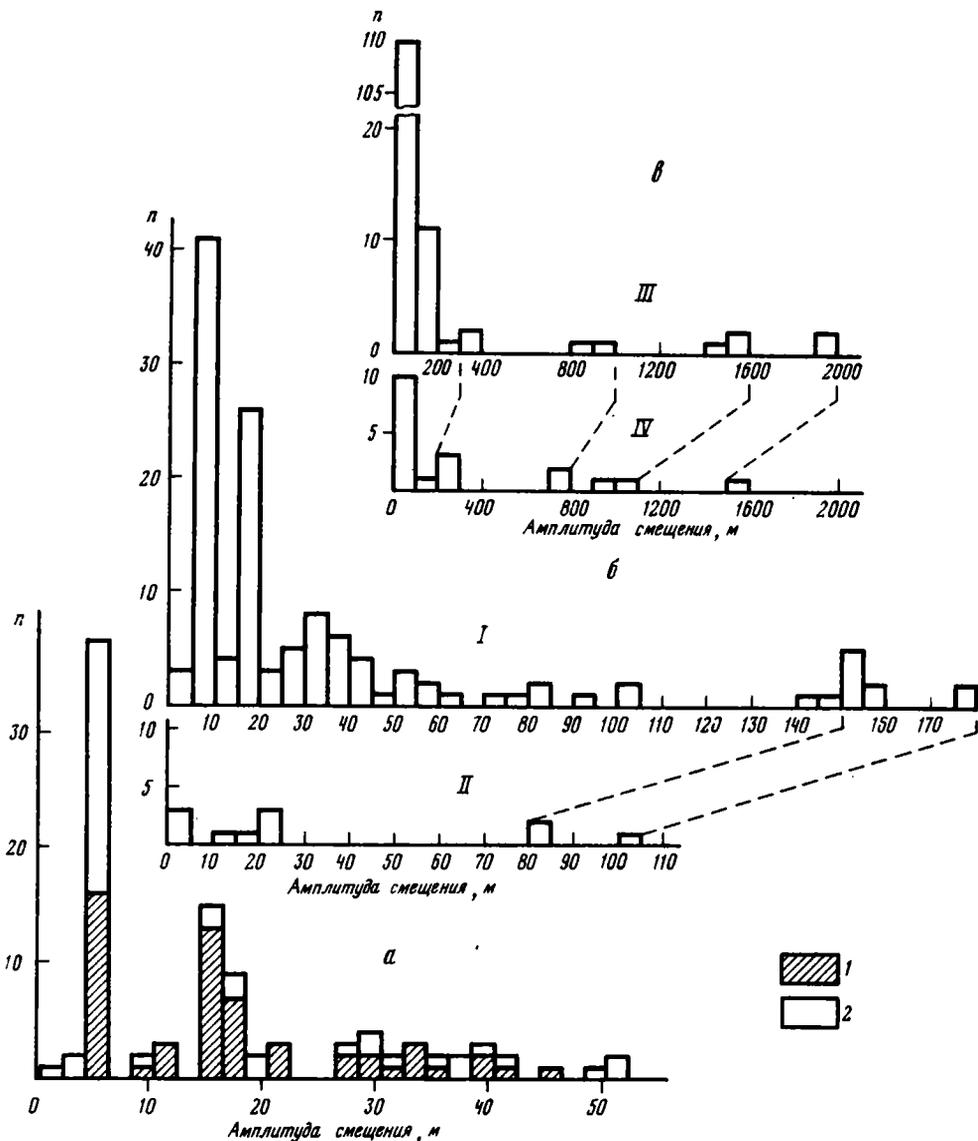


Рис. 75. Гистограммы распределения амплитуд четвертичных левосдвиговых смещений по Хангайскому разлому

*а* – голоценовые смещения до 55 м: 1 – 15-километровый отрезок разлома на северном склоне хребта Даган-Дэл, 2 – другие отрезки разлома; *б* – позднечетвертичные смещения до 180 м восточнее (I) и западнее (II) пересечения с Хан-Хухийским разломом, пунктирные линии (на *б* и *в*) – предполагаемое сопоставление одновозрастных смещений на обоих участках; *в* – четвертичные смещения до 2000 м восточнее (III) и западнее (IV) пересечения с Хан-Хухийским разломом

на 34 км, затухая у горного массива Булжрын-Урд-Овчор. В 21 км от южного окончания на протяжении 1 км разлом простирается на северо-восток ( $40-50^\circ$ ).

Нарушения 1905 г. образуют несколько характерных сочетаний. Чаще всего это правые кулисные ряды рвов (иногда удлиненных котловин или рвов, сочетающихся с уступами) северо-восточного ( $40-50$ , редко  $55-70^\circ$ ) простираения. Среди них наряду с короткими рвами есть нарушения протяженностью 100–150 м и более. Некоторые протяженные рвы северо-северо-восточного ( $20-30^\circ$ ) простираения

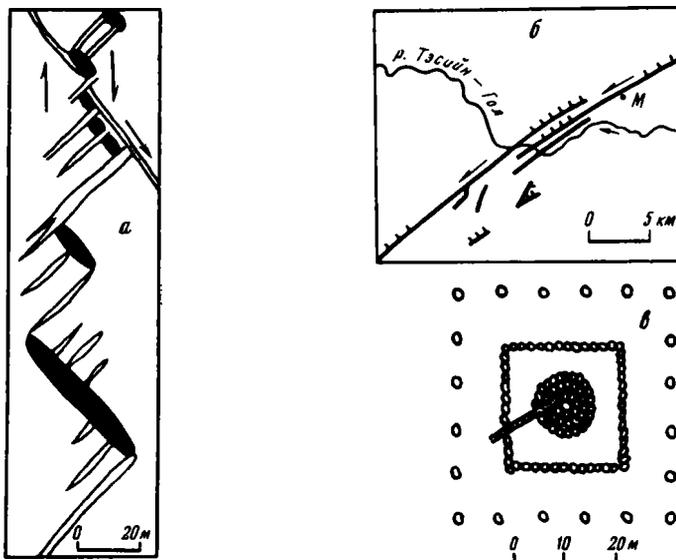


Рис. 76. Детали строения Баян-Дунганского и Цэцэрлэггского разломов

*а* — сочетание рвов растяжения и бугров выдавленного грунта в центральной части Баян-Дунганского разлома (условные обозначения см. на рис. 74, *з*), видно правое смещение на 3,5–4 м русла небольшого оврага; *б* — сочленение западной и восточной ветвей Цэцэрлэггского разлома в долине р. Тэзийн-Гол (условные обозначения см. на рис. 68; М — местонахождение могильника, изображенного на рис. 76, *б*); *в* — ров растяжения, нарушающий древний могильник в южном крыле Цэцэрлэггского разлома

при ближайшем рассмотрении оказались правыми кулисными рядами удлиненных воронок и коротких рвов северо-восточного направления. Разновидностью таких сложных образований являются изогнутые в плане рвы, простирания которых изменяются от 10–20 до 50°.

На значительном протяжении Дунганского разлома кулисные ряды рвов растяжения сочетаются с буграми и валами выдавливания грунта, иногда изометричными, а чаще удлиненными в направлениях 300–325°, в единичных случаях 345°. Обычно они похожи на зигзагообразные сочетания в зоне Хангайского разлома, но восточнее сомона Баян-Хайрхан отличаются от них существенно большей протяженностью и рвов и валов. Другой тип сочетания отмечен в северной части разлома. Здесь протяженные пологие валы рассечены кулисными рядами коротких частых трещин растяжения. Наблюдались и другие их сочетания (рис. 76, *а*).

Описанные нарушения характеризуют подвижку 1905 г. по Дунганскому разлому как правосдвиговую. Ее величину удалось измерить лишь в одном месте на юге разлома, где узкое русло овражка смещено вправо на 0,3 м. Выдержанная вертикальная составляющая на меридиональном отрезке разлома не регистрируется, хотя локально, на протяжении сотен метров, она достигает первых десятков сантиметров. На 2-километровом отрезке, где разлом отклоняется к северо-востоку, ему отвечает устойчивый сбросовый уступ с поднятым на 0,5–0,7 м северо-западным крылом. Таким образом, вертикальная компонента смещения местами соизмерима со сдвиговой, но чаще уступает ей. Тот факт, что сочетания рвов и уступов 1905 г. сменяются на отдельных участках разлома более крупными котловинами длительного развития, свидетельствует о неоднократности подвижек. На это указывает и правое смещение на 3,5–4 м небольшого оврага в средней части разлома.

Следы Цэцэрлэггского активного разлома появляются в северном крыле Хангайской зоны, в 21 км северо-восточнее оз. Ойгон-Нур, и прослеживаются оттуда на 130 км к восток-северо-востоку, образуя слабо выпуклую на северо-запад дугу.

Возможно, разлом продолжается и дальше, до долины р. Эгийн-Гол, где смыкается с южным продолжением активных нарушений Хубсугульского грабена.

На всем обследованном протяжении разлома (130 км) регистрируются следы подвижек, связанных с Цэцэрлэгским землетрясением 9 июля 1905 г. магнитудой  $M = 7,6$  [Хилько, Балжинням, 1978; Землетрясения..., 1985]. Они образуют две главные ветви; расположенная восточнее с юга кулисно подставляет западную в долине и на правом берегу р. Тэсийн-Гол, где, вероятно, находился эпицентр землетрясения. Расстояние между ветвями на участке их кулисного подставления 600–800 м (см. рис. 76, б).

Западная ветвь нарушений 1905 г. протягивается в направлении 50–60° СВ и представлена кулисными рядами коротких рвов растяжения с азимутами простирания 5–30°. Во многих местах они сочетаются с буграми выдавленного грунта, нередко удлиненными в направлениях 285–295° СЗ. Восточная ветвь, простирающаяся в направлении 55–70° СВ, на значительном протяжении имеет сходное строение. Азимуты простираний рвов растяжения – 20–30, редко 50° СВ. Бугры удлинены в направлении 285–290° СЗ. Положение сместителя разрыва в 7 км северо-восточнее р. Тэсийн-Гол вертикальное.

Описанная морфология нарушений 1905 г. свидетельствует о левосдвиговом перемещении при небольшой компоненте растяжения. Амплитуда левого сдвига измерена нами на правом берегу р. Тэсийн-Гол, где на протяжении 14 км составляет 3 м, местами, возможно, 3,5 м. Интересны деформации корней лиственниц в непосредственной близости от сейсмогенного разрыва. В 4 км северо-восточнее р. Тэсийн-Гол крупные корни старых лиственниц, уже существовавших в 1905 г., срезаны разрывом, а в одном месте изогнуты в направлении смещения на 0,5 м. Корни молодых лиственниц не деформированы, что свидетельствует об отсутствии заметных подвижек после 1905 г. Вертикальная составляющая смещений 1905 г. переменна, нередко отсутствует и нигде в обследованной нами части разлома не превышает 0,6 м. При этом на юго-западе западной ветви обычно поднято северо-западное крыло, на участке кулисного подставления – юго-восточное (по обеим ветвям), а восточнее – вновь северо-западное. Еще восточнее, на водоразделе рек Шаврын и Тэсийн-Гол, по данным С.Д. Хилько и его коллег, устойчиво поднято северо-западное крыло (до 1,5–2 м) при левом сдвиге на 2,5 м. На крайнем востоке сейсмогенной зоны, в районе горы Ихэ-Богдо-Ула, непрерывный уступ сменяется прерывистым рядом малоамплитудных уступов и трещин растяжения, вскоре затухающих.

Помимо главных ветвей сейсмогенного разрыва, закартировано несколько более мелких нарушений 1905 г. (см. рис. 76, б). На участке кулисного подставления в 0,7–0,8 км южнее восточной ветви параллельно ей протягивается 10-километровый разрыв, представленный кулисным рядом коротких рвов и уступов северо-восточного (20–40°) простирания. Высота уступов до 30 см. Местами рвы и уступы сочетаются с буграми выдавленного грунта, удлиненными в субширотном (280°) направлении. На левобережье р. Тэсийн-Гол наблюдались как кулисные ряды трещин растяжения и малоамплитудных уступов с простираниями 5–20° СВ, так и параллельные основному нарушению вторичные трещины отседания склонов. В 8 км северо-восточнее пересечения разломом р. Тэсийн-Гол оперяющий восточную ветвь короткий ров в 300 м южнее ее нарушает древний могильник – курган высотой до 1,2 м с углублением в центре (см. рис. 76, в).

В 42–46 км северо-восточнее пересечения разломом р. Тэсийн-Гол в его южном крыле прослежено на несколько километров сочетание низких бугров, удлиненных в направлении 285–295° СЗ, с заплывшими короткими ложбинами северо-восточного (35°) простирания. Плохая сохранность этих форм заставляет думать, что они древние 1905 г. и возникли, скорее всего, при более раннем землетрясении. Следами подвижек, происшедших до 1905 г., являются и разноамплитудные левосдвиговые смещения по восточной ветви разлома за пределами ее кулисного подставления западной ветвью. Измерены смещения на 4; 5; 8–10; 45 и 60 м. Левое смещение на 8–10 м

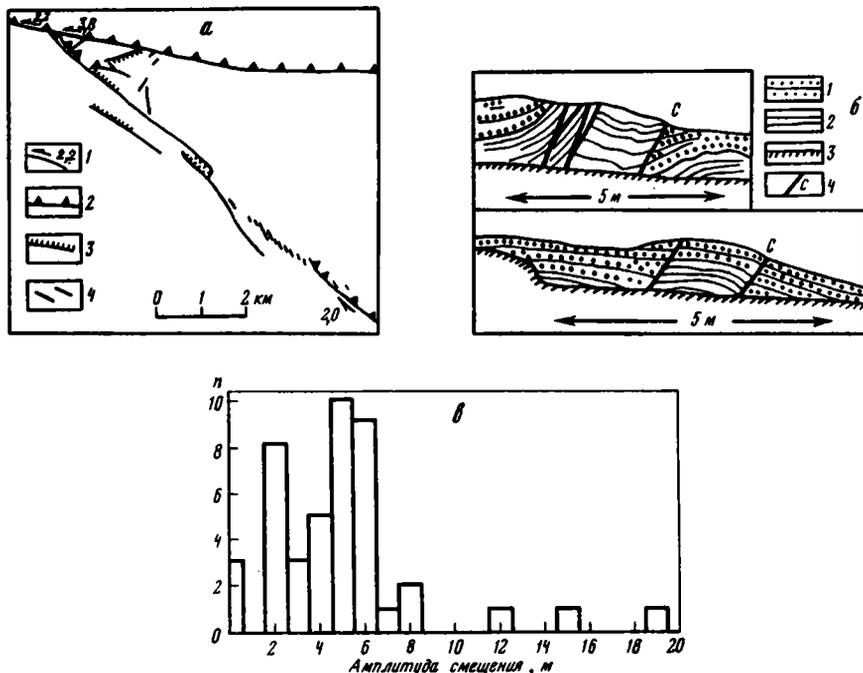


Рис. 77. Проявления позднечетвертичной тектонической активности по Хан-Хухийскому разлому: а – сочленение Хан-Хухийского и Хангайского разломов: 1 – зарегистрированные сдвиговые смещения, указаны амплитуды, м, 2 – взбросовые и надвиговые смещения, 3 – сбросовые смещения, 4 – трещины растяжения; б – наследование нарушением 1905 г. более древних взбросо-надвиговых смещений по разлому у юго-западных подножий гор Дзун-Хухийн-Ула: 1 – рыхлые голоценовые осадки, 2 – более древние четвертичные пролювиальные отложения, 3 – современное днище оврага, 4 – разрывы, С – разрыв 1905 г.; в – гистограмма распределения амплитуд голоценовых правдосдвиговых смещений по разлому

сочетается с подъемом северного крыла на 1 м, что дает для горизонтальной и вертикальной составляющих движения соотношение 9:1.

Ахирулинский разлом детально нами не исследовался. Подобно Цэцэрлэгскому, он отходит от Хангайской зоны на восток-северо-восток, образуя пологую, выпуклую к северо-западу дугу. Разлом отчетливо дешифрируется на космических снимках. Неясно, соединяется ли он с Хангайской зоной непосредственно. На подгорной равнине восточнее оз. Убсу-Нур разлом нарушает позднечетвертичные формы рельефа с признаками вертикальных подвижек. Северо-восточнее, в отрогах хребта Хорумнуг-Тайга, возможны левосдвиговые смещения долин.

Хан-Хухийнский разлом – единственное крупное активное нарушение, пересекающее южное крыло Хангайской зоны. Закартированная длина разлома 75 км. Он простирается в направлении 320–340°, изгибаясь с приближением к Хангайской зоне до 315°. Непосредственно в области их сочленения наблюдается сложная система дислокаций (рис. 77, а). Юго-восточнее рисунок зоны разлома упрощается: обычно он представлен одной "плоскостью", круто (65–75°) наклоненной на северо-восток.

На всем изученном протяжении Хан-Хухийнского разлома отмечаются следы весьма молодой подвижки, очевидно синхронной смещению 1905 г. в Хангайской зоне. Этот сейсмогенный разрыв чаще всего совпадает с главным Хан-Хухийнским разломом, изредка отступая от него на расстояния до 10 м. Типичная форма выражения молодой подвижки – кулисные ряды рвов и ложбин растяжения, простирающихся в направлениях 350–0°. Некоторые рвы являются одновременно уступами высотой до 20 см. Севернее оз. Цаган-Нур рвы нередко сочетаются с валами выдавленного грунта высотой до 30 см. Вали ориентированы в направлениях 270–300° СЗ.

Ориентировка рвов и валов характеризует сейсмогенную подвижку 1905 г. как правый сдвиг. Несколько четких русел, смещенных разрывом в разных его частях, позволяют измерить амплитуду смещения: она равна 1,5–2 м.

Горизонтальная компонента сейсмогенного смещения на значительном протяжении сопровождается вертикальной. Последняя знакопеременна, но чаще поднято северо-восточное крыло (на 0,2–0,5 м). Соотношение горизонтальной и вертикальной составляющих колеблется от 4:1 до 9:1, возрастая на юго-востоке разлома. Вертикальное смещение выражено уступом, нередко оперенным рвами растяжения, или приразломным валом, один склон которого выше другого. Такие валы, иногда с провальными рвами посередине, характерны для северо-западного окончания разлома, но есть и южнее. Они указывают на взбросовую природу вертикального смещения.

В средней части разлома, у юго-западных подножий гор Дзун-Хахийн-Ула, видно, что взбросовая компонента смещения 1905 г. наследует более ранние подвижки и деформации того же рода (см. рис. 77, б). Юго-восточнее оз. Цаган-Нур к зоне разлома приурочены грабенообразные котловины длиной до 35 м и глубиной до 2 м, удлиненные в направлении 350–355°. Они лишь обновились в 1905 г., а появились раньше. Очевидно, Хан-Хухийнский разлом развивался длительно и унаследованно. Чтобы оценить характер ранних подвижек, в зоне разлома были измерены горизонтальные смещения разновозрастных водотоков и других молодых форм рельефа (см. рис. 77, в). Несколько совсем молодых овражных ложбин не показали никакого смещения. Все остальные смещены вправо. Четкий максимум на гистограмме рис. 77, в соответствует смещениям 1905 г. на 1,5–2 м, более значительный максимум – смещениям на  $5 \pm 1$  м, а слабый максимум – подвижке на 7–8 м. По-видимому, такая дискретность смещений отражает импульсность движений по разлому при сейсмических катастрофах. Единичные овраги оказались смещенными на 12, 15, 19 (?) и 36 м.

Итак, Хангайская система активных нарушений – сложное тектоническое образование, основу которого составляет субширотная левосдвиговая Хангайская зона разломов с локально и неравномерно проявленными взбросовой и сбросовой компонентами смещений. Ее оперяют с севера Цэцэрлэгская и Ахирулинская зоны левых сбросо-сдвигов. Кроме того, с Хангайской зоной сопряжены Дунганский субмеридиональный правый сбросо-сдвиг и Хан-Хухийнский правый взбросо-сдвиг юго-восточного простираения. Если первый на характере молодых смещений по Хангайской зоне заметно не сказывается, то западнее Хан-Хухийнского разлома амплитуды левосдвиговых смещений по ней (по крайней мере 1905 г., но, вероятно, и более древних) уменьшаются на 25–40%, хотя взбросовая составляющая движений, оставаясь небольшой, сохраняется до западного окончания Хангайской зоны. Очевидно, смещения по Хангайскому и Хан-Хухийскому разломам взаимосвязаны. Показательно, что область их сочленения характеризуется наивысшими в регионе горными вершинами и аномально глубокими врезами долин, указывающими на интенсивное четвертичное воздымание.

Могодский активный разлом пересекает в меридиональном направлении правобережье р. Орхон и переходит на юге в Тулэтский активный разлом юго-восточного простираения. Оба разлома активизировались при Могодском землетрясении 1967 г. магнитудой  $M = 7,5$ , образовав зону сейсмодислокаций протяженностью 45 км [Сейсмическое..., 1971; Землетрясения..., 1985].

По данным Л. Нацаг-Юма и его коллег [Сейсмическое..., 1971], эта зона начинается на перевале Халзан северо-восточнее сомона Могод и на протяжении нескольких километров представлена небольшими кулисно расположенными сбросовыми и раздвиговыми трещинами северо-восточного (25°) простираения. Северо-западные крылья трещин нередко подняты; амплитуды поднятия от 4–5 до 15–20 см. Южнее на протяжении 10 км главная зона нарушений протягивается вдоль правого берега р. Хулжийн-Гол и представлена протяженными валами выдавленного грунта высотой

до 1 м. Валы нарушены и сочетаются с зияющими трещинами. Наряду с образованием валов отмечается общее поднятие восточного крыла разлома на 0,2–0,7 м. Далее на 1,5-километровом участке описываемая зона нарушений отклоняется на юго-юго-запад (190–200°) и сливается с меридиональной западной ветвью разлома. Последняя переходит к северу в отдельные мелкие трещины, но ближе к сомону Могод образует непрерывную 4-километровую полосу земляных валов высотой до 0,6 м, сходных с валами, образующими восточную ветвь разлома.

От места слияния ветвей сейсмогенный разрыв непрерывно протягивается на 20 км к югу, до перевала Улийн. Этот участок был изучен нами в 1979 и 1980 гг. Наиболее характерное выражение разрыва – сочетание валов и бугров выдавленного грунта высотой до 0,5, редко до 1 м, удлинённых в направлениях 310–330° (до 350°), и трещин растяжения, простирающихся по азимутам 30–40° (до 50°) СВ, а также субмеридионально и в северо-западном направлении (а иногда и субширотно). Относительное количество рвов растяжения и бугров сжатия в таких их сочетаниях изменяется по простиранию сейсмогенной зоны. Местами бугры отсутствуют и зона представлена только кулисным рядом трещин, провалов, просадок и других форм растяжения. Некоторые из них характеризуются вертикальным смещением крыльев на 10–20 см, причем чаще подняты юго-восточные крылья. Обширное поле таких форм развито юго-восточнее сомона Могод, близ группы древних могильников (рис. 78, см. вкл.).

Иногда кулисно расположенные трещины простираются в направлениях 10–20°; тогда по ним наблюдается первый сдвиг, по величине превосходящий раздвигание. Типична в этом отношении трещина на севере рассматриваемого участка разрыва, у которой при раздвигании крыльев на 10–15 см наблюдается их правый сдвиг до 20 см и подъем восточного крыла на 5–10 см. Наконец, на значительных отрезках сейсмогенный разрыв представлен прямолинейными протяженными нарушениями сколового типа, ориентированными субмеридионально и кулисно подставляющими друг друга. На участках подставления развиваются кулисные ряды коротких трещин растяжения, изредка сочетающихся с буграми выдавленного грунта.

Указанные морфологические черты характеризуют сейсмогенный разрыв как правый сдвиг; прямым доказательством этому служат правые смещения четко локализованных русел оврагов на 1,5 м. Вертикальная составляющая смещений местами отсутствует, а чаще выражается в подъеме восточного крыла зоны до 0,5 м, в одном месте – на 1 м. Она либо сконцентрирована в одном нарушении сколового типа, либо рассредоточена по нескольким кулисно расположенным сбросо-раздвиговым или сбросо-сдвиговым трещинам. При определенном Л. Нацаг-Юмом падении сместителя разрыва на восток под углами 50–55° подъем восточного крыла отражает взбросовую составляющую сейсмогенной подвижки. Гораздо реже разрывная зона содержит в опущенном крыле встречный уступ высотой в десятки сантиметров, который в сочетании с главным уступом образует рамповое понижение.

На юге описанный участок сейсмогенной зоны под углом приключается к западному окончанию ее 10-километрового Тулэтского участка юго-восточного (120°) простирания. По данным Л. Нацаг-Юма и его соавторов [Сейсмическое..., 1971], Тулэтский участок характеризуется наклоном сместителя на северо-восток под углами 55–60°, подъемом северо-восточного крыла с амплитудой от 1,5–2 до 4–5 м и правым смещением до 1 м. Таким образом, если на меридиональном отрезке сейсмогенного разрыва правосдвиговая составляющая перемещения 1967 г. преобладала над взбросовой втрое, то на отрезке юго-восточного простирания взбросовая составляющая превысила сдвиговую в 2–4 раза.

Детальное изучение 20-километрового среднего участка сейсмогенной зоны показало, что подвижка 1967 г. наследовала аналогичные предшествовавшие движения по Могодскому разлому. Сейсмогенный взбросо-сдвиг нередко совпадает с более древним сглаженным уступом. Его высота в относительно молодых плоских днищах оврагов составляет 1–1,5 м, а на более древних поверхностях низких водоразделов

возрастает до 2–2,5 м, что указывает на длительный рост уступа. Два оврага, расщепленные уступом высотой 1 м, смещены по нему вправо на 8–9 м, т.е. сдвиговая составляющая смещений превосходит разновозрастную вертикальную составляющую почти на порядок. Кроме амплитуды сдвига в 8–9 м, характерны правые смещения оврагов на 12–14, 25–28 и 50–55 м. Определены также единичные смещения слабо врезанного овражка на 3 м (различаются следы двух подвижек по 1,5 м, из которых последняя относится к 1967 г.) и крупных долин примерно на 100, 400 и 550 м. Таким образом, история движений по разлому была длительной, причем с увеличением продолжительности рассматриваемого временного интервала сдвиговая составляющая перемещений все более превосходит вертикальную.

Описанные системы активных разломов – Монголо-Алтайская, Гоби-Алтайская и Хангайская – образуют своеобразную "раму", к которой приурочено большинство катастрофических землетрясений Западной и Центральной Монголии, установленных по палеосейсмогеологическим и инструментальным данным [Землетрясения..., 1985]. Внутри "рамы" магнитуды известных землетрясений не превосходят 6 и выявлен лишь один палеосейсмогенный разрыв – 42-километровый Эгийндабанский левый сбросо-сдвиг северо-восточного простирания, предположительно связываемый С.Д. Хилько и его соавторами с землетрясением 1570 г. магнитудой  $M \approx 7,8$ .

Если на западе "рамы" Монголо-Алтайской правосдвиговый пояс как бы ограничивает Хангайскую и Гоби-Алтайскую левосдвиговые системы, то на востоке ситуация сложнее. Могодский разлом не охватывает целиком восточную сторону "рамы", но он оказывается частью гигантского субмеридионального сейсмического пояса, выделенного китайскими исследователями. Пояс начинается на восточном активном ограничении Ассамского выступа Индостана и следует на северо-восток до восточного окончания Алтынтагского активного левого сдвига, а затем на север вдоль западного меридионального участка долины р. Хуанхэ и далее до южной оконечности Байкала и вдоль него. Хангайская и Гоби-Алтайская системы активных разломов не распространяются восточнее этого сейсмического пояса, но они надстраиваются другими зонами и системами активных нарушений, вместе с которыми образуют протяженные пояса.

Так, Хангайский разлом через молодые субмеридиональные нарушения Дархатской и Хубсугульской котловин и далее через северо-восточные и субмеридиональные нарушения Байкальской впадины сочленяется с субширотными левосдвиговыми зонами флангов Байкальской рифтовой зоны, образуя с ними единую, закономерно построенную систему структур (это подробно изложено в гл. 7 настоящей монографии).

Гоби-Алтайская зона разломов, состоящая из трех эшелонированно расположенных сегментов, на юго-востоке таким же образом кулисно подставляется новейшим разломом северного и северо-восточного склонов хребта Гурван-Сайхан, по которому анализ космических снимков позволяет предполагать позднечетвертичные движения. Проявлением его современной активности может быть Бурынхярское землетрясение 1960 г. с магнитудой  $M = 6,7$ , при котором на юго-восточном продолжении гор Гурван-Сайхан возник 18-километровый разрыв северо-западного простирания [Сейсмическое..., 1980; Землетрясения..., 1985]. Взбросовое (?) поднятие на 10–20 см юго-западного крыла сейсмогенного разрыва сопровождалось левым сдвигом до 10 см. К этой же области, вероятно, было приурочено Унзэгтинское землетрясение 1903 г. с магнитудой около 7,5 [Землетрясения..., 1985]. И Бурынхярское и Унзэгтинское землетрясения попадают на субмеридиональный сейсмический пояс, но он не ограничивает кулисный ряд активных разломов Гобийского Алтая и Гурван-Сайхана. На продолжении кулисного ряда оказывается эшелонированная система активных сбросов северо-восточного простирания на северной излучине р. Хуанхэ, в районе городов Баотоо и Хух-Хото.

Итак, и Хангайская и Гоби-Алтайская системы представляются частями гораздо более обширных активных поясов преимущественно левосдвигового типа, играющих важную роль в современной геодинамике Центральной и Восточной Азии.

Обобщая вышеприведенный материал и другие ранее опубликованные данные о неотектонической структуре, об особенностях пространственного развития и взаимосвязи неотектонических форм разного типа и генезиса, о структурных особенностях проявления сейсмичности на территории западного и центрального секторов МНР и смежных областей, мы пришли к следующим выводам о геодинамических условиях формирования и развития этой структуры.

Вся территория МНР в этом отношении достаточно определенно делится на две части — Алтайскую и Хангайскую. Разграничивающая их зона, или полоса, проходит в направлении с северо-запада на юго-восток — из области раздела между Алтаем и Западным Саяном на северо-западе, через районы озера Убсу-Нур, с. Баян-Хонгора на восточное окончание систем хребтов Гурван-Богдо и Гурван-Сайхан и далее в депрессию Хото в тылу Ордосского массива (Китай).

В Алтайской части (Монгольский Алтай, Заалтайская Гоби) явно доминируют условия субгоризонтального сжатия. Комплекс (парагенез) развитых здесь и определенным образом ориентированных неотектонических форм дислокаций показывает, что оно в целом действует в направлении на северо-северо-восток со стороны Таримского и Джунгарского массивов<sup>1</sup>. В соответствии с этим развивается комплекс складок основания и разрывов преимущественно сколового типа: сдвигов, взбросов, надвигов, а также смешанного взбросо-сдвигового типа. При этом преобладают сдвиговые перемещения: правосторонние по разрывам северо-западной ориентировки и левосторонние по разрывам субширотным.

Коробление палеозойского складчатого основания (складки и блоки основания) в общем аналогично таковому на Тянь-Шане, т.е. имеет тяньшанетипный облик. Заметные отличия, на которых мы не имели возможности остановиться, связаны с меньшей интенсивностью коробления и с несколько иной формой и интенсивностью экзогенного преобразования тектонических форм.

Определенные различия имеются также между структурой Монгольского и Гобийского Алтая. Первая область образована двумя крупными сопряженными системами северо-западного простирания — мегантиклинорного типа системой Монгольского Алтая и мегасинклинорного типа системой Котловины Больших Озер. Каждая из них осложнена линейными положительными и отрицательными зонами подчиненного порядка. На востоке к этой области примыкает юго-западный край Хангайского свода, так называемая Байдарикская ступень. Своей цельностью и северо-западной ориентировкой она резко отличается от неотектонических структур остальной части свода, несогласна относительно их и рассматривается нами как передовая зона области сжатия.

Системы Гобийского Алтая являются продолжением молодых структур Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. При общем широтном простирании все они характеризуются значительно более ярко выраженной (по сравнению с Монгольским Алтаем) кулисностью внутреннего строения: составляющие их положительные и отрицательные зоны, а также локальные структуры имеют, как правило, северо-западное или запад-северо-западное простирание, образуя в целом правокулисные ряды и системы. Отчасти это может объясняться переработкой субширотными тектоническими зонами и системами северо-западных неоднородностей основания, как бы продолжающих Монгольский Алтай. Отчасти же причиной этого (может быть, и более существенной) является структурообразующее воздействие скальвающих напряжений в зонах крупных, регионального порядка, широтных левосторонних сдвигов.

В Хангайской части Монголии господствует иное распределение сил: сжатие, расп-

<sup>1</sup> Аналогичное поле неотектонических напряжений с вектором максимального сжатия, ориентированным в среднем на СВ 40°, установлено южнее, в северной части Центрального Китая (провинции Ганьсу, Шаньси и др.) [Ai et al., 1981].

роstrаняющееся с юго-юго-запада, здесь, вероятно, уступает растяжению, действующему в северо-запад—юго-восточном направлении. С этим мы склонны связывать преобладание в Хангайской области и восточнее (в Хэнтэе и далее в Забайкалье) структур северо-восточного простирания, которые существенно отличаются от тяньшанетипных структур Монгольского и Гобийского Алтая: поднятые массивы представляют собой значительно менее деформированные блоки палеозойского основания и разделены грабенообразными долинами.

Наряду с ними широкое развитие и важное значение, особенно в северной части МНР, имеют субширотные и субмеридиональные структуры, по которым происходят довольно значительные сдвиговые смещения, соответственно лево- и правосторонние. Вертикальная компонента здесь существенно меньше, зачастую знакопеременна; по своему характеру эти смещения могут быть и взбросовыми и сбросовыми. Последние, по-видимому, преобладают.

Особое значение имеют субмеридиональные грабены Бусингольской, Дархатской и Хубсугульской впадин, традиционно считающиеся западным продолжением Байкальского рифта, несмотря на их существенно иную ориентировку. Однако их раскрытие лучше объясняется расположением между Байкало-Мондинским и Цэцэрлэгским левосторонними сдвигами<sup>1</sup>. Именно это обстоятельство объясняет локализацию этих впадин и отсутствие каких-либо заметных и достоверных следов продолжения Байкальской рифтовой зоны на запад, юго-запад или юг.

Рассматривая геодинамику Хангайской части Монголии (ее северных и центральных районов), нельзя не обратить внимание на некоторые особенности ее глубинной структуры. Если для формирования неотектонической структуры и соответствующих геоморфологических особенностей Алтайской (юго-западной) части Монголии вполне достаточны условия субгоризонтального смятия коры с соответствующим ее утолщением и другими деталями глубинных преобразований, то развитие упомянутых выше структур растяжения и сдвигов с одновременным активным формированием высоких и обширных сводов требует участия некоторых дополнительных факторов.

Одним из них является аномальный характер мантии под Байкальской рифтовой областью и Монголией. По данным В.А. Рогожиной и В.М. Кожевникова [1979], в северной части этой территории низкоскоростная разуплотненная мантия расположена непосредственно под корой, погружаясь до 300 км на юго-восток от Байкала и до 600 км к юго-западу от него. Нижняя поверхность этой мантии находится на глубинах 300—800 км, максимально поднимаясь в меридиональной полосе между Хангайским и Хэнтэйским сводами. Под Хангаем линза аномальной мантии имеет наибольшую мощность, до 400 км. Отметим также полосу высоких градиентов погружения поверхности аномальной мантии (от 300 до 600 км), которая следует примерно вдоль Котловины Больших Озер.

Указанные данные объясняют некоторые общие особенности и различия морфологии и неотектонической структуры Монголии. В частности, становится ясным, что развитие коровых неотектонических структур (складок и разломов основания), обусловленное латеральным перемещением и взаимодействием блоков земной коры, в Северной и Центральной Монголии дополняется сводообразованием и, вероятно, иными процессами, связанными с развитием аномальной мантии. Таковыми, в частности, могут быть ослабление бокового сжатия и более благоприятное развитие структур растяжения, с которыми, очевидно, связаны многочисленные проявления позднекайнозойского (вплоть до позднечетвертичного) базальтового вулканизма.

Говоря о кайнозойском магматизме на территории МНР, отметим, кстати, что самые ранние (ранне-среднеэоценовые) известные датировки базальтов относятся к области Гобийского Алтая, олигоцен-миоценовые — к более северным районам Южно-Хангайского плато и Долины Озер; еще севернее, в Центральном Хангае и Прихубсугулье,

<sup>1</sup> В этом отношении структура рассматриваемого района аналогична центральной части желоба Кайман в Карибском море (см. гл. 3).

а также на юго-востоке МНР (плато Дариганга) определены миоценовые, плиоценовые и четвертичные базальты [Девяткин, 1981]. Создается впечатление о последовательной миграции фронта новейшего вулканизма с юго-юго-запада на северо-северо-восток и восток. Это в общем согласуется с нашими данными о более молодом (плиоцен-четвертичном) возрасте неотектонической дифференциации Хангайского нагорья по сравнению с Монгольским и Гобийским Алтаем.

Наконец, представляется возможным также связать локализацию неотектонических структур сжатия (Монгольского и Гобийского Алтая) с полосой максимальных градиентов погружения поверхности аномальной мантии. С одной стороны, можно рассматривать эти структуры как результат некоторого эффекта гравитационного сползания коры с этого крутого склона линзы разуплотненной мантии. С другой стороны, этот склон может служить некоторым упором для надвигающихся с юго-запада масс коры. В обоих случаях должны происходить ее коробление, разрывы и смещения по ним.

Исходя из указанных различий среды и неотектонической структуры Алтайской и Хангайской частей Монголии, следует предполагать, что и сейсмические процессы, связанные со сдвиговыми смещениями по, казалось бы, однотипным и одинаково направленным Хангайскому и Гоби-Алтайскому разломам, должны различаться. Некоторые различия следуют из вышеприведенных описаний этих разломов, другие предстоит еще изучить.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ НОВЕЙШЕГО ТОРОШЕНИЯ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

## 6.1. ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ

Алтае-Саянская горная область представляет собой район новейшего эпиплатформенного орогенеза, в результате которого гетерогенный кристаллический фундамент, сложенный породами архейско-протерозойско-палеозойского возраста, был деформирован и претерпел глыбово-блоковые перемещения на разную высоту по системам новейших разломов, наследовавших в большинстве случаев древние тектонические швы.

В настоящее время гипсометрические отметки Алтая изменяются от 600–1000 м на севере до 3000–4000 м на юге, достигая в пределах советской территории 4506 м (г. Белуха), а Саян – от 650–1000 м на днищах впадин до 3000–3500 м в пределах наиболее высоких хребтов, преимущественно в Восточном Саяне.

Сложная плановая конфигурация поднятий и впадин Алтае-Саянской области – веерообразное субширотное, северо-западное и субмеридиональное расположение на Алтае, "торцовое" сочленение при переходе к преимущественно субширотным системам Западного Саяна и новый разворот к северо-западным, субмеридиональным и северо-северо-восточным простираниям в Восточном Саяне – предопределена в основном древней протерозойско-палеозойской структурой региона. Тем не менее избирательное оживление новейших движений по тем или иным древним швам, направленность и кинематика этих движений обусловлены неотектоническим полем напряжений, которое будет рассмотрено ниже. В связи с тем что неотектонической структуре региона посвящено довольно много специальных работ (по Алтаю: [Нехорошев, 1959; Девяткин, 1965, 1967; Раковец, 1967; Семакин, 1966, 1969; Минина, 1971; Шмидт, 1969, 1972; Богачкин, 1981; и др.]; по Саянам: [Моисеенко, 1962; Зяткова, 1969, 1973, 1977; Раковец, 1978; и др.]), не будем останавливаться здесь подробно на этом вопросе. Отметим только наиболее важные для нас черты неотектонической структуры и истории.

Палеозойский консолидированный фундамент Алтае-Саянской области был выработан в процессе денудации в течение мезозойского времени. В мелу и нижнем палеогене рельеф, по-видимому, был относительно выровнен, так как в это время формировалась мощная каолиновая кора выветривания.

Первая фаза новейших тектонических движений фиксируется в олигоцене, когда благодаря сводовым пологим поднятиям южной части Алтая и высокогорных районов Саян во впадинах начали отлагаться пестроцветные осадки карачумской свиты [Девяткин, 1965]. Депрессионные структуры оказались приуроченными к мобильным зонам глубинных и крупных региональных разломов: Курайско-Чуйскому, Шапшальскому, Саяно-Тувинскому и др.

В миоцене и плейстоцене продолжалось активное прогибание межгорных впадин. В них накапливались мощные толщи аллювиально-озерных и озерных осадков (например, кошагачской и туерькской свит на Алтае), тонких в центре депрессии,

более грубых по краям, иногда с углистыми прослоями. Характерна однотипность неогеновых разрезов для всего региона.

Поднятия, разделяющие впадины, представляли собой в это время слабо расчлененные своды, однако уже в значительной степени приобретшие асимметричный характер. Высота их, по-видимому, достигала 700–1000 м. Остатки этого рельефа в виде наиболее высокой и древней поверхности выравнивания сохранились в высокогорных частях Алтая и Западного Саяна [Селиверстов, 1959; Рейснер, 1965]. В Восточном Саяне благодаря мощным оледенениям неогеновая поверхность выравнивания практически не сохранилась. В эоплейстоцене тектонические движения проявились с большей интенсивностью. В это время произошло формирование основных структурных элементов новейшего орогена – хребтов и межгорных впадин. Хребты приобрели облик расчлененных эрозией поднятий, продолжающие прогибаться впадины заполнились преимущественно грубыми полимиктовыми песчано-гравелитовыми и галечниковыми толщами, которые могут быть отнесены к типично "орогенной" молассе [Девяткин, 1965]. На Алтае эти отложения образуют кызылгирскую, бекенскую и башкаусскую свиты, фациальный состав отложений которых указывает на увеличивающиеся темпы поднятий окружающих хребтов. Характерно, что в это время зародились и начали активно развиваться разломы. Неотектоническая структура Алтае-Саянской области приобрела блоково-глыбовый характер, поднятия превратились в односторонние или двусторонние, в большинстве случаев асимметричные горсты, впадины – в грабены-рампы, так как именно в это время происходили надвигания палеозойских пород на неогеновые отложения [Девяткин, 1965].

Общая амплитуда поднятий к концу эоплейстоцена достигла 2500–3000 м. Особенно велики были перемещения по разломам в зонах сопряжения поднятий и впадин – 1000–1500 м. Активно проявили себя как субширотное, так и северо-западное и субмеридиональное структурные направления.

Внутри эоплейстоценового этапа можно выделить несколько самостоятельных фаз неотектонических движений, запечатленных в несогласно налегающих друг на друга свитах, упомянутых выше.

В плейстоцене происходит дальнейшее развитие ранее созданных новейших структур. Область поднятий все дальше и дальше распространяется в пределы впадин и предгорных равнин, вовлекая их борта в воздымание. В основном плейстоценовые деформации наследуют предшествующий тектонический план, однако активно проявляют себя и новые структурные простирания – субмеридиональные и северо-восточные, в частности в виде активизации древних тектонических швов.

Рядом исследователей намечается несколько фаз тектонических подвижек: нижнеплейстоценовая, проявившаяся в формировании молодых активных разломов [Девяткин, 1965; Богачкин, 1981], среднеплейстоценовая, выраженная накоплением осадков в предгорных прогибах и образованием субмеридиональных разрывов (например, Курайско-Телецкого и др.), и позднеплейстоценовая вместе с голоценовой, отмеченные продолжающимися движениями по активным разломам (например, по Четвертичному надвигу), воздыманием крутых бортов впадин, палеосейсмодислокациями и т.п.

В связи с воздыманием до высот 3500–4000 м и климатическими изменениями в плейстоцене высокогорные области Алтая–Саян были охвачены несколькими оледенениями, состоящими из одной-двух стадий. Этим проблемам посвящен ряд специальных работ [Девяткин, 1965; Гросвальд, 1965; и др.].

Представления о характере тектонических движений во второй половине плейстоцена в предгорьях могут базироваться на анализе гипсометрии и отложений террас низовьев р. Бии, где они прекрасно выражены, обнажены и датированы. К сожалению, такой анализ не может быть проведен для горных частей Алтая и Саян, так как в среднем течении таких крупных рек, как, например, Бия, Катунь, Енисей и другие, по-видимому, из-за тектонического происхождения их долин террасы сохранились фрагментарно, а в верхнем течении они имеют лишь локальное распространение,

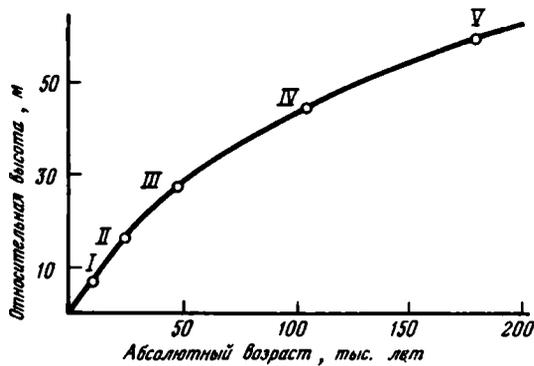


Рис. 79. Зависимость относительных высот террас (I–V) низовья р. Бии от их абсолютного возраста  
Цифры – условные номера террас

поскольку связаны непосредственно с многочисленными стадиями наступания и отступления ледников.

В низовьях Бии, кроме низкой и высокой пойм высотой соответственно 1,5 и 3 м, многими исследователями выделяется пять речных террас: I (Песчанская) – 6–8 м, II (Талицкая) – 14–16 м, III (Енисейская) – 25–30 м, IV (Бехтемирская) – 40–45 м и V (Бийская) – 50–70 м. В их основании залегает аллювиальный комплекс осадков древней пра-Бии, монастырская и большереченская свиты. На основании находок остатков млекопитающих хазарского фаунистического комплекса О.М. Адаменко [1963] отнес монастырскую толщу к первой половине среднего плейстоцена.

Сопоставление термолюминесцентных датировок отложений аллювиального цоколя V, Бийской, террасы ниже шестого почвенного горизонта (по А.А. Свиточу [Разрез ..., 1978]:  $238 \pm 27$ ,  $283-285 \pm 30-40$ ,  $340 \pm 36$ ,  $360 \pm 43$  тыс. лет назад) и периодов оледенений и межледниковий юга Сибири и Северной Монголии (по В.Н. Шелкоплясу [Девяткин, 1980; Архипов и др., 1982а, б]) показывает, что монастырская толща отлагалась преимущественно во время тобольского межледниковья, т.е. от 400 до 270(290) тыс. лет назад, а большереченская, по-видимому, во время первой половины самаровского оледенения, т.е. от 270(290) до 230 тыс. лет назад. Таким образом, отложение аллювия V, Бийской, террасы происходило до формирования пятого почвенного горизонта, в период, охватывающий вторую половину самаровского оледенения и ширинское межледниковье, – от 230 до 180–160 тыс. лет назад [Архипов и др., 1982]. Это согласуется с нашими представлениями о связи террасообразования речных долин с климатическими циклами, включающими оледенение и межледниковье, связи, установленной и для других регионов Союза (например, для Кавказа и др.) [Корреляция..., 1985; Лукина, 1980, 1981а, 1985].

IV, Бехтемирская, терраса, по нашим представлениям, сформировалась до образования четвертого почвенного горизонта, установленного несколько ниже по течению (с. Белово, 91,7 тыс. лет [Евсеев, Свиточ, 1982]), и, таким образом, связывается с газовским оледенением и казанцевским межледниковьем, т.е., по данным С.А. Архипова и др. [1982а, б], приурочена к интервалу времени от 180–160 до 100(110)–90 тыс. лет назад.

III, Енисейская, терраса Бии тогда может быть сопоставлена с раннезырянским или ермаковским оледенением и шурышкарским потеплением каргинского времени, т.е. с этапом от 100(110?)–90 до 50 тыс. лет назад. Конец ее формирования, по-видимому, совпадает с отложением третьего почвенного горизонта, возраст которого установлен А.А. Свиточем у Бийска в  $54,5 \pm 6,11$  тыс. лет назад [Разрез..., 1978; Евсеев, Свиточ, 1982].

II, Талицкая, терраса перекрыта вторым почвенным горизонтом, возраст которого у с. Сростки на р. Катунь по "термолюмю" определен в 26–31 тыс. лет [Разрез...,

1978]. Таким образом, Талицкая терраса образовывалась во время небольшого оледенения каргинского времени и золотомысского потепления от 54–50 до ~ 26 тыс. лет назад.

I, Песчанская, терраса Бии, видимо, связана с позднезырянским (сартанским) оледенением и началом наступившего затем межледниковья, т.е. формировалась от 26 до 10 тыс. лет назад. В голоцене образовались высокая и низкая поймы Бии и ее русло.

Установление времени завершения формирования каждой из бийских террас позволяет выявить зависимость их относительных высот над руслом от абсолютного возраста. Эта зависимость (рис. 79) свидетельствует об увеличении скорости эрозионного врезания Бии за последние 170 тыс. лет, т.е. со второй половины среднего плейстоцена до настоящего времени [Лукина, 1981б, 1984]. Что касается абсолютных значений скорости эрозионного врезания Бии, то со второй половины среднего плейстоцена до голоцена она изменилась, по нашим подсчетам, от 0,3 до 0,7 мм/год, т.е. более чем вдвое.

Современные тектонические движения Алтае-Саянского региона проявлены в значительной сейсмичности горных областей, активности молодых разрывных нарушений, палеосейсмодислокациях и т.п. Они свидетельствуют о продолжающихся тектонических движениях, как вертикальных, так и горизонтальных.

## 6.2. КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НОВЕЙШИХ РАЗЛОМОВ

Новейшие разломы Алтае-Саянской области, предопределенные в большинстве случаев сетью древних тектонических швов, создают, однако, свой специфический структурный рисунок, используя лишь те зоны или отрезки древних разрывов, которые "удобны" при деструкции земной коры в новейшем поле напряжений. Их морфология и кинематика подчинены этому полю и, следовательно, последнее может быть восстановлено путем изучения направления и характера смещений по новейшим тектоническим швам.

### 6.2.1. АЛТАЙ

На Алтае новейшие активные разломы образуют сложный веер, узкая часть которого – Монгольский Алтай – вытянута в северо-западном направлении. В западной части советского Алтая основные разломы имеют запад-северо-западное и северо-западное простирание, в центральной – северо-северо-западное, а в восточной – субмеридиональное. Е.М. Рудич [1972] доказал, что эти направления характерны для герцинских структур Алтая.

В то же время многие исследователи [Селиверстов, 1959; Девяткин, 1965; Богачкин, 1981] описали субширотные и северо-восточные зоны новейших разломов, которые унаследованы от каледонских разломов [Рудич, 1972], определяют развитие самых крупных форм рельефа Алтая – его орографических ступеней и в большинстве случаев протягиваются в пределы Западного Саяна и Тувы.

Постараемся охарактеризовать морфологию и, по-возможности, кинематику активных на новейшем этапе разрывных нарушений Алтая.

Самым западным из разломов является Зайсанский, или Боко-Кокпектинский [Геологическая..., 1978], запад-северо-западного простирания (рис. 80, см. вкл.), протягивающийся вдоль северо-восточного берега оз. Зайсан и отделяющий горные сооружения Алтая от Зайсанской котловины. Как тектонический уступ он неплохо дешифрируется на космическом снимке оз. Зайсан [Земля..., 1983], а в ландшафте проявлен в виде резкого изгиба русла Иртыша и границы древней дельты р. Кендирлик. Это свидетельствует, видимо, о позднплейстоцен-голоценовой активности разлома. С.С. Шульц (мл.) [1984] характеризует его как правосторонний сдвиг.

Восточнее располагается Иртышский разлом, представляющий собой сложно построенную зону обновленного древнего палеозойского шва северо-западного простирания. Ширина зоны дробления достигает 10 км. На космических снимках разных масштабов хорошо дешифрируется главный новейший разрыв. Сместитель его имеет,

по-видимому, характер взброса или близок к вертикальному. Амплитуда смещения изменяется с северо-запада на юго-восток от 350 до 100 м. Описано надвигание по этому разлому палеозойских пород на верхнемиоценовые отложения [Кирова, 1956]. По систематическим изгибам русел пересекающих разлом водотоков нами констатируется также правосдвиговое смещение по нему.

Как показали наши исследования, к главному разрыву с запада примыкает грабен, ширина которого с северо-запада на юго-восток уменьшается от 3,5 км до 400–500 м. По обе стороны от главного разрыва прослеживается ряд параллельных и кулисно подставляющих друг друга разрывов, которые также близки к вертикальным, а местами имеют характер взбросов, ограничивающих постепенно воздымающиеся узкие (шириной от 500 до 1 км) ступени. С юго-западной стороны они прослеживаются преимущественно на полуостровах и островах Бухтарминского водохранилища, с северо-восточной — на его горном правобережье. Вертикальная амплитуда смещения по этим швам устанавливается по деформациям широко распространенной здесь поверхности выравнивания и колеблется от 20 до 60 м. По изгибам русел ручьев и временных водотоков нами констатируется также правосдвиговая компонента движений по этим швам; как правило, она в несколько раз или на порядок превышает по амплитуде вертикальную. О современной активности разлома свидетельствуют приуроченные к нему слабые землетрясения [Жалковский и др., 1978].

Иртышский разлом в виде разрывов, ограничивающих узкую длинную горную гряду Шубултай, имеет свое структурное продолжение и в Нарымской депрессии. При этом на космических снимках хорошо видно, как он на несколько километров правосторонне смещает субширотный Чингис-Нарымский разлом и прослеживается в глубь Нарымского хребта. При всех обстоятельствах это свидетельствует о первоначальном неотектоническом обновлении Чингис-Нарымского разлома и о последующем его смещении северо-западным новейшим Иртышским швом.

Характерно, что на неотектоническом этапе параллельно зоне древнего палеозойского Иртышского разлома (в 5, а на северо-западе в 10 км к северо-востоку от него) возник еще один новейший разрыв, хорошо выраженный в рельефе и на космических снимках разных масштабов. Восточная его кулиса служит ограничением самой западной из впадин Нарымской депрессии — Большенарымской. По данным анализа рельефа этот разрыв трактуется нами как правосторонний взбросо(?)-сдвиг.

Таким образом, ширина новейшей зоны дробления Иртышского разлома может быть оценена в целом в 15 км и охарактеризована как система параллельных правосторонних взбросово-сдвиговых подвижек.

Северо-восточная разрывная зона Рудного Алтая [Алтае-Саянская..., 1969] достигает ширины 25–30 км. Она ограничена обновленными субпараллельными Белорецко-Маркакольским и Локтевско-Караиртышским разрывами северо-северо-западного простирания, между которыми и параллельно им располагаются кулисообразно построенные Большереченско-Бухтарминский, Белоубинско-Бухтарминский и другие швы. На новейшем этапе, как это видно по результатам дешифрирования космических снимков и анализу рельефа, омоложение претерпели лишь отдельные участки последних.

В центре юго-восточной части зоны, в системе Большереченско-Бухтарминского разрыва, располагается грабен, разрабатываемый водами Бухтармы (от хут. Собачьего до с. Усть-Язовая). На юго-востоке он кулисно, по системам северо-восточных трещин, подставляется разрывом, смещенным на северо-восток (также разрабатываемым руслом Бухтармы на участке впадения в нее р. Белой), и структурно продолжается в виде северного, а затем и южного шарнирного разрывного ограничения Катон-Карагайской впадины Нарымской депрессии, хорошо маркируемого тектонической долиной р. Сарым-Сакты. На этом участке нами констатируется правосторонний взбросово-сдвиговый тип смещения по упомянутым разрывам. На северо-западе, также по системам северо-восточных трещин, грабен кулисно подставляется разрывом, смещенным на юго-запад и разрабатываемым руслами Бухтармы, Большой Речки и ее левого притока. К северу от поперечной тектонической долины р. Черневая (поперечного Мурзинцевско-

Черемшанского восток-северо-восточного разлома (?) древний Большеереченско-Бухтарминский разрыв, по-видимому, не омоложен. Новейшие разрывные дислокации смещаются на юго-запад, на параллельный Белорецко-Маркакольский разрыв, разрабатываемый долиной р. Бухтармы от с. Сенного до с. Усть-Игнашиха. Здесь устанавливаются молодые правосдвиговые смещения. Еще севернее, за Зыряновским разрывом восток-северо-восточного простирания, омоложение претерпела, по-видимому, лишь одна из ветвей Белоубинского-Бухтарминского разрыва (данных полевых наблюдений на этом участке не имеется).

Белорецко-Маркакольский разрыв от с. Сенного продолжается на юго-восток, где хорошо дешифрируется как на северном, так и на южном борту Нарымской депрессии, к западу от с. Солдатова. По обе стороны от этого шва новейшие деформации различны.

Локтевско-Караиртышский разрыв протягивается вдоль подножия хребта Листвяга и выражен в рельефе в виде значительной (500–600 м) гипсометрической ступени с поднятым северо-восточным крылом. Его структурное продолжение хорошо дешифрируется к югу от Нарымской депрессии и к востоку от оз. Маркаколь.

Таким образом, омоложенные на новейшем этапе отрезки древних разрывов северо-восточной зоны Рудного Алтая образуют правосторонний кулисный ряд северо-северо-западных зон растяжения, выраженных широкими, иногда грабенообразными тектоническими долинами крупных рек, которые сочленяются узкими зонами трещиноватости восток-северо-восточного направления. Этот характер новейших деформаций типичен для правосдвиговых нарушений северо-запад–юго-восточного простирания, параллельных правостороннему Иртышскому взбросо-сдвигу.

О сегодняшней тектонической активности Северо-Восточной зоны Рудного Алтая свидетельствуют приуроченные к ней эпицентры многих землетрясений: 1824, 1825, 1829, 1894, 1901 и 1910 гг. с магнитудами от 4 до 6–6,5 [Богачкин, 1981].

Чингис-Нарымский субширотный разлом представляет собой несколько смещенную к северу западную половину Южно-Алтайского тектонического шва. Как свидетельствуют результаты дешифрирования космических снимков, строение его чрезвычайно сложное. Практически зона разлома состоит из многочисленных разрывов восток-северо-восточного, северо-восточного, запад-северо-западного, северо-западного и северо-северо-западного простирания, которые выкалывают во фронтальной части поднятия Нарымского хребта ромбо- и параллелограммовидные блоки, выдвинутые в сторону Нарымской депрессии. Смыкаясь в ряде мест с ее северным горным обрамлением, угловатые блоки южного борта разделяют депрессию перемычками на отдельные впадины. Самая западная из них – Большенарымская. Далее к востоку располагаются Малонарымская, Маймырская, Солдатовская, уже почти разделившаяся на две Катон-Карагайская и Чингистай-Урьльская впадины.

Наибольшая по размеру (шириной до 15 км) Большенарымская впадина открыта на запад и отделена от Малонарымской не полностью сформировавшейся перемычкой. Обрамляющие впадину с юга разрывы восток-северо-восточного простирания имеют вертикальную амплитуду смещения не менее 800 м (ими оборвана 1200-метровая поверхность выравнивания, а днище впадины располагается на отметках около 400 м). Активное воздымание южного борта впадины обуславливает постепенное смещение русла р. Нарым к северному горному обрамлению.

Малонарымская впадина имеет треугольную в плане форму и несколько второстепенных горстов и грабенов на южном борту, к северу от основного разрыва. Амплитуда смещения по нему не менее 800 м, так как им оборвана поверхность выравнивания с высотами 2000 м. От Маймырской впадины Малонарымская отделена узкой субмеридиональной перемычкой выходящих на поверхность и ограниченных разломами палеозойских пород. Русло Нарыма использует поперечный грабен, образовавшийся в ней.

Ромбовидная Маймырская впадина, пожалуй, самая маленькая. От Солдатовской она отделена мощной горной перемычкой шириной 6 км. При этом наклонная (от 2000 до 800 м по высоте) поверхность выравнивания северного склона Нарымского хребта, продолжающаяся и на правом берегу Нарыма, нарушена узким грабеном глубиной

100 м, используемым его руслом. Ундулирующая поверхность горной перемычки снижается до наименьших отметок (на 10 м ниже уреза Нарыма) севернее, в долине р. Березовки, разрабатывающей, по-видимому, также один из разрывов восток-северо-восточного простирания.

Южный борт Солдатовской впадины оборван системой ломаных разрывов амплитудой не менее 800 м (от 2000-метровой поверхности выравнивания до 1000–12000-метровой дна впадины). В восточной ее части располагается водораздел Нарымского и Бухтарминского бассейнов. Река Медведка глубоко прорезает горную перемычку между Солдатовской и Катон-Карагайской впадинами и течет уже на северо-восток, в Бухтарму. По-видимому, это связано с молодым активным воздыманием наивысшего горного массива Нарымского хребта – Сарым-Сакты, имеющего абсолютные отметки до 3370 м (гора Беркутаул).

Амплитуда смещения по ломаным разрывам южного борта Катон-Карагайской впадины достигает 1000–1200 м (от 2200-метровой поверхности выравнивания до подножия хребта с высотными отметками 1000–1200 м).

Катон-Карагайская впадина отделена от Чингистай-Урьльской широким (до 10 км) ромбовидным блоком, сомкнувшимся с северным горным обрамлением. Этот блок "отжал" русло Бухтармы, когда-то, возможно, текшей по Катон-Карагайской впадине, в систему более северных разрывов северо-западного и субширотного простирания, где и располагаются сейчас наиболее низкие отметки (дно Катон-Карагайской впадины, вовлекаемое в поднятие, на 250 м выше уреза Бухтармы).

Чингистай-Урьльская впадина самая узкая из всех, на востоке ширина ее не превышает 3–4 км. Суммарная амплитуда смещения по Чингис-Нарымскому разлому в пределах Чингистай-Урьльской впадины увеличивается с запада на восток от 1300 до 1700 м.

Южно-Алтайский разлом является восточным продолжением Чингис-Нарымского и имеет амплитуду новейших вертикальных смещений более 200 м [Богачкин, 1981]. По данным ряда исследователей, он представляет собой взброс палеозойских пород на неогеновые рыхлые толщи Бертековской впадины. [Девяткин, 1965; Геологическая..., 1978]. В настоящее время разлом малоактивен, так как к нему приурочены лишь единичные землетрясения энергетического класса  $K \leq 9$  [Богачкин, 1981].

Возможно, одну из субширотных тектонических зон разрабатывают верховья р. Катунь (Южно-Катунский активный разлом по Н.Д. Жалковскому и др. [1978]), но доказательствами его современной активности мы не располагаем.

Под углом к нему в запад-северо-западном направлении протягивается хорошо дешифрируемая на одном из космических снимков [Земля..., 1983] система кулисно расположенных Уймонского и Джасатерского разломов взбросово-сдвигового (?) характера (вертикальные амплитуды 1500–3000 м). К ним приурочены выполненные неоген-четвертичными отложениями Коксинская, Уймонская и Джасатерская приразломные межгорные впадины. О современной тектонической активности разломов свидетельствуют приуроченные к ним землетрясения с  $M = 5-6$ , в том числе сильное землетрясение 1904 г. [Богачкин, 1981].

Севернее почти параллельно упомянутым разломам протягивается выраженный геоморфологически в виде ступени в рельефе и спрямленных тектонических долин Чарыш и Шавла, по-видимому, подновленный в новейшее время западный участок Чарышско-Теректинского древнего глубинного разлома [Геологическая..., 1978]. Однако полная асейсмичность заставляет предположить, что в настоящее время он не активен.

На космическом снимке "Метеор-31" от 5 ноября 1981 г. на Северо-Западном Алтае дешифрируются хорошо выраженные в рельефе Башелакский, Ануйский, Песчаный и Алтайский разломы северо-западного и северо-северо-западного простирания [Тектоно-формационная..., 1969; Геологическая..., 1978]. По данным Б.М. Богачкина [1981], эпицентры землетрясений с  $M = 5-6$  приурочены лишь к Песчаному разлому и к участку пересечения его с Ануйским, который, возможно, на юго-востоке смыкается с одной из ветвей Курайско-Чуйского разлома (что неплохо видно на космических изображе-

ниях разных масштабов и подтверждается тектоническим характером некоторых отрезков долины р. Чуи). Однако на карте эпицентров землетрясений Алтая [Богачкин, 1981] к отрезку разлома на участке смыкания эпицентры не тяготеют; возможно, в настоящее время он не активен (см. рис. 80).

На разномасштабных космических снимках Алтая, уже упоминавшихся выше, прекрасно дешифрируется линейament вдоль долины р. Катунь и ее притока р. Аргут северо-северо-западного простирания. Одни участки этого линейамента на ряде геологических карт [Тектоно-формационная..., 1969; Геологическая..., 1978] откартированы как тектонические разрывы, другие совпадают со спрямленными неотектоническими отрезками долин Катунь и Аргута, что установлено нами во время полевых исследований 1981 г. Б.М. Богачкин [1981] картирует почти вдоль всей зоны Катунского линейамента возникшие в четвертичное время разломы разной амплитуды. Ряд позднеплейстоцен-голоценовых активных разломов установлен в бортах долины р. Катунь В.К. Кучаев. Все это позволяет нам прийти к выводу об активизации Катунского тектонического шва на позднем этапе новейшего развития Алтая. Этот вывод подтверждается и относительно высокой сейсмической активностью Катунского разлома. На схеме Б.М. Богачкина [1981] именно к этому разлому и его южному структурному продолжению приурочены эпицентры землетрясений как невысокого энергетического класса ( $K = 9, K = 10, K = 11$ ), так и крупных, с  $M$  от 4,5 до 6, в том числе 20 июля 1929 г.  $M = 4,7$ ; 28 декабря 1959 г.  $M = 4,0$  и 13 апреля 1962 г.  $M = 5,2$  [Новый..., 1977].

По-видимому, Катунский разлом представляет собой зону интенсивного дробления и повышенной трещиноватости пород, так как он не выражен в гипсометрии рельефа, но активно разрабатывается речной эрозией. Характерно, что отдельные отрезки русла р. Катунь подчинены двум системам тектонической трещиноватости палеозойских пород северо-западного и северо-восточных румбов. Весьма вероятно, что Катунский разлом представляет собой зону новейшего растяжения, о чем свидетельствует раздвиговый характер трещиноватости кристаллических пород на ряде участков долины.

Курайско-Чуйская зона разломов шириной до 20 км располагается вдоль северных бортов наиболее крупных межгорных впадин Юго-Восточного Алтая — Курайской и Чуйской. Она вытянута в запад-северо-западном, а на востоке — в субширотном направлении вдоль долины р. Чуи. Самое полное описание зоны сделано П.М. Бондаренко [1976]. По его данным, зона состоит из трех чешуйчатых надвигов — Акташского, Южного и Четвертичного, Акташского грабена и его Южного сброса. Установлено, что разломы, в большинстве случаев древнего заложения, активно подновлены в новейшее время: по Акташскому надвигу проходит нижняя граница альпийского рельефа с высотами 3200–3600 м, по Южному надвигу — нижняя граница денудационного рельефа с отметками около 2300–2500 м, а по Четвертичному — граница 1800–2000-метровых предгорий с днищами прогнутых впадин [Бондаренко, 1968]. В кайнозойское время проявил активность и Акташский грабен [Бондаренко, 1965]. Наиболее яркое выражение новейших движений установлено по субширотному отрезку Четвертичного разлома в районе пос. Акташ, где еще в 1936 г. А.С. Мухин и В.А. Кузнецов [1939] зафиксировали надвиг нижнепалеозойских известняков на четвертичные моренные образования. Позднее картировочным бурением и канавами под палеозойскими породами всяческого крыла были вскрыты четвертичные моренные и третичные рыхлые осадки, позволившие оценить амплитуду горизонтальной составляющей надвигания не менее чем в 200 м. Установлен азимут и угол падения плоскости надвига — соответственно 40 и 15°. Верхнеплейстоценовые ледниковые отложения, перекрывающие надвиг, им не смещены; таким образом, время движений — не позднее среднего плейстоцена [Бондаренко и др., 1966]. Характерно, что к востоку с изменением простирания разлома на северо-западное падение плоскости сместителя становится более крутым — от 65 до 90° [Зыбин, 1969], а в Чуйской впадине на субширотном участке разлома, по нашим наблюдениям, снова более пологим — от 30–35 до 60°.

В северном борту Чуйской впадины надвиговая зона также состоит из нескольких

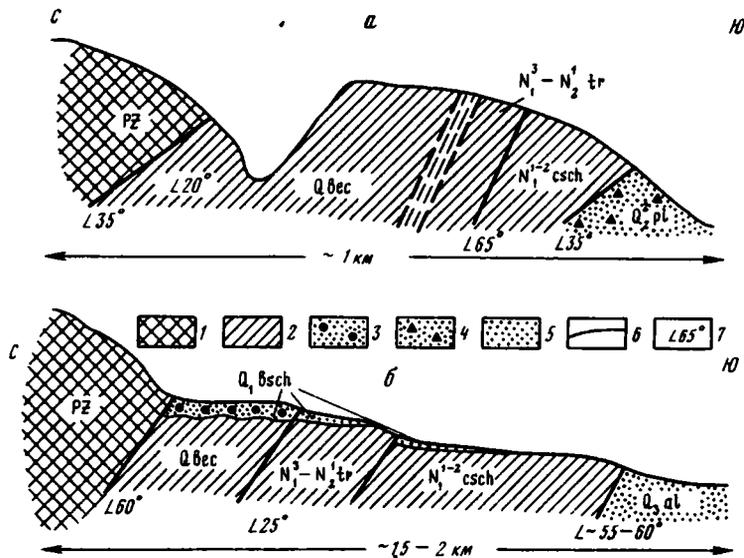


Рис. 81. Чешуйчатая зона надвигов в северо-западной (а) и северо-восточной (б) частях Чуйской впадины

1 – палеозойские породы (PZ); 2, 3 – свиты неоген-четвертичных отложений: 2 – кошагачская ( $N_1^{1-2}$  csch), туерьская ( $N_3 - N_2^1$  tr), бекенская (Q bec), 3 – башкауская ( $Q_1$  bsch); 4 – среднеплейстоценовый пролювий ( $Q_2^2$  pl); 5 – позднеплейстоценовый аллювий ( $Q_3$  al); 6 – разрывы; 7 – углы падения

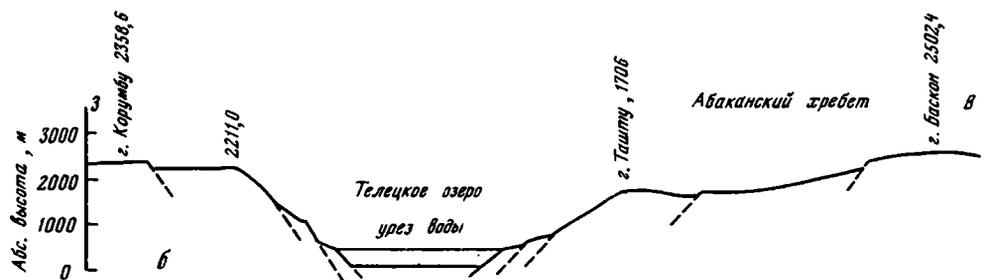
разрывов. В северо-западной части впадины по самому северному из них палеозойские породы надвинуты на светло-бурые песчаники бекенской свиты эоплейстоцена [Девяткин, 1965], которые по более южному разрыву надвинуты на светло-серые глинисто-мергелистые осадки туерьской свиты позднего миоцена – раннего плиоцена, а те, в свою очередь, по третьему разрыву – на пестроцветные палево-кирпичные глины и алевроиты кошагачской свиты нижнего и среднего миоцена, опять-таки надвинутые на среднеплейстоценовый пролювий (рис. 81, а). В средней части впадины некоторые из чешуй сложены красноцветными песчано-глинистыми олигоценowymi отложениями карачумской свиты.

В северо-восточной части Чуйской впадины, в левом борту долины ручья Табашак, виден разрез (рис. 81, б), в котором палеозойские породы надвинуты на бурые пески и галечники башкаусской свиты нижнего плейстоцена, несогласно залегающие на осадках бекенской свиты эоплейстоцена; последние, в свою очередь, надвинуты на позднелигоцен-раннелигоценые палево-серые глинисто-мергелистые толщи туерьской свиты, которые по тектоническому контакту налегают на зеленовато-серые глинистые ранне-среднемиоценовые отложения кошагачской свиты, лежащие на верхнелигоценном аллювии р. Чуи. Суммарная амплитуда вертикальных смещений по разломам составляет не менее 1500–2000 м.

К Курайско-Чуйской зоне разломов приурочены эпицентры ряда землетрясений [Девяткин, 1965], а также цирки сейсмогенных обвалов, что говорит о ее высокой современной тектонической активности.

Южные борта Курайской и Чуйской впадин также, по-видимому, ограничены новейшими разломами взбросового или сбросового характера [Девяткин, 1965], но они имеют значительно меньшую амплитуду смещений по сравнению с Курайско-Чуйской системой разломов и, как правило, перекрыты предгорным шлейфом делювия. С запада и востока Чуйская впадина ограничена активными разломами неясной морфологии, к которым тоже приурочены эпицентры ряда землетрясений, в том числе 1959 г. ( $M = 5,1$ ) в долине р. Чаган-Узун и 1929 г. ( $M = 6,0$ ) в долине р. Карагем.

Рис. 82. Поперечные профили через гребень Телецкого озера  
 а — по В.В. Селегю и Т.С. Селегей [1978], б — по нашим данным



От Курайско-Чуйской зоны разломов на север ответвляется несколько активных в новейшее время тектонических швов: Сарасинско-Курайский, Сумультиинско-Курайский [Дергунов, 1972] и Чокракский [Бондаренко, 1976]. Самый западный из них, Сарасинско-Курайский, протягивается от западного замыкания Курайской впадины у пос. Чибит в северо-северо-западном и субмеридиональном направлении к западному склону гольцовой зоны хребта Иолго. Полевое изучение этого разлома на участке субмеридионального простирания в верховьях р. Каракол и в районе Каракольских озер показало, что разлом представлен здесь серией пологих сбросовых ступеней, хорошо выраженных в рельефе, что явно свидетельствует о поперечно направленных к нему силах растяжения. Единичные эпицентры землетрясений говорят о некоторой его современной активности [Богачкин, 1981].

Более восточный Сумультиинско-Курайский разлом ответвляется от Курайско-Чуйской системы и уходит на север вдоль долины р. Чибитки и узких озер тектонического происхождения (Чейбек-Куль и Кок-Куль) к субмеридиональному Сумультиинскому грабену, описанному А.Б. Дергуновым [1972] как раздвиговая структура. Приуроченные к этому разлому эпицентры землетрясений и цирки сейсмогенных обвалов [Девяткин, 1965] свидетельствуют о современных достаточно активных движениях по нему.

Грабенообразную субмеридиональную структуру, по-видимому тектонического происхождения, представляет собой и более восточная узкая впадина между хребтом Тонгош и горой Тускуль, являющаяся, видимо, новейшим структурным выражением древнего Чокракского (по П.М. Бондаренко [1976]) разлома, по которому сейчас фиксируются незначительные сейсмические подвижки [Богачкин, 1981].

Еще одну субмеридиональную ветвь Курайско-Чуйской зоны разломов представляет собой новейший шов, разрабатываемый тектоническими долинами р. Башкауз и низовьев р. Чулышман и уходящий вдоль Телецкого озера на север. В литературе за ним закрепилось название Курайско-Телецкого разлома. К востоку от него ответвляется также подновленный Кубадринский разлом.

Курайско-Телецкий разлом наследует древний тектонический контакт между верхнепротерозойскими метаморфическими сланцами западного берега Телецкого озера и нижне- и среднекембрийскими кремнистыми и глинистыми сланцами его восточного берега. Морфология Телецкого озера — большая крутизна его берегов (от 50–60 до

80–90°, рис. 82, а), осложненных двумя-тремя узкими сбросовыми надводными (рис. 82, б) и подводными [В.В. Селегей, Т.С. Селегей, 1978] уступами; значительное превышение окружающих хребтов (2700–3000 м с учетом мощности рыхлых отложений впадины) над кристаллическим дном впадины; вытянутость котловины озера (длина 80 км) при незначительной ширине (3–5 км) и относительно большой глубине (325 м) – позволяет сделать вывод о грабенообразной его структуре. Эта же точка зрения в свое время была высказана В.А. Обручевым [1916], С.А. Яковлевым [1939], Л.А. Рагозиным [1958], П.М. Бондаренко [1969] и др. Удивительная конформность западного и восточного телецких берегов свидетельствует о раздвиговой природе котловины озера. Эта точка зрения совпадает с представлениями А.Б. Дергунова [1972].

Изучение единичных разрезов новейших отложений на берегах Телецкого озера (например, у пос. Беле на восточном берегу) проливает свет на историю его формирования. По-видимому, пологая впадина (возможно, пра-долина Чульшмана – Би) заложилась в конце плиоцена [Богачкин, 1981]. В эоплейстоцене – раннем плейстоцене она начала выполняться тонкими хорошо сортированными косослоистыми алевритами со следами течения и волнения (термолюминесцентные определения дают возраст этих толщ  $630 \pm 75$  тыс. лет [Разрез..., 1978]), а затем плохо окатанными несогласованными галечниками с линзами косослоистых разнозернистых песков. На эти толщи с несогласием легли моренные образования среднетвертичного оледенения (возраст по "термолюмиуму" –  $320 \pm 41$  тыс. лет [Там же]). Впоследствии они были оборваны молодым сбросом: часть осадков по нему опустилась и теперь находится под урезом воды, а другая располагается в интервале высот от 80 до 130 м над уровнем озера. По-видимому, плоскость сместителя молодого сброса наследовала древний тектонический контакт, выраженный палеозойской брекчией [Бубличенко, 1946], которая обнажается в вертикальном обрыве берега Телецкого озера у мыса Айран.

Если не учитывать обрушение берегов, то средняя скорость раздвигания грабенообразной телецкой структуры должна быть оценена в 1,25 см/год. Можно допустить, что раздвиг, возможно довольно далеко проникающий в земную кору, спровоцировал локальный подъем разуплотненных и разогретых мантийных веществ ближе к подошве земной коры, так как тепловой поток во впадине Телецкого озера значительно выше, чем на окружающих пространствах, и равен 2–2,5 мккал/(см<sup>3</sup> · с), что соответствует уровню теплового потока в Байкальском рифте [Дучков и др., 1980]<sup>1</sup>.

В створе с Телецким раздвигом на продолжении Катунского разлома в пределах Салаирского кряжа (около Новокузнецка) располагаются эпицентры трех крупных землетрясений: 19 июля 1898 г. ( $M = 5,7$ ), 12 марта 1903 г. ( $M = 6$ ) и 20 октября 1966 г. ( $M = 4,0$ ).

Система субмеридиональных разрывов Восточного Алтая надстраивается северо-восточным Камгинско-Абаканским активным разломом, протягивающимся от северной оконечности Телецкого озера вдоль залива Камга и долины р. Камга по р. Абакан к Саяно-Минусинскому субширотному тектоническому шву, ограничивающему с севера Западный Саян. По анализу борозд скользящего на тектонических зеркалах в заливе Камга, по изгибу русел водотоков, впадающих в Абакан, помимо вертикальной составляющей движений по этому шву, нами устанавливается и левосдвиговая компонента.

К востоку от Курайско-Чуйской зоны разломов, почти параллельно ей, протягивается активный разлом, разрабатываемый руслом спрямленной тектонической долины р. Чу-

<sup>1</sup> По данным геофизических исследований [Рогожина, 1975], кровля аномальной мантии располагается под Алтаем и Саянами на глубинах от 600 до 700 км от подошвы коры (в отличие от Байкальской рифтовой зоны, где кровля аномальной мантии смыкается с подошвой коры). Но, может быть, более датальные геофизические исследования на Алтае выявят сложную морфологию кровли разуплотненного вещества или существование локальных неглубоких его очагов? Тогда раздвиг Телецкого озера, равно как и другие субмеридиональные раздвижки Восточного Алтая и Западного Саяна, о которых речь пойдет ниже, получил бы дополнительный источник для объяснения своего происхождения, помимо того, который будет приведен нами в конце главы. Ведь тепловой поток там повышен.

лышман [Девяткин, 1965]. Правый борт Чулышмана имеет высоты более 3000 м и на 400 м превышает левый берег. Изгибы русел правых притоков Чулышмана свидетельствуют о том, что, помимо вертикальной составляющей движений, по Чулышманскому разлому происходят и правосторонние горизонтальные движения. С разломом связаны мелкофокусные землетрясения [Богачкин, 1981] и сейсмогенные обвалы [Девяткин, 1965].

Пограничным с Западным Саяном является располагающийся восточнее Чулышманского крупный Шапшальский разлом древнего заложения, обновленный на новейшем этапе. Как видно на одном из космических снимков [Земля..., 1983], молодой тектонической трещиной вдоль долины р. Кыга Шапшальский разлом сочленяется с раздвиговой структурой Телецкого озера в его юго-восточном углу. С севера на юг простираение Шапшальского разлома изменяется от запад-северо-западного к северо-западному и субширотному в пределах МНР. По данным А.Б. Дергунова [1972], в новейшее время разлом на участке северо-западного простираения имеет характер правостороннего взбросо-сдвига. Вертикальная его амплитуда не менее 1500 м, горизонтальная, к сожалению, не измерена. Е.В. Девяткиным [1965] установлен взброс плейстоценовой морены долины р. Сайгоныш в северо-западной части Шапшальского разлома на 150 м над приразломной депрессией. Движения такого же характера описаны и в юго-восточной части разлома. Так, в нижнем течении р. Каргы, впадающей в оз. Урэг-Нур в МНР, палеозойские породы взброшены над юрскими, а те, в свою очередь, возможно, над четвертичными осадками. Крутой взброс прекрасно выражен в рельефе, но сам молодой надвиг, видимо, перекрыт делювиальными толщами. Вдоль разлома протягивается узкий приразломный грабен.

При изменении простираения Шапшальского разлома на субширотное он приобретает характер пологого надвига, отсекаемого на востоке Цаган-Шибэтинским субмеридиональным активным швом. На северном берегу оз. Урэг-Нур палеозойские отложения по Шапшальскому надвику надвинуты с севера на юг на юрские под углом 40–45°. По-видимому, движения по Шапшальскому разлому и воздымание Шапшальского хребта продолжают и в настоящее время, так как происходит активное пропиливание их antecedентными долинами рек, впадающих с севера в оз. Урэг-Нур (и перехватывающих верховья рек других направлений).

О современной тектонической активности Шапшальского разлома свидетельствуют приуроченные к нему минеральные источники, эпицентры ряда землетрясений и сейсмогенные обвалы [Девяткин, 1965]. По данным Б.М. Богачкина [1981], эпицентры крупных землетрясений приурочены к узлам пересечения Шапшальского разлома с разрывами других простираений — субмеридиональным Кобдинским активным швом, описанным в предыдущей главе (землетрясение 1761 г. с  $M = 6$  и еще с  $M = 4,6-5,0$ ), и восток-северо-восточным Саяно-Тувинским обновленным разломом (землетрясение 1971 г. с  $M = 5,6-6,0$ ).

Разрывные нарушения Алтая северо-восточного и субширотного простираения, наследующие древние каледонские тектонические швы, выражены в новейшей структуре в виде крупных гипсометрических ступеней. Б.М. Богачкин [1981] выделяет три таких разрывных нарушения: субширотный северный фас Алтая<sup>1</sup>, совпадающий с изогипсой рельефа 600 м, Алейско-Саянский шов северо-восточного простираения, который является границей гипсометрических отметок выше 2500 м, и восток-северо-восточный Семипалатинско-Тувинский шов, являющийся границей распространения 3000-метровой поверхности выравнивания. На одном из космических снимков [Земля..., 1983] последний дешифрируется как прямолинейный активный разлом, подрезающий предгорные педименты и конусы выноса и сдвигающий по типу левостороннего сдвига пересекающие его русла рек, ручьев и временных водотоков.

Несколько севернее, между ним и Алейско-Саянским швом, протягивается прямолинейный линейament того же простираения, прослеживающийся от места слияния Баш-

<sup>1</sup> Смыкается на востоке с Камгинско-Абаканским разломом.

кауса с Чулышманом к низовьям Бухтармы. Однако вопрос о дизъюнктивной природе и современной тектонической активности этого шва остается открытым.

На некоторых космических снимках дешифрируются и другие прямолинейные линеаменты, совпадающие с гипсометрическими ступенями. К югу от северного фаса Алтая хорошо видна субширотная ступень на границе распространения отметок 1600 м. Судя по тому, что к этому линеаменту приурочен эпицентр землетрясения с  $M = 4,6-5,0$  [Богачкин, 1981], его предположительно можно отнести к активным в настоящее время разрывам.

Как следует из сделанного описания, морфология и кинематика молодых активных разломов Алтая находятся в прямой зависимости от их простирания. Разломы запад-северо-западного и северо-западного простирания представляют собой полого изогнутые в плане взбросы с поднятыми северо-восточными крыльями и с признаками молодых правосторонних горизонтальных смещений. Они расчленяют Алтай на систему узких асимметричных блоков с наклоненной на северо-восток поверхностью, которая у зоны следующего разлома может погрузиться, образовав узкий приразломный односторонний (иногда двусторонний) асимметричный грабен или приразломную депрессию. При изменении простирания этих разломов на субширотное (или при субширотном простирании самостоятельных швов) смещения приобретают характер ярко выраженных в рельефе пологих надвигов. Причем имеют место как надвиги, падающие на юг (например, Южно-Алтайский), так и надвиги, падающие на север (Курайско-Чуйская зона разломов, Шапшальский разлом). Разломы северо-северо-западного и субмеридионального простирания несут следы явного растяжения и представляют собой либо серии сбросов, либо (что чаще) раздвиговые структуры.

Разломы северо-восточной и восток-северо-восточной ориентировки не характерны для Алтая, но те единичные швы, которые протягиваются сюда из Западного Саяна, представляют собой прямолинейные молодые активные левосторонние сдвиги, иногда осложненные заметными вертикальными перемещениями.

Как было справедливо отмечено Ч.Б. Борукаевым [1969] и А.Б. Дергуновым [1972], алатайские разломы всех перечисленных простираний находятся в тесной парагенетической связи и между ними существуют устойчивые пространственные и временные соотношения, образующие стройную и закономерную систему.

## 6.2.2. ЗАПАДНЫЙ САЯН

Примечательно, что веер субмеридиональных раздвигов, ответвляющихся от разломов северо-западного простирания (тектонотипом которого является Курайско-Чуйская зона разломов Алтая), характерен и для Западного Саяна. Здесь восточнее Телецкого озера от Шапшальского разлома северо-западного простирания в меридиональном направлении протягиваются прекрасно дешифрируемые по крайней мере четыре линеамента. Первый из них располагается вдоль верховьев р. Большой Абакан и представляет собой спрямленную узкую тектоническую долину северо-северо-западного простирания, по-видимому разрабатывающую зону интенсивной трещиноватости и повышенной проницаемости пород, возможно связанную с зоной разлома. Второй прослеживается строго по меридиану вдоль верховьев долины р. Чульча от удлиненного озера Иты-Куль к верховьям р. Малый Абакан и завершается узким грабеном оз. Кара-Куль, несколько смещенным к западу по молодому активному разлому восток-северо-восточного направления. Третий линеамент состоит из двух параллельных сближенных швов, ответвляющихся от Шапшальского разлома вдоль долин рек Козер и Таштухоль (см. рис. 80). От них, в свою очередь, после пересечения с Алашским разломом восток-северо-восточного простирания (о котором речь пойдет ниже) отходят три ветви разрывов северо-северо-восточного направления: первая — вдоль системы вытянутых озер Иери-Холь, вторая — вдоль долины р. Кара-Сулук и третья — к вытянутому на 10 км узкому (не более 1 км шириной) и глубокому тектоническому грабену оз. Кара-Холь и к верховьям спрямленной тектонической долины р. Она. Четвертый линеамент зна-

чительно хуже, но все-таки прослеживается в меридиональном направлении в западном торце Тувинской депрессии, у пос. Тэли, и далее на север, к оз. Куп-Холь.

В статье о субмеридиональных грабенообразных впадинах Восточного Алтая и Западного Саяна, часть которых заполнена озерами, А.Б. Дергунов [1972] связал их происхождение с разломами типа раздвигов. Мы разделяем эту точку зрения, опираясь на установленную раздвиговую природу Телецкого озера, которое по сравнению с описанными субмеридиональными структурами Западного Саяна находится в более зрелой стадии. Напомним, что раздвижение Телецкого озера началось во второй половине среднего плейстоцена, а этих структур, по-видимому, не ранее позднего плейстоцена, на некоторых участках даже в голоцене.

В основном же в Западном Саяне преобладают восток-северо-восточная и субширотная ориентировки новейших и молодых активных разломов.

Северным ограничением новейших орогенных структур Саян является Саяно-Минусинский разлом. Он кулисно подставляет прямолинейный Камгинско-Абаканский левосторонний взбросо-сдвиг восток-северо-восточного простираения и, меняя направление на субширотное, в отличие от последнего приобретает в плане фестончатый рисунок. Анализ взаимоотношения изгибов разлома в плане с рельефом свидетельствует о надвиговом его характере. Южнее располагается хорошо дешифрируемый прямолинейный и, видимо, крутой новейший разлом восток-северо-восточного простираения, названный Л.К. Зятьковой [Алтае-Саянская..., 1969] Уйско-Мазинским. Еще южнее находится тоже прямолинейный и хорошо дешифрируемый, параллельный первому Кандатский разлом, к которому приурочена сейсмогенная структура Джой [Чернов, 1978; Зеленков, 1978], что говорит в пользу его современной тектонической активности. Этот разлом смещает описанные выше субмеридиональные раздвижки (см. рис. 80).

Кантегиро-Борусский и Джебашский подновленные в новейшее время древние тектонические разломы Западного Саяна [Алтае-Саянская..., 1969; Зятькова, 1973, 1977] современную активность проявили лишь на прямолинейных участках восток-северо-восточного простираения, что подтверждается прекрасной их выраженностью в рельефе и приуроченными к этим участкам сейсмогенными структурами (например, структурой Пашкина [Чернов, 1978]).

Расположенный южнее Большепорожский разлом того же простираения представляет собой сложно построенную зону шириной в несколько километров. К двум параллельным разрывам этой зоны приурочены сейсмодислокации Большой Порог и Голая, что говорит о современной тектонической активности разлома [Чернов, 1978; Зеленков, 1978].

К Саянскому [Алтае-Саянская..., 1969] активному разлому той же ориентировки приурочены сейсмогенная структура Такпан и эпицентр землетрясения с  $K = 13$  [Там же]. По-видимому, он представляет собой левый сдвиг, так как тоже смещает субмеридиональные раздвижки.

Отдельные отрезки Северо-Усинского древнего разлома [Зятькова, 1973, 1977], вероятно, подновлены в новейшее время, так как используются спрямленным восток-северо-восточным участком каньонообразного русла р. Енисея и верховьями р. Тихой. Южно-Усинский разлом [Алтае-Саянская..., 1969] в рельефе проявлен вяло и поэтому, видимо, в настоящее время не активен.

К югу от оз. Кара-Холь протягивается, начинаясь почти от самого Шапшальского разлома, Алашский разлом восток-северо-восточного направления. По полевым наблюдениям, сделанным нами в зоне этого разлома к югу от оз. Кара-Холь, он представляет собой левосторонний сдвиг, причем смещающий, как и некоторые другие разломы восток-северо-восточного простираения, субмеридиональные раздвиговые структуры.

Еще южнее протягивается обновленный в новейшее время и чрезвычайно активный древний кулисно построенный глубинный Саяно-Тувинский разлом [Кленов, 1966; и др.], который на западе имеет северо-восточное простираение, а на востоке — запад-северо-западное и восток-северо-восточное. Он представляет собой взброс с поверхностью сместителя, падающей на север, с амплитудой 1000–12000 м. К разлому

приурочены сейсмодислокации, описанные Г.А. Черновым и П.Я. Зеленковым [1978]: Алды-Ишкин, Шеле, Танмалык, Шанчи, Уттуг-Дуруг, Чинге, Толстык, Эйлиг-Хем и др. Из их подробной характеристики следует, что Саяно-Тувинский разлом на участке северо-восточного простирания представляет собой левый взбросо-сдвиг, а на субширотном — надвиг. На западе, в пределах Алтая, структурным продолжением Саяно-Тувинского разлома служит омоложенный древний Семипалатинско-Тувинский разлом, активный в настоящее время. Это восток-северо-восточного простирания левосторонний сдвиг с приуроченной к нему гипсометрической ступенью, указывающей на возможное наличие и вертикальных смещений.

На востоке, на правобережье Енисея, от Саяно-Тувинского разлома ответвляется омоложенный Куртушибинский крутопадающий разлом северо-восточного простирания, с которым связаны выходы плиоцен-четвертичных базальтов. Сам Саяно-Тувинский разлом протягивается в восток-северо-восточном направлении в Восточный Саян.

Системы новейших и молодых активных разломов широко развиты и в расположенных южнее Западного Саяна Таннуольских хребтах, Западном и Восточном. Хребты асимметричны и имеют пологие, иногда осложненные разрывами северные склоны и крутые, оборванные разломами большой амплитуды южные.

Хребет Западный Танну-Ола вытянут в восток-северо-восточном направлении, Восточный — в субширотном. Северный склон Западного Танну-Ола осложнен Карасуг-Чезадырским новейшим разломом [Чернов, 1978], который, по-видимому, мало активен в настоящее время, так как плохо выражен в рельефе, и по этой причине плохо дешифрируется на космических снимках. На севере он отсекается субширотным, хорошо дешифрируемым и проявленным в рельефе Северо-Таннуольским разломом, параллельным Саяно-Тувинскому шву. О современной тектонической активности последнего свидетельствуют приуроченная к нему молодая сейсмогенная структура Морук и ступение эпицентров слабых землетрясений [Чернов, Зеленков, 1978]. Разрыв имеет поднятое южное крыло и, возможно, сбросовый характер.

Хребет Восточный Танну-Ола является более узким. На северо-востоке он, по-видимому, ограничен новейшим разрывом, так как резко сочленяется с Тувинской котловиной.

Основные таннуольские дислокации развиты вдоль южных склонов хребтов. С юга хребет Западный Танну-Ола, воздымающийся до 3000 м, оборван крутым Соглы-Хандагайским взбросом восток-северо-восточного и северо-восточного простирания, который, возможно, протягивается к долине верхнего Енисея. Не исключено, что по этому разлому осуществляются также молодые сдвиговые перемещения. Чуть южнее от него ответвляется прямолинейный, неплохо дешифрируемый и выраженный в рельефе Элегетский разлом, пересекающийся на востоке также с диагональным северо-западным разрывом, протягивающимся вдоль долины р. Унгеш.

С юга восточная часть хребта Западный Танну-Ола и хребет Восточный-Ола ограничены зоной протяженного субширотного Южно-Таннуольского надвига с амплитудой 700–1000 м, по которому хребты сочленяются с Убсунурской впадиной. В зоне надвига в 7–8 км к западу от долины р. Деспен Н.С. Зайцевым [1947] наблюдались дислоцированные плиоценовые отложения. Новейшая активность разлома проявляется в виде тектонических уступов в рельефе, antecedentного врезания долин, подпруживания рек живыми разломами и т.п. К разлому приурочены две сейсмогенные дислокации — Чалама и Кадвой [Чернов, Зеленков, 1978], свидетельствующие о его голоценовой и современной тектонической активности. Сейсмическая опасность в зоне Южно-Таннуольского надвига оценивается в 8 баллов в связи с приуроченными к ней эпицентрами большого числа слабых и умеренных землетрясений интенсивностью 6–7 баллов ( $K = 12-13$ ) [Жалковский и др., 1978].

Таким образом, для Западного Саяна характерны преимущественно восток-северо-восточные левосторонние сдвиги и взбросо-сдвиги, секущие и смещающие субмеридиональные раздвиговые структуры. Разломов субширотного простирания как в Западном

Саяне, так и в хребтах Танну-Ола немного, и они представляют собой надвиги с падением плоскостей сместителей на север. Разломы северо-западного направления проявились только в восточном замыкании хребта Восточный Танну-Ола; судя по их прямолинейности — это сдвиги.

### 6.2.3. ВОСТОЧНЫЙ САЯН

В Восточном Саяне преобладают несколько иные, не такие, как в Западном Саяне, структурные направления, хотя ряд новейших и молодых активных разломов из второго района и прослеживается в пределы первого.

С севера Восточно-Саянское поднятие ограничивает восточная ветвь Саяно-Минусинского разлома субширотного простирания, по-видимому сохранившего (как и на западе) взбросовую природу, но, судя по взаимоотношению с рельефом, ставшего значительно круче. Этот древний, омоложенный в новейшее время тектонический шов смыкается на востоке с Главным Саянским разломом аналогичной природы, простирающимся в северо-западном направлении. Последний в новейшее время приобрел взбросово-сдвиговую морфологию. Относительно направления горизонтальных смещений по нему в этом временном интервале до сих пор нет единой точки зрения. Большинство исследователей [Шерман и др., 1973] вслед за В.В. Ламакиным относят его к категории левосторонних сдвигов. На прилежащем к Байкалу отрезке с азимутом простирания  $300^\circ$  такое движение возможно благодаря воздействию растягивающих усилий рифтовой зоны, о чем речь пойдет в следующей главе. Во всяком случае, приуроченность очагов землетрясений с  $K \leq 14$  к Главному Саянскому разлому свидетельствует о современной его тектонической активности [Николаев, Демьянович, 1974, 1978].

В Восточном Саяне развиты преимущественно молодые разломы запад-северо-западного и субширотного простирания, причем преобладают последние. Активнее, чем в Западном Саяне, проявлены также северо-западные направления, особенно на севере. Они неплохо дешифрируются на космических снимках, так как выражены в рельефе, однако сведений об их морфологии и кинематике пока не имеется.

Одним из наиболее крупных новейших и активных разломов Восточного Саяна является субширотный Хамсаринский разлом, проявленный спрямленными тектоническими долинами среднего течения р. Бий-Хем (Большой Енисей) и рек Хамсара, Бедий, Дотот. К нему приурочены излияния среднеплейстоценовых базальтов. Амплитуда вертикального смещения по разлому достигает 550 м [Гросвальд, 1965].

Южнее почти параллельно ему протягивается Азасский разлом восток-северо-восточного и субширотного простирания, выраженный в рельефе в виде грабенообразных тектонических озерных котловин и прямолинейного каньона р. Азас. М.Г. Гросвальд [1965] считает его левым сдвигом с вертикальной составляющей движений амплитудой 700 м. К этому разлому приурочены щитовые вулканы высокогорной части хребта Барас-Тайга эоплейстоценового возраста [Там же], что свидетельствует о его новейшей активности.

Восточным структурным продолжением этого шва является Окино-Жомболокский разлом, маркируемый не только приразломными впадинами (Окинской и Узылтинской), долинами-грабенами (рек Жом-Болок и Сенца), выходами позднеплейстоценовых базальтов, но и эпицентрами землетрясений с  $K = 8 - 11$  [Николаев, Демьянович, 1978].

Южнее в субширотном направлении протягивается Бийхемский разлом, разрабатываемый верховьями долины р. Бий-Хем, местами выполненной долинными базальтами двух возрастных генераций — эоплейстоцен-раннеплейстоценовой и среднеплейстоценовой [Гросвальд, 1965]. Он трактуется нами также как левый сдвиг с приподнятым на 500 м южным крылом. Его структурным продолжением служит Китайский субширотный разлом [Николаев, Демьянович, 1978], располагающийся вдоль прямолинейной долины Тиссы и спрямленного субширотного участка р. Оки у пос. Сорок и далее к р. Китай. Видимо, с этим разломом связаны щитовые вулканы водораздельной части

хребта Большой Саян [Гросвальд, 1965] и эпицентры землетрясений ( $K = 13$ ) [Николаев, Демьянович, 1978], что подтверждает его не только новейшую, но и современную тектоническую активность.

На северном подножии хребта Академика Обручева параллельно Бийхемскому разлому дешифрируются выраженные в рельефе активные разломы. По одному из них выявлен левый сдвиг субширотного простирания [Гросвальд, 1965].

Субширотный протяженный каньонообразный эрозионный врез р. Ка-Хем (Малый Енисей) с притоком р. Кызыл-Хем, местами выполненный эоплейстоцен-раннеплейстоценовыми, среднеплейстоценовыми, позднеплейстоценовыми и голоценовыми базальтами, вероятно, должен также рассматриваться как активный Кахемский разлом, являющийся западным, кулисно смещенным к северу структурным продолжением Шишихидгольского разлома, в свою очередь продолжающего с кулисным смещением к югу Байкало-Мондинский левосторонний сдвиг юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны, о котором речь пойдет в следующей главе.

Южнее Кахемского разлома располагается активный Агардашский разлом, меняющий свое простирание с восток-северо-восточного на запад-северо-западное и снова на восток-северо-восточное. По нему (в его восточной части) протерозойские породы с севера надвинуты на неогеновые отложения Терехольской впадины; причем, помимо взбросовой составляющей движений, по этому разлому по изгибу русел водотоков устанавливается и левосдвиговое плейстоценовое смещение. Западная ветвь Агардашского разлома к востоку и юго-востоку от оз. Убсу-Нур также трактуется рядом исследователей как левый сдвиг. Он проявлен в левостороннем смещении русел рек Нарин-Гол, Хурмусун-Гол и других, а также осевой линии хребта Хан-Хухэй на западе. К этому шву приурочены термальные источники; в 1972 г. в его зоне произошло землетрясение с  $M = 5, 7$ .

На юго-западе Восточного Саяна заметную роль опять приобретает северо-западные простирания, выраженные в рельефе и на космоснимках как обновленные молодые тектонические швы. Появляются и северо-северо-восточные разрывы. Например, Белино-Бусийгольский грабен, ограниченный с двух сторон разломами типа сбросов амплитудой 500–1500 м. Связанные с ними сейсмогенные структуры свидетельствуют о высокой современной тектонической активности этих швов [Вдовин, 1978]. К грабену приурочены выходы термальных вод и эпицентры землетрясений: 27 мая 1972 г. с  $K = 12$  и 19 апреля 1939 г. с  $K = 14$ .

Таким образом, в Восточном Саяне левосдвиговые перемещения происходили не только по разломам восток-северо-восточного простирания, как в Западном Саяне, но и по субширотным швам; при этом они имели и взбросовую составляющую движений [Гросвальд, 1965]. Структуры, ориентированные на северо-северо-восток ( $30^\circ$ ), как правило, ограничены сбросами, а северо-западные разломы почти все прямолинейны, но сказать что-либо определенное об их кинематике пока не представляется возможным. Но уже и изложенного достаточно, чтобы видеть, что закономерности изменений морфологии и кинематики разломов Восточного Саяна находятся в прямой зависимости от их простирания.

### 6.3. НОВЕЙШЕЕ И СОВРЕМЕННОЕ ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Как следует из фактического материала, изложенного в предыдущем разделе, для Алтая и Западного Саяна типичны глыбово-блоковые структуры, ограниченные новейшими, часто активными в последнее время разломами [Девяткин, 1965; Зайцев, 1963; Дергунов, 1972; Богачкин, 1981; и др.]. Среди последних наиболее характерны субширотные надвиги, северо-западные правые взбросо-сдвиги, северо-восточные левые сдвиги, часто с вертикальной составляющей движений, и субмеридиональные раздвиги. Такой парагенезис структур мог возникнуть в условиях новейшего субмеридионального тангенциального сжатия, направленного с юга. Другие механизмы воз-

никновения упомянутой системы разломов были рассмотрены В.Е. Гоникбергом [1983], но им же и отвергнуты как несостоятельные. Подтверждением правильности трактовки новейшего поля тектонических напряжений этого региона как близгоризонтального ориентированного субмеридионального сжатия являются результаты геолого-морфоструктурного анализа, осуществленного В.Е. Гоникбергом впоследствии [1983], а также данные сейсмотектоники. По анализу структур на космические снимках В.Е. Гоникберг реконструировал усредненное верхнеплиоцен-четвертичное поле напряжений региона, показав даже его латеральные вариации. В самых общих чертах оно совпадает с предполагаемым нами. Данные о механизмах очагов землетрясений Алтая и Западного Саяна [Цибульчик, 1975; Сейсмическое..., 1977] прямо свидетельствуют о близгоризонтальном субмеридиональном направлении сжимающих напряжений в этой части региона.

В Восточном Саяне отмечается определенное изменение морфологии разломов в зависимости от их простирания. Разломы запад-северо-западного простирания –  $305\text{--}312^\circ$  (например, Главный Саянский, Тибельтинский отрезок Тункинского разлома и др.) – представляют собой взбросы с левосдвиговой составляющей движений; субширотные швы (Азасский, Бийхемский, Китайский и др.) являются левосторонними сдвигами со взбросовой компонентой, а структуры восток-северо-восточной ориентации около  $30^\circ$  (например, Белино-Бусийнгольский грабен) ограничены сбросами. Все это свидетельствует об изменении направления сжимающих усилий (от  $0$  до  $25\text{--}30^\circ$ ) при продвижении с запада на восток – от Алтая и Западного Саяна к Восточному Саяну. Это подтверждается также геолого-морфологическим анализом структур, проделанным В.Е. Гоникбергом [1983], и ориентировками осей напряжений в очагах землетрясений.

Как будет видно из следующей главы, восточнее, в горном обрамлении Байкальской рифтовой зоны, ориентировка относительных сжимающих усилий еще более разворачивается на восток, приобретая азимут от  $30$  до  $42^\circ$ , а на северо-восточном фланге даже до  $57^\circ$ . Предполагаемые причины этих явлений рассмотрены в конце гл. 7.

## БАЙКАЛЬСКАЯ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

## 7.1. ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ

Байкальская рифтовая система относится к категории внутриконтинентальных рифтов [Милановский, 1976] и представляет собой наиболее активную неотектоническую структуру растяжения Восточной Сибири [Геология..., 1984]. Это сложная структура протяженностью 2500 км, возникшая в основном на месте древних ослабленных зон глубинных тектонических швов в результате новейшего раздвижения Сибирской платформы и Байкальской складчатой области [Логачев, Флоренсов, 1977; Соотношение..., 1979; и др.]. Местами к ней приурочены выходы на поверхность корней докембрийского фундамента — древнейших толщ основания байкалид [Божко, 1978], представляющих собой офиолитовый пояс с элементами древней океанической коры [Клитин, Павлова, 1974]. Как справедливо отмечено Н.А. Флоренсовым [1968], своими главнейшими морфологическими чертами Байкальская рифтовая зона демонстрирует в разных своих звеньях черты как унаследованности, так и независимости, наложенности по отношению к структурной ткани своего древнего фундамента.

К осевой зоне Байкальской рифтовой системы приурочена область геофизических аномалий и повышенной сейсмической активности [Солоненко, 1968; Тресков, 1968; и др.]. Здесь отмечены землетрясения интенсивностью 10, 11 и даже 12 баллов, с магнитудами (по статистическим данным за последние 100–150 лет)  $M \leq 7,8$ . Установлены повышенный тепловой поток [Лысак, Зорин, 1976; Лысак, 1981] и обилие выходов на поверхность глубинных термальных вод (часто с повышенным содержанием мантийного гелия [Лысак, 1968а,б]).

На флангах Байкальской рифтовой зоны широко проявлен неогеновый и четвертичный вулканизм, по-видимому связанный с самим процессом рифтогенеза несколько опосредствованно [Флоренсов, 1968; Логачев, 1975].

Центральную часть рифтовой системы образует котловина самого глубокого озера в мире (1642 м) — оз. Байкал, состоящая из впадин — Южной, Средней и Северной. Озеро Байкал находится на перемычке между двумя сводовыми поднятиями окружающих ее горных систем [Нагорья..., 1974]. В виде цепочки котловин, разделенных межвпадинными перемычками, Байкальская рифтовая система глубоко внедряется в окружающие ее и сформировавшиеся одновременно с ней горно-складчатые сооружения: на юго-западном фланге — новейший ороген Восточно-Саянского поднятия, на северо-восточном — неотектонически обновленные хребты Станового нагорья. Высота окружающих Байкальскую рифтовую систему горных хребтов колеблется от 1000 до 3000 м, а на юго-западном фланге до 3500 м.

Рифтогенные впадины осевой зоны Байкальской рифтовой системы образуют практически непрерывную цепь, прослеживающуюся из районов Северной Монголии на юго-западе до долины Олекмы на северо-востоке. Гипсометрически они образуют плавную вогнутую линию.

Поскольку границы, перечень и плановое расположение впадин Байкальской рифто-

вой зоны и всей системы в целом не раз приводились в литературе [Флоренсов, 1960, 1968; Сейсмическое..., 1977; Очерки..., 1977; и др.], а сами впадины хорошо изучены и описаны, не будем здесь останавливаться на этих вопросах подробно. Отметим только, что впадины постепенно разрастаются за счет окружающих горных хребтов. В настоящее время по направлению к Байкалу отмечается закономерное последовательное снижение гипсометрических отметок дниц впадин как с юго-запада, так и с северо-востока. Так, абсолютная отметка уреза воды оз. Хубсугул — 1654 м при глубине озера 279 м, Мондинской впадины — около 1400 м, Хойтогорьской — 930 м, собственно Тункинской — 750 м, Торской — 700 м, Быстринской — 650 м. Средний уровень зеркала воды Байкала около 455 м при максимальной глубине озера 1642 м в Среднебайкальской впадине и около 1000 м в Северо-Байкальской. Дно Верхнеангарской впадины повышается до 500 м, Муйской — до 680 м, а Чарской — до 800–900 м. Таким образом, ось всей системы рифтогенных впадин образует глубокий прогиб — от 1000–1400 м абсолютной высоты до 1200 м ниже уровня моря [Флоренсов, 1960].

Морфология рифтогенных впадин характеризуется линейно-угловатыми контурами в плане; крутым, часто осложненным молодыми активными сбросами сочленением с обрамляющими горными поднятиями; асимметричным профилем; глубоким прогибанием дна в центральной части и выполнением толщей новейших отложений [Флоренсов, 1960; Логачев, Флоренсов, 1977; и др.]. Изучение вещественного состава новейших отложений позволяет в общих чертах восстановить основные этапы истории развития как отдельных рифтогенных впадин, так и всей Байкальской рифтовой системы в целом.

Разрез новейших отложений [Логачев, 1958а,б, 1968; Логачев и др., 1964; Литология..., 1972; Базаров и др., 1976; Рельеф..., 1981; Геология..., 1983, 1984; Николаев и др., 1985; Мац, 1987] начинается каолиновой корой выветривания мел-палеогенового возраста, свидетельствующей о выровненности рельефа на этом этапе. Поверх коры выветривания или непосредственно на кристаллический фундамент ложатся отложения озерной и озерно-болотной угленосной (танхойской) свит миоценового и раннеплиоценового возраста мощностью 1500–2000 м в оз. Байкал и 1600–1800 м в Тункинской впадине. Выше с угловым несогласием залегают песчано-алевритовые и полимиктовые грубообломочные осадки ановоской (охристой) свиты позднего плиоцена мощностью от 50 до 1500 м, а еще выше, тоже с небольшим угловым несогласием, — озерные пески и глины ахаликской свиты эоплейстоцена — раннего плейстоцена мощностью от 350 м до 1,5 км. В Тункинской впадине в отложениях этой свиты появляются и вулканогенные породы. Средне- и верхнеплейстоценовые и голоценовые образования представлены разнообразными озерными, зандровыми, ледниковыми, аллювиальными, пролювиальными, вулканогенными и другими комплексами пород преимущественно песчано-глинистого и галечникового состава. В оз. Байкал их мощность составляет 100–150 м. Максимальная мощность всего разреза новейших отложений во впадине оз. Байкал равна 3,5 км [Николаев и др., 1985], а в Тункинской впадине приближается к 3 км.

Эти данные позволили восстановить новейшую историю формирования Байкальской рифтовой зоны и выделить в ней два этапа — раннеорогенный миоцен-раннеплиоценовый и позднеорогенный позднеплиоцен-плейстоценовый (новобайкальский) [Флоренсов, 1960; Логачев, Флоренсов, 1977; Соотношение..., 1979]. По мнению ряда авторов, во время первого этапа прогибание впадины если и сопровождалось воздыманием смежных поднятий, то последнее было невелико и не превышало 500–1000 м. Во второй же этап преобладали положительные контрастные региональные движения суммарной амплитудой 2500–2800 м, происходившие одновременно с локальными опусканиями рифтовых долин. Возрастание скоростей неотектонических движений в это время определило большую роль хрупких (разрывных) деформаций по сравнению с пликтивными. При этом в первую очередь обновление испытали ранее возникшие древние разрывы, структурные неоднородности которых послужили зонами разрядки новейших напряжений. В средне-позднечетвертичное время и в голоцене интенсивность и дифферен-

цированность тектонических движений еще усилились, и к настоящему времени суммарный размах неотектонических движений в системе рифтогенные впадины — горное обрамление достиг 5–6 км [Соотношение..., 1979]. Оценить скорости новейших тектонических движений Байкальской рифтовой зоны в целом удастся благодаря анализу рельефа: его гипсометрии, возраста, расчлененности и т.д. [Геология..., 1984]. Поэтапные нарастания скоростей вертикальных тектонических движений могут быть установлены путем изучения поверхностей выравнивания и ярусности рельефа. Для выяснения морфологии новейших разломов, характера и направленности смещений, а также скоростей вертикальных и горизонтальных подвижек по молодым активным швам первостепенное значение имеет анализ молодых форм рельефа — изгибов русел рек и временных водотоков, смещения террас и т.п. Методика такого геоморфологического анализа для целей неотектоники практически впервые была рассмотрена В.Г. Трифоновым [1980, 1983]. В ней особо важное значение приобретает правильная датировка смещенных форм рельефа.

В связи с тем что в своих исследованиях по кинематике молодых активных разломов Байкальской рифтовой зоны мы, помимо традиционных геологических методов, применяли именно этот подход, остановимся несколько подробнее на стратификации террас речных долин рассматриваемого региона, опираясь на полевые наблюдения и имеющиеся публикации [Логачев и др., 1964; Путеводитель..., 1981; Геология..., 1983, 1984; и др.].

Низкая и высокая поймы крупных рек юга Сибири в настоящее время на основании абсолютных датировок  $5730 \pm 200$ ,  $5900 \pm 130$ ,  $6290 \pm 100$  [Ендрихинский, 1982] и  $7400 \pm 140$  лет назад (для высокой поймы [Геохронология..., 1974]) относятся соответственно к позднему и раннему голоцену. Для кровли отложений высокой поймы Иркутка в Гункинской впадине радиоуглеродным методом определена дата в  $4480 \pm 25$  лет [Путеводитель..., 1981].

I, II и III террасы высотой, например, для долины Иркутка соответственно 6, 12–14 и 20 м относятся к позднему плейстоцену, который может быть подразделен на три этапа: ранний, средний и поздний. По аналогии с террасами других долин юга Сибири [Лукина, 1984] их формирование логично связать: I — с позднезырянским (сарганским) оледенением, II — с каргинским похолоданием и золотомыским потеплением и III — с раннезырянским (ермаковским) оледенением и шурышкарским потеплением каргинского интерстадиала. По термолюминесцентным и радиоуглеродным оценкам возраста оледенений и межледниковий [Архипов и др., 1982] этап формирования I террасы рек юга Сибири попадает в интервал от 22–23 до 10 тыс. лет, II — от  $46 \pm 7$  до 22–23 тыс. лет и III — от 100–110 до  $58 \pm 7$  тыс. лет назад. Это не противоречит многочисленным абсолютным датировкам отложений многих рек Сибири и Северной Монголии  $11\ 400 \mp 500$ ,  $11\ 860 \mp 28$ ,  $11\ 950 \mp 50$ ,  $12\ 600 \mp 150$ ,  $12\ 750 \mp 120$ ,  $13\ 600 \mp 120$ ,  $14\ 540 \mp 365$ ,  $15\ 850 \mp 680$ ,  $17\ 500 \mp 100$ ,  $20\ 240 \mp 840$  лет для I террасы, от  $26\ 900 \pm 340$  до  $4700 \pm 1000$  лет для II террасы [Ендрихинский, 1982] и  $66\ 000 \pm 9$  и  $93\ 000 \pm 16$  лет назад для 20–25-метровой террасы р. Халкин-Гол, по-видимому сопоставимой с III террасой [Девяткин, 1981]. Тем более что для аллювия I террасы Иркутка получены радиоуглеродные даты  $9800 \pm 1300$  и  $10\ 380 \pm 80$  лет, для аллювия II террасы —  $31\ 860 \pm 37$ ,  $37\ 000 \pm 500$  и  $40\ 060 \pm 820$  лет назад [Путеводитель..., 1981], а также более 51 000 лет назад [Кинд и др., 1975].

Тогда IV и V террасы высотой, например, для Иркутка соответственно 40 и 60 м можно отнести к среднему плейстоцену. Это подтверждается находкой зуба трогонтериевого слона в отложениях IV террасы Ангары [Геология..., 1983] и IV террасы Енисея, прогрессивной формы *Equus sanmeniensis* в отложениях более высокой, 50–60-метровой, террасы Ангары, соответствующей V террасе Иркутска [Там же], а также термолюминесцентными датировками аллювия 45-метровой террасы р. Халкин-Гол, возможно аналогичной IV или V террасам других рек:  $120 \mp 18$ ,  $180 \mp 26$  и  $260 \mp 36$  тыс. лет назад [Девяткин, 1981]. Как показали наши исследования, IV и V террасы Иркутка хорошо увязываются с развитыми в районе пос. Монды конечными моренами двух среднеплейсто-

ценовых оледенений (видимо, самаровского и тазовского). Тогда (по оценке времени оледенений [Алексеев и др., 1984]) период формирования IV террасы Иркута будет ограничен интервалом времени примерно от  $180 \pm 40$  до  $100-110$  тыс. лет, а V – от  $290 \pm 59$  до  $180 \pm 40$  тыс. лет назад.

VI терраса (для Ангары 50–60-метровая, а для Иркута 80-метровая) окажется, скорее всего, связанной с шайтанским оледенением раннего плейстоцена и с тобольским межледниковьем начала среднего плейстоцена, т.е. с временем от  $290 \pm 59$  до  $500(?)$  тыс. лет назад, так как, например, отложения VII (100–110-метровой) террасы Иркута, представленные крупновалунным галечником, вскрытым карьером у д. Быстрой, оценены как эоплейстоценовые [Путеводитель..., 1981], т.е. имеют возраст ориентировочно от 800 тыс. до 1,8 млн лет.

Для кинематической характеристики разломов Байкальской рифтовой зоны нами использовались также литературные данные о морфологии и направлении подвижек, полученные при изучении сейсмодислокаций и палеосейсмодислокаций, а также механизмы очагов некоторых землетрясений.

## 7.2. КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СЕЙСМИЧНОСТИ<sup>1</sup>

### 7.2.1. ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны образован субширотной Тункинской впадиной и расположенными под прямым углом к ней субмеридиональными Хубсугульской и Дархатской котловинами Монголии (рис. 83, см. вкл.). Южные структурные продолжения котловин отсекаются Цэцэрлэгским разломом, представляющим собой восток-северо-восточную ветвь субширотного Хангайского или Болнайского левостороннего сдвига [Землетрясения..., 1985]. По данным В.Г. Трифонова (см. гл. 5), Цэцэрлэгский разлом также является левосторонним сбросо-сдвигом, обновившимся во время землетрясения 1905 г. Левосдвиговая компонента позднеплейстоценово-голоценовых движений по восточной части этого разлома установлена нами по изгибу русел водотоков к северу и северо-западу от оз. Эрхил-Нур.

Хубсугульская котловина с ее южным структурным продолжением – грабеном верховьев долины р. Эггын-Гол – с запада ограничена субмеридиональным сбросом с азимутом простирания  $10^\circ$ . В 20 км к северу от с. Хатгал, там, где имеется выступ берега в сторону озера, на протяжении 25 км сброс выражен серией ступеней (рис. 84) с пологими ( $5-10^\circ$ ) поверхностями, запрокинутыми на запад, и крутыми ( $30-50^\circ$ ) склонами, оборванными разрывами. Первая, считая от озера, имеет высоту 25 м и ширину 100–150 м, вторая – соответственно 90 и 200 м, третья – 140 и 400 м, четвертая – 200 и 450 м, пятая – 260 и 500 м, шестая – 360 и 1200 м, седьмая ступень имеет высоту 460 м. Вдоль подножия расположенного западнее субмеридионального хребта с отметками 2515 и 2961 м, ограниченного сбросом амплитудой от 400 до 960 м, протягивается приразломный грабен, выходящий у с. Хатгал к берегу озера. В целом суммарная амплитуда смещений по субмеридиональным сбросам западного берега оз. Хубсугул и его южного структурного продолжения увеличивается с юга на север от 600–700 до 1600–1700 м (с учетом озерных глубин). В 5–6 км западнее описанных ступеней к южной оконечности оз. Хубсугул протягивается параллельная берегу зона дробления, разрабатываемая долиной р. Улхэн-Сайр. Характерно, что ее русло по направлению совпадает с трещинами в кристаллических породах, ориентированными на север ( $0^\circ$ ), северо-восток ( $40^\circ$ ) и северо-северо-запад ( $340^\circ$ ). Причем трещины первых двух систем – открытые, зияющие, последней – притертые. Конфигурация восточного и северного берегов оз. Хубсугул подчинена разрывам и системам трещин

<sup>1</sup> Рассмотрена осевая зона рифтовой системы.

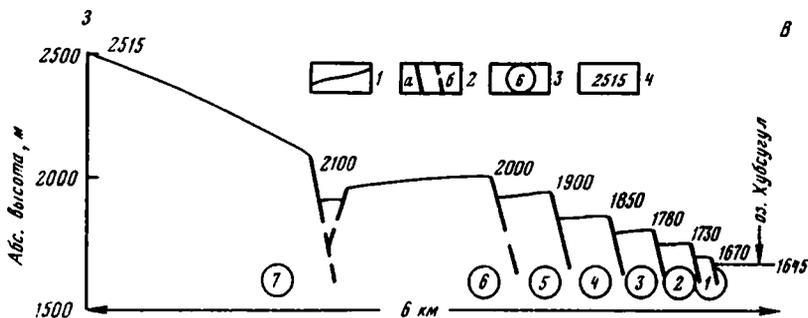


Рис. 84. Система сбросовых ступеней (с их абсолютными отметками, м) и приразломный грабен западного берега южного окончания оз. Хубсугул

1 — земная поверхность; 2 — тектонические разрывы: а — достоверные, б — предполагаемые; 3 — номера сбросовых ступеней; 4 — абсолютные высоты, м

тех же направлений. В то же время не исключено, что общее простирание восточного берега озера определяется субмеридиональными ( $10^\circ$ ) простираниями эшелонированных сбросов с амплитудами не более 500 м, обрывающих выходы базальтов и скрытых под водой.

Дархатская котловина и ее южное структурное продолжение — две небольшие впадины, названные нами Томская и Алтаргоинская, — ограничены с востока Главным Дархатским разломом сложной морфологии, с амплитудой, увеличивающейся с юга на север от 200–300 до 1500 м (без учета мощности отложений впадины). Отдельные его отрезки ориентированы на северо-северо-восток ( $20^\circ$ ), северо-восток ( $30-40^\circ$ ), восток-северо-восток ( $65-70^\circ$ ), широтно ( $270^\circ$ ), меридионально ( $0^\circ$ ), на северо-северо-запад ( $340^\circ$ ) и северо-запад ( $300-310^\circ$ ) (см. рис. 83). Западный борт впадины пологий, осложненный на участках максимального прогибания малоамплитудными разрывами, что придает впадине асимметричную форму. В целом Дархатская котловина состоит как бы из двух частей: южной — узкой, ступенчато погружающейся на северо-северо-восток, и северной — более широкой, ромбовидной, ориентированной на северо-северо-запад.

В Томской впадине длиной 30 и шириной около 10 км южное окончание Дархатского разлома северо-восточного простирания ( $30-40^\circ$ ) выражено в рельефе резким уступом высотой около 200 м. Активное позднеплейстоцен-голоценовое прогибание осевой части впадины проявлено в снижении высоты I террасы р. Дунд-Том-Гол с 40 до 20 см, в заболачивании поймы реки, расширении ее русла от 1,5–2 до 5 м и в сильном его меандрировании перед уступом, вплоть до поворота вспять. Изгибов долины в зоне разлома, которые свидетельствовали бы о наличии сдвига, не наблюдается. О недавнем подновлении разлома (по-видимому, сбросового характера) свидетельствует дизъюнктивная дислокация делювиально-пролювиальных отложений предгорного шлейфа и осложненная оползневыми цирками ступень высотой 35 м, возможно, сейсмогенного происхождения. Субширотной трещиной растяжения длиной 10 м, глубиной и шириной 0,5 м в зоне разлома деформирован средневековый (кыргызский?) могильник 9–12 вв., что свидетельствует о молодости последних подвижек по разлому.

Собственно Дархатская впадина начинается за перевалом Уулин-даба. Простирание Дархатского разлома здесь резко меняется на субширотное, северо-восточное и субмеридиональное. Он как бы отступает на восток, "позволяя" впадине расширяться до 40 км. Сочленение восточного приподнятого блока с опущенным очень резко: на расстоянии 3–5 км размах рельефа может достигать 800–1300 м. Ширина зоны разлома колеблется от нескольких десятков метров до первых километров. Как правило, наиболее велика она на участках северо-восточного простирания, где появляются системы кулис и где по деформациям террас и продольных профилей водотоков нами устанавливается существование нескольких, по-видимому, не слишком крутых сбросо-

вых уступов. Для субширотных отрезков разлома типичны более крутые углы падения главной плоскости сместителя ( $75-80^\circ$ ) и наличие приразломного грабена. Наиболее узкими и круто падающими ( $82-88^\circ$ ) являются субмеридиональные участки Дархатского разлома. Возле них резко задираются вверх озерные или речные террасы. Так, в долины безымянного ручья к востоку от высоты 2926 м на одном из таких участков разлома на расстоянии 600 м высокая пойма изменяет свою относительную высоту от 0 до 0,8 м, I терраса — от 0 до 1,5, II — от 0 до 3, III — от 2,5 до 6, а IV — от 5 до 40 м. Опираясь на вышеизложенную стратификацию террас и предполагая равенство скоростей эрозионного врезания водотоков и воздыманий, можно рассчитать скорости вертикальных движений по разлому за позднплейстоцен-голоценовое время: по нашим данным, они равны 0,13–0,15 мм/год. Северо-западное и северо-северо-западное простирание Дархатский разлом приобретает в северной части котловины, где она опять начинает сужаться (см. рис. 83). Здесь разлом построен проще и, как правило, представлен единственной поверхностью сброса. Джарагольская сейсмогенная структура с высотой сбросового уступа от 1 до 2,5 м и протяженностью 5 км [Землетрясения. . . , 1985] свидетельствует о современном лодновлении Дархатского разлома на этом участке.

К северным оконечностям Хубсугульской и Дархатской впадин примыкает сложно построенная зона субширотного Байкало-Мондинского тектонического шва — древнего разлома, омоложенного новейшими движениями и протягивающегося отсюда вдоль южного, хамрадабанского борта Тункинской впадины к оз. Байкал и далее, видимо, вдоль северного борта Южно-Байкальской впадины (см. рис. 83). Шов хорошо дешифрируется на космических снимках (рис. 85, а) и изображен на некоторых геологических [Геологическая. . . , 1980] и специальных [Карта. . . , 1982] картах, хотя на поверхность "выходит" только в своей западной части, где получил название Харадабан-Мондинского. На водоразделе между Дархатской и Хубсугульской котловинами, в долине р. Ихэ-Хоро-Гол, вдоль Байкало-Мондинского шва протягивается приразломный грабен (см. рис. 84). При анализе рельефа на картах здесь выявляется вертикальное перемещение амплитудой 1000–1200 м и левосдвиговое смещение на 4 км.

У северного края оз. Хубсугул, по данным Б.Г. Поляка, Э.М. Прасолова и В.И. Кононова, в газах минеральных источников в зоне разлома отмечается повышенное содержание мантийного гелия —  $(20-80) \cdot 10^{-8} \text{ } ^3\text{He}/^4\text{He}$ , что свидетельствует о глубинности разлома. К востоку от северного окончания оз. Хубсугул Байкало-Мондинский разлом классифицируется как левосторонний сбросо-сдвиг [Шерман и др., 1973; Шерман, 1975]. Здесь по нашим наблюдениям, он выражен многоступенчатой системой кулисно расположенных сбросовых уступов (до 16), развивавшихся по древним зонам расланцевания, милонитизации, а иногда и графитизации пород, шириной 3–5 км. Плоскости сбросов, иногда сохранившиеся на склоне в виде зеркал скольжения, наклонены на юг ( $50-70^\circ$ ). Суммарная амплитуда смещений составляет примерно 1200–1400 м, что дает скорость новейших (точнее, плиоцен-четвертичных) вертикальных движений по разлому 0,4 мм/год. Кроме того (по изгибам русла р. Иркут и ее левых притоков), по каждому из откартированных нами сбросовых уступов фиксируются горизонтальные левосторонние подвижки величиной от 50 до 300 м, что в сумме, как показали наши подсчеты, составляет 2,2 км. Это позволяет оценить среднюю скорость плейстоценовых горизонтальных перемещений по разлому. Она равна 2,8 мм/год, т.е. в 7 раз превышает скорость вертикальных движений. Аналогичные скорости получаются при подсчете горизонтальных подвижек по коленообразным изгибам русла р. Иркут, совпадающим с плоскостями смещения тектонических уступов: 7,6 км, видимо, с конца плиоцена, т.е. около 3 мм/год.

О плейстоцен-голоценовой тектонической активности этого участка Байкало-Мондинского разлома свидетельствует образовавшийся в его зоне (в долине р. Хулугайша) вулкан, прорывающий, по нашим данным, морену максимального самаровского среднплейстоценового оледенения и возникший до тазовского оледенения второй половины среднего плейстоцена, морена которого прислонена к продуктам извержения вулкана. Это позволяет определить возраст вулкана в 180 тыс. лет. К востоку от пос. Хара-

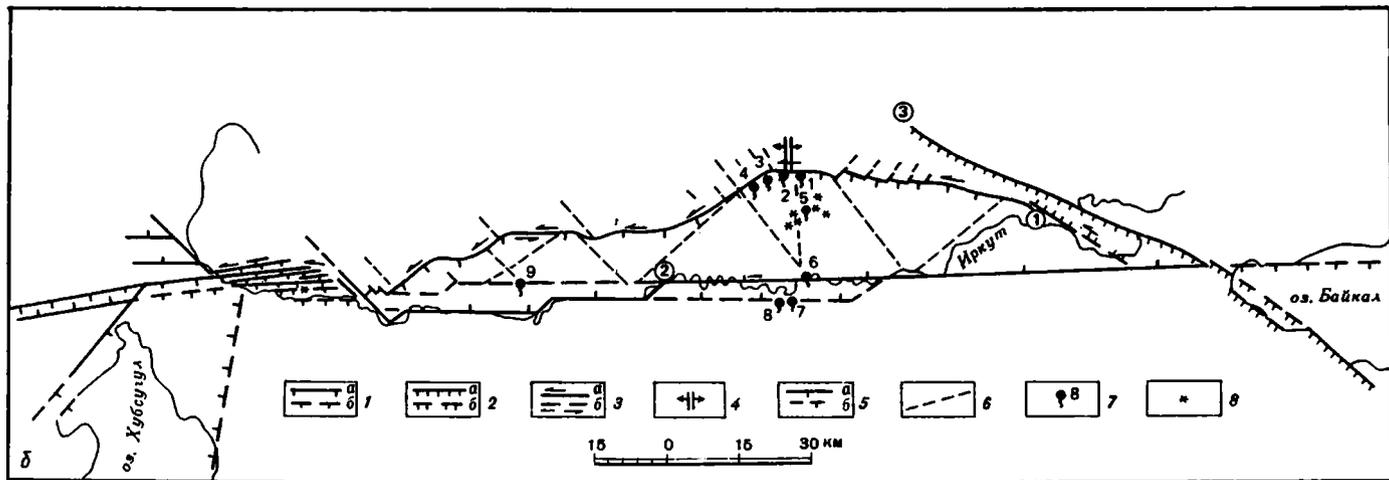
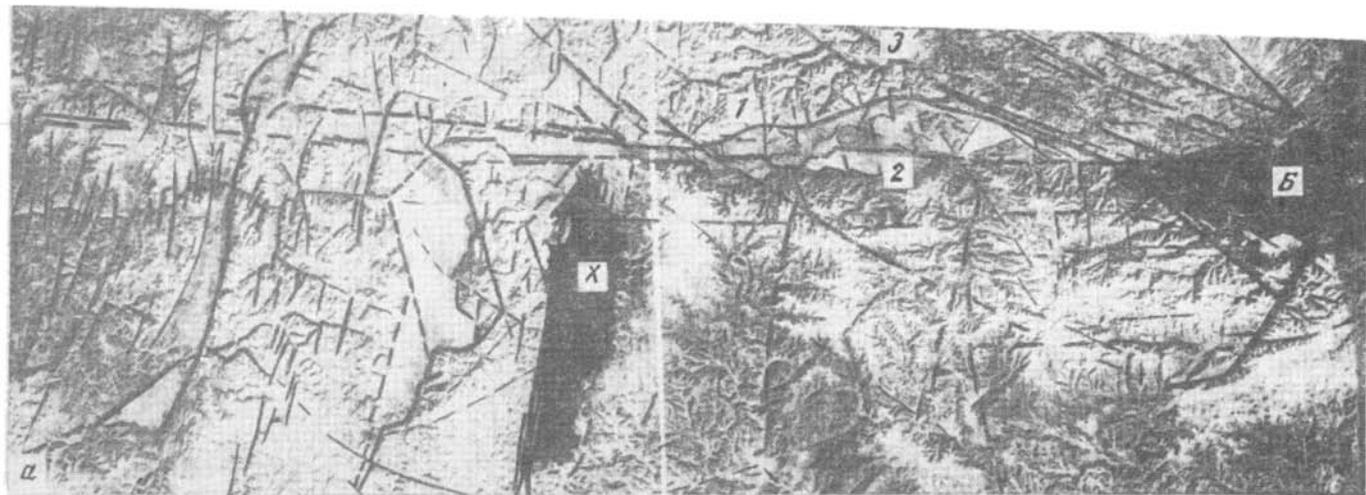


Рис. 85. Новейшая структура Тункинской впадины

*a* — фрагмент космического снимка "Метеор-31" (от 11 ноября 1981 г.) с отцифрованными линейными элементами: 1 — Тункинский разлом, 2 — Байкало-Мондинский разлом, 3 — Главный Саянский разлом, Озера: Б — Байкал, X — Хубсугул

*b* — схема четвертичных разломов Тункинской впадины (цифры в кружках): 1 — Тункинский, 2 — Байкало-Мондинский, 3 — Главный Саянский

1–6 — разломы (*a* — достоверные, *b* — предполагаемые): 1 — сбросы, 2 — взбросы, 3 — сдвиги (стрелка — направление смещения крыльев), 4 — раздвиги, 5 — неустановленного типа (бергштрих — в сторону опущенного крыла), 6 — предполагаемые, под чехлом кайнозойских осадков; 7 — минеральные источники (1, 2 — Аршан, 3 — Амиань, 4 — Папий Аршан, 5 — Кунтинский, 6 — Новый Жемчуг, 7 — Хонгор-Ула, 8 — Жемчуг, 9 — Нилова Пустынь); 8 — вулканы

дабан после пересечения с разрывом северо-западного простирания, дешифрируемым на космических снимках параллельно Главному Саянскому разлому, от вулканических построек Кропоткина и Перетолчина в Восточных Саянах к верховьям р. Снежной в хребте Хамар-Дабан (см. рис. 83), Байкало-Мондинский разлом имеет приподнятым уже южное крыло (хамардабанский борт Тункинской впадины). На значительном протяжении его разрабатывает долина Иркута, восточнее он выражен флексуорообразным перегибом позднеплиоценовой поверхности выравнивания, древней (ныне сквозной) долиной Иркута и спрямленными участками русел ряда рек. О современной тектонической активности и глубоко проникновении Байкало-Мондинского разлома в земную кору свидетельствуют приуроченные к нему минеральные источники с повышенным содержанием мантйного гелия (Нилова Пустынь —  $280 \cdot 10^{-8} \text{ }^3\text{He}/^4\text{He}$ , Новый Жемчуг —  $1120 \cdot 10^{-8} \text{ }^3\text{He}/^4\text{He}$  [Ломоносов, Пампура, 1978]) и сильные землетрясения: 22 августа 1814 г. у пос. Шимки — 9 баллов; 24 февраля 1820 г. в Туране — 9 баллов; 8 и 19 марта 1829 г. в Туране и пос. Шимки — 9 баллов ( $M = 7,0$ ); 10 августа и 22 октября 1958 г. в Кырене — 5–6 баллов и др. Мондинское 9-балльное землетрясение 5 апреля 1950 г. ( $M = 6,75$ ), разрушившее пос. Монды, было результатом вертикального смещения суммарной амплитудой 0,8 м по нескольким сбросовым уступам разлома с признаками левосторонних смещений на 10–15 см по каждому уступу [Сейсмогеология. . . , 1975]. В пос. Монды обрушились потолочные балки и крыши домов, что было вызвано их общим горизонтальным движением к западу [Сейсмогеология. . . , 1977].

К левосторонним сбросо-сдвигам относится и Тункинский разлом [Шерман и др., 1973; Шерман, 1975; Разломы. . . , 1977], сложной ломаной линией обрамляющий с севера Тункинскую впадину (см. рис. 83). Некоторые исследователи [Шерман, Леви, 1976, 1978; Шерман, 1981, 1982] придают ему роль трансформного разлома Байкальской рифтовой зоны. Нами установлено, что в зависимости от простирания отдельных отрезков Тункинского разлома закономерно меняется не только его морфология (ширина зоны, углы падения плоскости сместителя, наличие одного или нескольких уступов), но и соотношение амплитуд (и скоростей) вертикальной и горизонтальной составляющих движений. Так, на взбросовом (по характеристике Горской сейсмогенной структуры [Сейсмогеология. . . , 1968]) Тибельтинском участке Тункинского разлома северо-западного простирания ( $312^\circ$ ) с одной плоскостью сместителя позднеплейстоцен-голоценовые скорости горизонтальных левосторонних перемещений, равные 0,4–0,7 мм/год, превышают скорости вертикальных подвижек в 2 раза, на Туботском участке запад-северо-западной ориентировки ( $280\text{--}290^\circ$ ), где появляется несколько сбросовых ступеней с углом падения  $60\text{--}70^\circ$ , — в 5 раз, достигая 1 мм/год, а на субширотных, тоже многоступенчатых сбросах Аршанской сейсмодислокации и Хубытынском уступе с углами падения  $70\text{--}80^\circ$  — в 10 раз, увеличиваясь до 4,5 мм/год.

Таким образом, чем ближе разлом к субширотному простиранию, тем больше по отношению к вертикальной левосторонняя сдвиговая составляющая движений по нему<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> В.В. Ружич [1972; Ружич и др., 1972; Шерман и др., 1973] к северу от Тункинского разлома установил даже надвиги преимущественно северо-западного простирания ( $330^\circ$ )

В то же время на участке северо-восточного простираия ( $50^\circ$ ) развит один сбросовый уступ и вертикальные скорости позднеплейстоцен-голоценовых движений, равные 0,8 мм/год, вдвое больше левосдвиговых: 0,3–0,4 мм/год за тот же отрезок времени [Лукина, 1988]. О высокой современной тектонической активности и большой глубине проникновения в земную кору Тункинского разлома свидетельствуют приуроченные к нему Аршанская и Торская сейсмогенные структуры [Хромовских, 1965; Сейсмоструктурная..., 1968; Сейсмоструктурная и сейсмичность..., 1975], многочисленные термальные минеральные источники (Аршан с повышенными значениями мантийного гелия –  $950 \cdot 10^{-8} \text{ }^3\text{He}/^4\text{He}$  [Ломоносов, Пампура, 1978], Амиань, Субурга, Папий Аршан и др.), а также землетрясения с гипоцентрами на глубинах  $20 \pm 5$  км.

### 7.2.2. ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Южно-Байкальская впадина имеет на западе субширотное, а на востоке северо-восточное простираие. Глубина ее достигает 1400 м. Северный берег ее от Култука и почти до порта Байкал оборван системой кулисно расположенных разрывов субширотного простираия, представляющих собой восточную ветвь Байкало-Мондинского разлома, имеющего шарнирный характер – здесь у него поднято северное крыло. Каждая из кулис разлома смещена к северу по отношению к более западной и, возможно, связана с узкими тектоническими блоками предгорий Восточного Саяна, протянувшимися в северо-западном направлении параллельно Главному Саянскому разлому. На космических снимках видно, что субширотная дизъюнктивная структура северного берега Байкала может иметь продолжение на его восточном берегу, к югу от дельты Селенги. На карте неотектоники горного обрамления юга Восточной Сибири [Леви, Шерман, 1983] оно изображено как левосторонний сбросо-сдвиг.

В районе портов Байкал и Листвянки конфигурацию побережья озера определяют разломы северо-восточного ( $50^\circ$ ) и северо-западного ( $320^\circ$ ) простираия. Они проявлены в батиметрии озера: первые – в виде крутого ( $45\text{--}50^\circ$ ) глубоководного склона, расположенного всего в 40–50 м от уреза воды, вторые – в виде поперечных ступеней [Лут, 1964]. По изгибу русла р. Голоустной по разлому северо-восточного направления, помимо вертикальных сбросовых, можно констатировать и левосдвиговые молодые перемещения.

Далее на восток от мыса Нижние Хомуты линия байкальского берега совпадает с Приморским, или Обручевским, сбросом (см. рис. 83), который на юге имеет простираие  $30^\circ$ . Здесь его сбросовая природа подтверждается морфологией Приморской и Красноярской сейсмоструктур [Сейсмоструктурная..., 1968].

Юго-западный берег Южно-Байкальской впадины образован системой сбросовых уступов разлома Черского северо-западного простираия ( $312^\circ$ ), являющегося фактически, как это видно на космических снимках (см. рис. 85, а), юго-восточным продолжением Главного Саянского разлома. Изучение сейсмогенных структур Бабхи и Снежной [Хромовских, 1965; Сейсмоструктурная..., 1968] и анализ изгиба русел пересекающих разлом водотоков позволяют классифицировать разлом как левосторонний сбросо-сдвиг с преобладающей вертикальной компонентой движения.

На юго-востоке разлом Черского отсекается разломом р. Снежной северо-восточного простираия ( $35^\circ$ ) (см. рис. 83), который представляет собой сброс с опущенным северо-западным крылом. Это подтверждается морфологией Осиновско-Кедровой сейсмогенной дислокации [Сейсмическое..., 1977]. Возможно, что разлом р. Снежной, выраженный в батиметрии озера уступами [Лут, 1964], является структурным продолжением Приморского (Обручевского) сброса (того же простираия) западного берега Байкала. Тогда здесь налицо шарнирный характер двух ветвей одного разлома.

От устья р. Выдриной до г. Бабушкина юго-восточный берег Байкала практически совпадает со сбросовым уступом Танхойского разлома, ориентированного на восток-северо-восток ( $70^\circ$ ). Здесь резко увеличиваются крутизна подводного склона и глубины озера [Лут, 1964]. К сожалению, данные о молодых горизонтальных движениях

по этому разлому ограничены. На Карте неотектоники Прибайкалья и Забайкалья [1982] он изображен как левосторонний сбросо-сдвиг.

Восточнее Танхойский разлом пересекается дугообразным Дельтовым сбросом с простиранием по азимутам  $30^\circ$  на юге и  $50^\circ$  на востоке, подтвержденным промерами глубин [Лут, 1964], а также Мантурихинской, Посольской и Истокской сейсмогенными структурами. Здесь же геофизическими исследованиями выявлен субмеридиональный разлом, ограничивающий Истокский сор с запада и проходящий вдоль песчаных отмелей, отчленяющих его от акватории Байкала [Сейсмотектоника. . . , 1968; Сейсмическое. . . , 1977]. Как известно, и залив Провал возник в результате опускания блока земной коры по субширотному и субмеридиональному сбросам высотой до 8 м во время Цаганского землетрясения 12–13 января 1862 г. [Сейсмическое. . . , 1977]. Сбросы были обновлены на протяжении 10 км во время Среднебайкальского 9-балльного землетрясения 29 августа 1959 г. [Там же].

Среднебайкальская впадина с максимальными глубинами свыше 1600 м, прослеживающимися примерно от середины о-ва Ольхон до Южного Изголовья п-ова Святой Нос [Лут, 1964], вытянута в северо-восточном направлении и имеет сложную морфологию. От Южно-Байкальской впадины она отделена перешейком с минимальными глубинами 360 м, от Северо-Байкальской – диагональной перемычкой подводного Академического хребта с глубинами 300–400 м, протягивающегося от северной оконечности о-ва Ольхон – мыса Хобой – к Ушканьим островам и далее к мысу Валукан восточного берега Байкала, ограниченного с юго-восточной стороны резким, по-видимому, сбросовым уступом. Наличие наклоненных озерных террас на склонах Ушканьих островов [Ламакин, 1952] свидетельствует об асимметричном поднятии подводной возвышенности Академического хребта, осложненной более мелкими разрывными нарушениями [Лут, 1964].

На западе Среднебайкальская впадина ограничена дугой Приморского, или Обручевского, сброса (см. рис. 83), протянувшегося более чем на 200 км по азимуту  $40^\circ$  у подножия Приморского хребта в Западном Приольхонье и по азимуту  $50$ – $55^\circ$  – севернее, вдоль западного берега Малого моря. Как показывает анализ космических снимков (рис. 86) [Дешифрирование. . . , 1982] и крупномасштабных топокарт, вдоль уступа сброса протягивается приразломный грабен, постепенно расширяющийся на северо-восток от 1 км в районе устья р. Бугульдейка до 4 км в районе залива Мухур Малого моря. Существование его подтверждается накоплением аллювия древних продольных долин, позднеплиоцен-плейстоценовыми дислокациями в долине р. Анги (рис. 87) и подновлением его юго-восточного борта по сейсмогенной структуре Тонта со смещениями амплитудой до 50 м [Сейсмотектоника. . . , 1968]. Центральная часть акватории Малого моря представляет собой северо-восточное продолжение этого грабена. В районе долины Анги суммарная вертикальная амплитуда смещения по Обручевскому сбросу составляет 650 м, по сбросу противоположного борта грабена – 120 м; средние скорости новейших вертикальных движений равны соответственно 0,36 и 0,07 мм/год. Таким образом, в целом Приольхонский блок опущен примерно на 500–530 м по отношению к приподнятому западному блоку Приморского хребта.

Анализ четвертичных отложений и некоторых форм рельефа – террас и поверхностей выравнивания – позволяет представить историю развития этого участка Прибайкалья следующим образом. Поднятие Приморского хребта началось в конце позднего плиоцена, когда заложились продольная сеть речных долин. Вдоль них в эоплейстоцене отложились толщи аллювиальных осадков: в верховьях Анги и Бугульдейки – косослоистые галечники, пески и лёссовидные суглинки манзурской свиты, вскрытые разрезом у с. Косая Степь, а вдоль приразломного грабена – палево-желтые пески 60–70-метровой террасы Анги. В результате интенсивного подъема Приморского хребта и движений по Обручевскому сбросу в плейстоцене сформировались antecedentные долины со стоком в Байкал, осуществившие перехват продольных рек, принадлежавших ранее к бассейну Лены. В долине Анги образовалась серия четвертичных террас. Со второй половины голоцена и по настоящее время, по-видимому, происходит подъем



Рис. 86. Космический снимок Приморского, или Обручевского, сброса и приразломного грабена в Западном Приольхонье, сделанный камерой МКФ-6 со спутника "Союз-22" в июле 1976 г. [ Дешифрирование . . . , 1982 ]

северо-западной части Приольхонья (что подтверждается сейсмогенным обновлением разлома структуры Тонта) и опускание его юго-восточного края (о чем свидетельствует заболачиваемость позднеголоценовой поймы Анги и развитие эстуария в ее устье). В.В. Ламакин [1968] описал гроты Приольхонского побережья, недавно погружившиеся под урез воды в Байкале.

К северо-востоку Приморский разлом выражен кулисной системой сбросовых ступеней. Это хорошо видно из описания сейсмогенной структуры Сарма [Сейсмотектоника. . . , 1968]. Вертикальная амплитуда смещения по разлому увеличивается здесь до 1000–1200 м и достигает 1800 м у северо-восточной окраины Малого моря. Таким образом, средняя скорость вертикальных движений по сбросу может быть оценена в 0,9 мм/год. Констатируется продолжение сброса высотой 200 м в рельефе дна озера [Лут, 1964].

Принято считать, что вдоль восточного берега Приольхонья и о-ва Ольхон протягивается ответвляющийся от Приморского (Обручевского) сброса Ольхонский разлом (рис. 88). Анализ конфигурации береговой линии и батиметрии озера показал существование на этом участке Байкала нескольких цирков – дугообразных, практически вертикальных стенок отрыва тектонических блоков-оползней (см. рис. 83). Как известно, как раз к восточному берегу о-ва Ольхон приурочены наибольшие глубины Байкала – до 1622 м. Перепад высот в 2500 м, крутизна берега и подводного склона, видимо, и определяют постоянное обрушение берега по системе дугообразных тектонических сколов, которые продолжаютя и вдоль юго-восточного склона подводного Академического хребта [Лут, 1964]. Средняя скорость новейших движений здесь может быть оценена примерно в 1,6 мм/год.

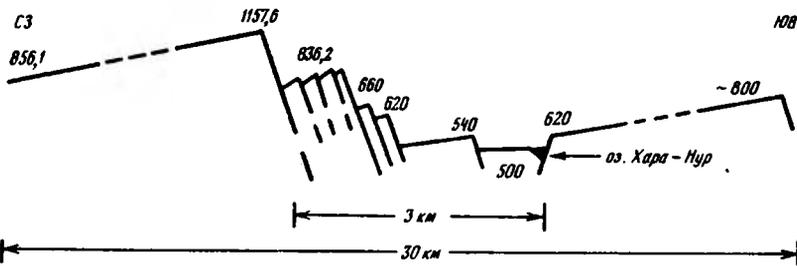


Рис. 87. Позднеплиоцен-плейстоценовые дислокации (приразломный грабен) в долине р. Анги  
Указаны абсолютные высоты, м



Рис. 88. Сбросовый характер Приольхонского берега оз. Байкал

Видимо, такую же природу имеет и Онгуренский берег Байкала между мысами Арал и Рытый. Здесь описаны сейсмогенные и сейсмогравитационные структуры (Аральская, Элегей и Большая Рита), представляющие собой системы вытянутых вдоль берега Байкала субпараллельных сбросовых уступов или обвальных амфитеатров амплитудой от первых десятков до первых сотен метров, часто с выраженными зеркалами скольжения, стенками и рвами отрыва или цепочкой эллипсовидных воронок у тыловых швов глубиной от единиц до полутора десятков метров [Сейсмотектоника..., 1968]. По данным В.В. Ламакина [1968], волноприбойные гроты на этом участке берега Байкала залиты водой. На суше намечился опустившийся уже на несколько сот метров тоже дугообразный блок.

Восточный берег Среднебайкальской впадины ограничен кулисной системой прямолинейных разрывов сбросового характера, имеющих простирание  $50^\circ$  (см. рис. 83): Бакланым, Гремячинским, Туркинским, Горячинским, Катковским, Безымянным и др. Во многих местах (у подножия хребта Улан-Бурга в районе бухты Таланка, в бассейне Максимихи и Шанталыка, в устье р. Баргузин и у оз. Арангатуй) помимо вертикального смещения по разрывам (по изгибам русел рек) констатируется и незначительное левосдвиговое. То же зафиксировано при описании сейсмогенных структур Саранхур и Шаманка у Баргузинского и Шаманского разломов, имеющих на этих участках простирание также  $50^\circ$ . В ряде мест к зонам разломов приурочены выходы термальных минеральных вод с повышенными значениями мантийного гелия —  $(20-80) \cdot 10^{-8} \text{ } ^3\text{He}/^4\text{He}$ .

По данным геоморфологического анализа топоосновы, элементы левостороннего сдвига на фоне сбросовых перемещений проявлены по Улючканскому разлому, простирающемуся по азимуту  $50^\circ$ . По Малому Чивыркуйскому, Чивыркуйскому и Святоносскому разломам с простираниями  $40^\circ$  фиксируются сбросовые смещения. Описанные

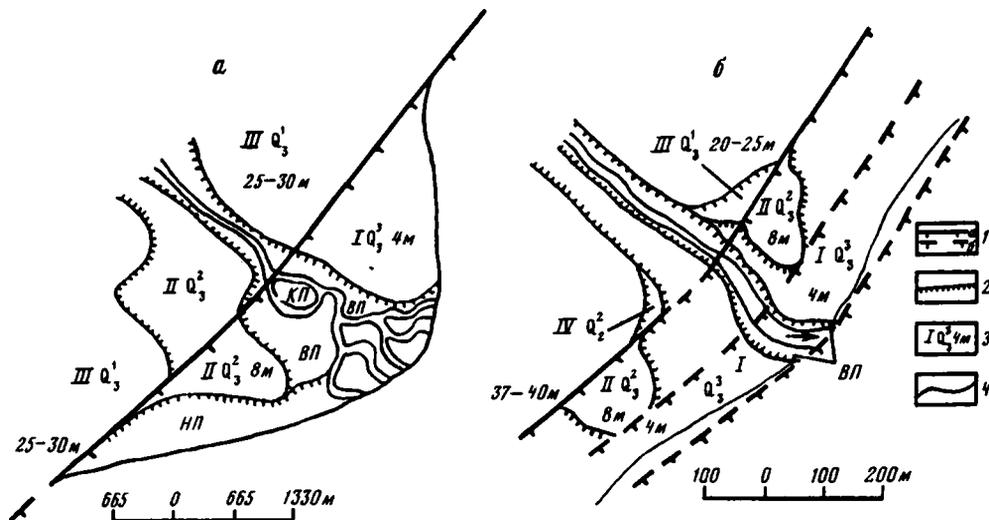


Рис. 89. Проявление Байкало-Конкудерского разлома

*a* – в устье р. Тыи; *б* – в устье р. Сырой Молокон

1 – сбросы (*a* – достоверные, *б* – предполагаемые); 2 – уступы террас; 3 – номера террас, их возраст и относительная высота; 4 – береговая линия оз. Байкал (схематично)

здесь сейсмогенные структуры: Нестериха [Сейсмотектоника. . . , 1968], Малочивиркуйская и Святоноская [Сейсмическое. . . , 1977] – охарактеризованы как преимущественно сбросовые дислокации.

Северо-Байкальская впадина вытянута в северо-северо-восточном направлении ( $30^\circ$ ). Глубина ее не достигает 1000 м. Западный берег – Байкальский хребет – резко ограничен почти прямолинейным Северобайкальским разломом того же простирания (см. рис. 83), хорошо выраженным в крутизне подводного склона и осложненным лишь несколькими дугообразными разрывами опустившихся тектонических блоков-оползней. Примером таких разрывов может служить обвальная амфитеатр сейсмогенной структуры Шартлай с обнажившейся поверхностью сместителя высотой 880 м. В районе мыса Покойники, где Северо-Байкальский разлом имеет азимут простирания  $15^\circ$ , оперяющие сейсмогенный сброс трещины указывают на правостороннее перемещение [Сейсмотектоника..., 1968]. Такой же характер движений устанавливается по смещению элементов рельефа сейсмогенной структурой Солонцовая [Там же]. Севернее, где Северо-Байкальский разлом простирается по азимуту  $30^\circ$ , сейсмогенные структуры Среднекедровая и Хибелен (по данным тех же авторов) и Котельниковская (по данным А.В. Чипизубова [Геология..., 1985а]) имеют исключительно сбросовый характер. Сбросовый характер имеет Северо-Байкальский разлом и на участке от мыса Большой Черемшаный до мыса Лударь; здесь можно проследить несколько ступенчатых сбросовых уступов. В районе Слюдянской губы, где разлом хорошо выражен в батиметрии озера [Лут, 1964], он отсекается молодым Байкало-Конкудерским швом. Примерно здесь же происходит разветвление на серию веерообразно расходящихся на север разломов субмеридионального и северо-восточного простирания. Это Аkitканский и Передовой (или Краевой), Окунайский, Грамнинский, Левоминьский, Абчадский, Тья-Абчадский (или Мамско-Нюрюндуканский) разломы. Большинство из них имеют характер взбросов или вертикальных швов, иногда с элементами правосторонних смещений [Леви, Шерман, 1983; Геология..., 1984].

Байкало-Конкудерский разлом протягивается вдоль западного Байкальского побережья на северо-восток ( $40^\circ$ ). Его морфология может быть установлена в устье Тыи, где им оборвана III (25–30-метровая) терраса, по-видимому, ранняя из позднелайстоценовых. Дельта Тыи, пойма и I терраса, поздняя из позднелайстоценовых,

в устье реки располагаются уже на опущенном крыле разлома (рис. 89. а) о чем свидетельствует погибающий полузатопленный лес на ее низкой пойме. Более низкие сбросовые ступени нарушают дельту Тьи уже под урезом оз. Байкал [Луц, 64].

Вертикальными движениями по разному объясняются увеличенная на 5–10 м высота III террасы и меньшие высоты более низких террас: II – 8 м по сравнению с обычными 12–14 м, I – 3–4 м по сравнению с обычными 6 м. Зная время завершения формирования каждой из террас – 10 тыс. лет для I, 25 тыс. лет для II и 55 тыс. лет назад для III [Лукина, 1984, 1988], можно высчитать скорость вертикальных смещений по Байкало-Конкудерскому разлому. На протяжении позднего плейстоцена и голоцена она равна 0,2 мм/год. В то же время суммарная амплитуда смещений (не менее 1200–1500 м) дает большие средние скорости новейших движений – порядка 0,7 мм/год. Надо думать, что скорости 0,2 мм/год связаны со смещениями только по одной из сбросовых ступеней разлома; остальные же располагаются на подводном склоне Байкала [Лут, 1964].

В устье р. Сырой Молокон (аналогично ситуации в устье р. Тьи) I и II террасы конуса выноса высотой соответственно 4 и 8,5 м располагаются на одной из опущенных ступеней Байкало-Конкудерского разлома, а III и IV с высотами 20–25 и 37–40 м – на приподнятом его крыле (рис. 89, б). В районе Нижнеангарска и далее к северо-востоку, в устье р. Ухты, видно, что Байкало-Конкудерский разлом имеет по крайней мере две ветви с вертикальными амплитудами смещения 400 и 140 м. I терраса низовьев р. Кичеры располагается уже на второй, опущенной ступени разлома, чем объясняется чрезвычайно низкая ее высота – всего 0,5 м над урезом реки и оз. Байкал. II терраса находится на первой, приподнятой ступени и имеет относительную высоту 10 м. К Байкало-Конкудерскому разлому, по-видимому, приурочено Нижнеангарское землетрясение 1931 г., в результате которого северное побережье Байкала опустилось на 2–2,5 м и часть пос. Дагара оказалась на уровне Байкала или даже ниже его [Геология..., 1985а].

Восточный берег Северо-Байкальской впадины на юге ограничен Черемшанским разломом и кулисно подставляющими его у пос. Сосновка разрывами, простирающимися по азимуту 40°. На карте неотектоники [Карта..., 1982; Леви, Шерман, 1983] они тракуются как сбросы. Вертикальная амплитуда смещений оценивается в 300–400 м [Лут, 1964], хотя она может быть и большей, так как размах рельефа с учетом прогибания байкальского дна достигает 1400–1600 м. На значительном протяжении берег здесь представлен отвесными скалами без пляжа и практически без волноприбойной платформы, причем дельта р. Черемшан также сброшена в озеро [Лут, 1964]. Современную активность разлома отмечал В.В. Ламакин [1968].

Севернее, от мыса Валукан вдоль левого берега Большой Речки, протягивается Большереченский разлом восток-северо-восточного простираения (60°) у берега Байкала и северо-восточного (45°) – в верховьях долины. С ним связаны выходы двух минеральных источников и Большереченская сейсмогенная структура, выраженная системой параллельных разлому сбросовых уступов длиной до 200 м, углами падения 60–70° и амплитудой смещения 8 м, упирающихся в субвертикальную трещину северо-западного простираения (320°) [Сейсмическое..., 1977]. До долины р. Кабаньей, по которой протягивается Кабаний разлом, параллельный Большереченскому, морфология берега озера определяется короткими и малоамплитудными разрывами того же северо-восточного простираения (55°). Они образуют систему горстов и односторонних (с крутыми северо-западными бортами), наклоненных к Байкалу грабенов, названных В.В. Ламакиным [1961, 1965, 1968] "защербам". Севернее восточный берег Байкала, ориентированный на северо-северо-восток (10°), осложнен кулисной системой расположенных под углом к нему сбросов, параллельных Северо-Байкальскому разлому (простираение 30°), с опущенными северо-западными крыльями. К некоторым из них, особенно на участках пересечения с разрабатываемыми многими долинами трещинами северо-западного направления (300–310°), приурочены выходы минеральных и термальных источников (Хакусы, Фролиха и др.). Как правило, они прослеживаются и

на дне оз. Байкал в виде подводных долин [Лут, 1964] с повышенными значениями мантийного гелия (по данным Б.Г. Поляка, Э.М. Прасолова и В.И. Кононова,  $(5-20) \times 10^{-8} \text{ }^3\text{He}/^4\text{He}$ ), что свидетельствует о глубинном характере этих разломов.

Нижнеангарская впадина является непосредственным структурным продолжением Северо-Байкальской. С запада до пос. Душкочан ее ограничивает северное окончание уже описанного Байкало-Конкудерского разлома с азимутом простирания  $30^\circ$ , продолжением которого является Кичерский разлом с азимутом простирания  $60^\circ$ . Многоступенчатый сбросовый характер этого шва с элементами левосторонних подвижек хорошо проявился в долине р. Холодной. Суммарная амплитуда вертикальных смещений (без учета величины прогибания впадины) составляет 730 м, горизонтальных — около 2500 м. Многоступенчатый характер сброса с вертикальной амплитудой смещения 1000–1200 м прослеживается и на более северном участке разлома с азимутом простирания  $50^\circ$ , однако левосдвиговая составляющая смещений здесь выражена несколько слабее. К северо-востоку, в районе озер Кичерское и Кулинда, разлом кулисно подставляется грабенообразной зоной дробления с азимутом простирания  $60^\circ$ . Здесь левосдвиговая составляющая движений приобретает превалирующее значение, что видно по изгибу русел, впадающих в озера ручьев. Восточный борт Нижнеангарской впадины значительно более пологий, чем западный. Он осложнен системой сбросовых ступеней Акулинского разлома [Геология..., 1984] северо-восточного (преимущественно  $40^\circ$ ) простирания. Амплитуды вертикальных смещений по ним — от нескольких десятков до первых сотен метров (см. рис. 83), по самой восточной из ступеней — 1000 м; горизонтальные смещения выражены слабо. В некоторых местах к ним приурочены выходы минеральных источников. Поперек впадины, в северо-западном направлении ( $300-310^\circ$ ), прослеживается прекрасно выраженная в рельефе и ландшафте "лестница" постепенно воздымающихся к северо-востоку ступеней с амплитудой смещения на дневной поверхности от единиц до первых десятков метров. Последние два уступа у отрогов Верхнеангарского хребта имеют амплитуды 250 и 400 м (см. рис. 83). По ним и происходит резкое замыкание Нижнеангарской впадины на северо-востоке.

### 7.2.3. СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны состоит из впадин преимущественно северо-восточной ориентировки (Верхнеангарской, Муяканской, Верхнемуйской, Муйской, Чарской и Токкинской), представляющих собой в целом субширотную зону прогибов, вытянутую примерно на 600–700 км.

Самая западная из впадин — Верхнеангарская — соединяется с Нижнеангарской узким грабеном субширотного простирания длиной 20 км, сбросовые борта которого ограничивают мандры р. Верхняя Ангара и низовья руч. Дзелинда. Русло последнего использует около десяти трещин разлома, протягивающегося вдоль северного борта грабена, смещаясь по каждой из них влево на 100–200 м, что может свидетельствовать о суммарной левосдвиговой составляющей движений 1500 м. Вертикальная амплитуда разлома составляет (без учета глубины прогибания грабена) примерно 700–800 м.

Южный шов зоны разлома в 1 км к северо-востоку от устья руч. Дзелинда осложнен 13-метровым, видимо, сейсмогенным уступом с уклоном  $45-50^\circ$ , смещающим аллювиально-пролювиальные отложения. На протяжении 1,5-километровой его длины высота уступа снижается до 3–6 м. Среднюю его часть пересекает молодая сбросовая трещина амплитудой 1,5 м, что свидетельствует о продолжающемся подновлении зоны разлома. У подножия уступа выходят на поверхность термальные воды Дзелиндинских минеральных источников (их всего десять) с температурой на поверхности от 34 до  $43^\circ$ . На восточном продолжении разлома, уже в пределах Верхнеангарской впадины, с ним связан Ченчинский минеральный источник на северном берегу оз. Чембуки.

Верхнеангарская впадина имеет в плане форму параллелепипеда, вытянутого в восток-северо-восточном направлении ( $60^\circ$ ), днище которого наклонено на запад-юго-запад. С северо-запада впадина ограничена Верхнеангарским многоступенчатым ку-

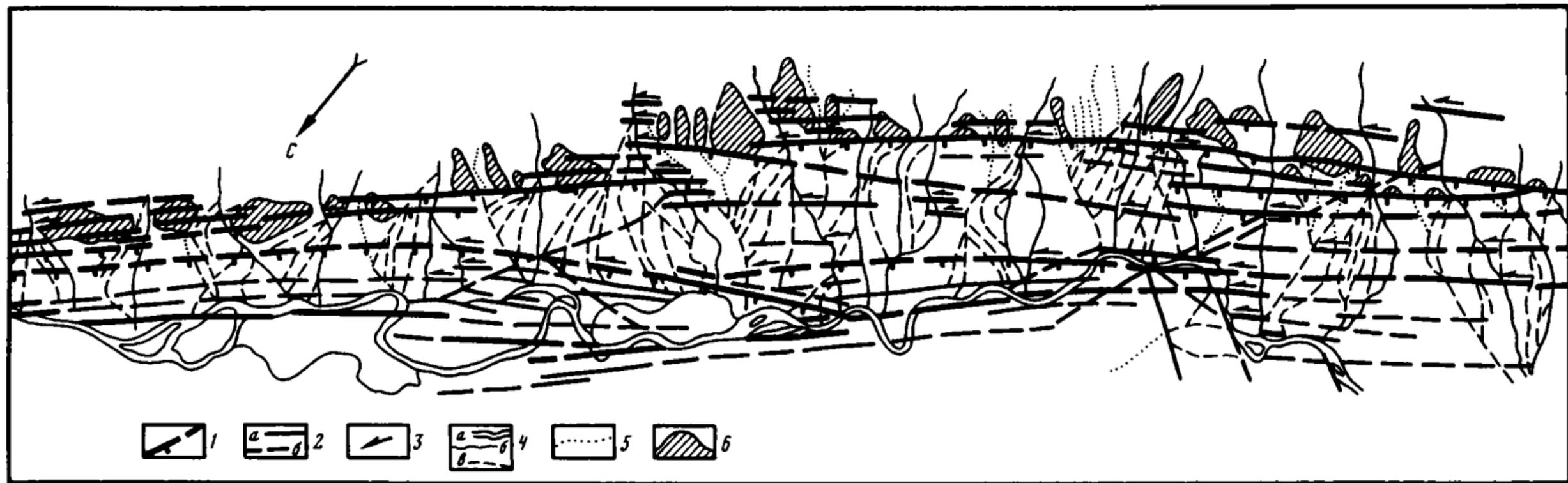
лисно построенным сбросом, с юго-востока — Северо-Муйским разломом. С последним связаны выходы на поверхность термальных Туриканских и других минеральных источников. На юго-западе и северо-востоке границы впадины определяются разрывами (простираение  $315-320^\circ$ , амплитуда 600–1000 м), с которыми связаны выходы на поверхность термальных минеральных вод источников с высоким содержанием глубинного гелия: Иркана, Чумбуки, Ченчи на юге и Чуро на севере. Параллельно этим разрывам располагаются зоны ступенчатого воздымания дна впадины с юго-запада на северо-восток, имеющие вертикальную амплитуду от нескольких десятков метров.

Сбросовый характер смещений по Верхнеангарскому и Северо-Муйскому разломам подтверждается морфологией приуроченных к ним и описанных в литературе сейсмогенных структур Огней и Янчуканская. Последняя, возможно, связана с 9-балльным Чуроканским землетрясением 1902 г. [Сейсмо тектоника..., 1968; Сейсмическое..., 1977; Курушин, 1978]. Зона Северо-Муйского разлома хорошо вскрыта долиной р. Котеры. Здесь она имеет ширину 500–800 м и представлена рассланцованными, раздробленными, милонитизированными и графитизированными породами, местами превращенными в муку. Падение их близко к вертикальному или имеет сбросовый характер. Разлом представлен кулисной серией разрывов, образующих продольные ступени вдоль бортов впадины. По изгибу русел стекающих с гор потоков, помимо вертикальных движений амплитудой 1500–2000 м (без учета глубины прогибания впадины), по Верхнеангарскому и Северо-Муйскому разломам восток-северо-восточного простирания мы обнаружили и левосдвиговые. Так, при дешифрировании аэрофотоснимков масштаба  $\sim 1:33\ 000$  25-километрового участка Северо-Муйского разлома (рис. 90) по сумме изгибов русел левых притоков основной долины на сбросовых уступах зоны разлома, кроме вертикальных движений амплитудой не менее 1000 м, нами устанавливаются левосторонние смещения, составляющие в сумме около 500 м.

Скорости вертикальных и горизонтальных смещений в позднем плейстоцене и голоцене, по нашим оценкам, равны соответственно 1 и 0,5 см/год. Как левые сбросо-сдвиги Верхнеангарский и Северо-Муйский разломы изображены и на Карте неотектоники региона Байкало-Амурской магистрали масштаба 1:3 000 000 под редакцией Н.А. Логачева [1983]. К северо-востоку от устья Ангаракана до самых истоков Верхней Ангары Северо-Муйский разлом, кулисно смещенный к юго-востоку, сохраняет ту же морфологию.

Восточное продолжение субширотного разлома, протягивающегося от Дзелиндинских источников и сейсмодислокации Дзелинда, в пределах Северо-Муйского хребта дешифрируется вдоль левого борта верховьев р. Янчуй, где к нему приурочен хорошо выраженный в рельефе субширотный тектонический уступ (Янчуйский разлом — ?) с приподнятым южным крылом. О левосдвиговом (помимо вертикального) смещении по этому разлому свидетельствуют изгибы русел притоков р. Янчуй и временных водотоков. В 14 км к северу, на Верхнеянчуканской сейсмогенной структуре, левосдвиговые смещения по параллельному субширотному разрыву в 2 раза превышают вертикальные перемещения [Сейсмическое..., 1977]. Расположенная под углом к ней Ковоктинская сейсмогенная структура, осложняющая Ковоктинский разлом, имеет преимущественно сбросовый характер дислокаций [Сейсмическое..., 1977].

Верхнеангарско-Муяканский водораздел, где располагается Северо-Муйский тоннель Байкало-Амурской магистрали, также осложнен системой разломов преимущественно северо-восточного ( $55-60^\circ$ ) и северо-западного ( $315^\circ$ ) направлений. К первому из них относится Ангараканский разлом, являющийся продолжением Ковоктинского и классифицируемый как левосторонний сдвиг с незначительной вертикальной составляющей движений (опущено северо-западное крыло) [Шерман и др., 1980]. О его активности свидетельствует Итыкитская сейсмогенная структура [Геология..., 1985 а]. Типичным представителем второй группы является Перевальский разлом, хорошо дешифрируемый на космических снимках типа "Метеор". По нему прослеживается гипсометрическая ступень в рельефе с приподнятым на 200–300 м северо-восточным крылом; предполагается падение зоны разлома на северо-запад. Возможно наличие



**Рис. 90.** Схема дешифрирования аэрофотоснимков участка Северо-Муйского разлома

1, 2 – сбросовые уступы: 1 – главные, 2 – второстепенные (а – достоверные, б – предполагаемые); 3 – направление сдвиговых смещений; 4 – долины: а – основная, б, в – русла притоков (б – современные, в – старые); 5 – временные водотоки; 6 – наклонные фасы гор, близкие к плоскостям смесителей разломов

левосторонних новейших движений. Таким образом, Перевальный разлом трактуется как взбросо-сдвиг [Геология..., 1985а].

Трещины северо-западного простирания – это притертые пологие (30–50°) надвиги, падающие на юго-запад. Они секут зияющие (до 1 см) северо-восточные трещины сбросового характера с падением на северо-запад под углом 80–85°. К узлам пересечения крупных трещин и разломов этих двух простираний приурочены выходы на поверхность минеральных вод источников Итыкит и Окусинкан.

По данным В.П. Солоненко с соавторами [Геология..., 1985а], зоны разломов Верхнеангарско-Муяканской горной перемычки обладают высшим сейсмическим потенциалом Байкальской рифтовой зоны. Наибольшая плотность эпицентров землетрясений приурочена к Перевальному разлому. Резко контрастные движения блоков земной коры перемычки установлены при повторной нивелировке (по подъему ее восточного участка со скоростью 8 мм/год и опусканию западного со скоростью 4,8 мм/год).

Кулисно по отношению к Верхнеангарской располагается Муяканская впадина. Она представляет собой узкий двусторонний грабен, ограниченный ломаными разломами как с северо-запада, так и с северо-востока. Вертикальное смещение по первому из них несколько меньше, чем по второму, Муяканскому, где оно достигает 1000–1200 м. В верховьях р. Муякан азимут простирания разломов равен 60° и ширина грабена превышает 4 км. Восточнее Муяканский разлом "отступает" на восток благодаря сочетанию отрезков северо-восточного (50–55°) и субширотного простирания и впадина расширяется до 10–11 км. Для нее, так же как и для Нижне- и Верхнеангарской впадин, характерно ступенчатое погружение по поперечным разрывам северо-западного простирания (315°), только не в юго-западном, а в северо-восточном направлении. О преимущественно сбросовом, близком к вертикальному характере молодых смещений по Муяканскому разлому свидетельствует морфология Муяканской сейсмогенной структуры с вертикальными смещениями до 6 м [Сейсмическое..., 1977]. Однако по изгибу русел левых притоков Муякана могут быть усмотрены и незначительные левосдвиговые перемещения по нему. Как левый сбросо-сдвиг Муяканский разлом трактуется и на картах новейшей тектоники [1982, 1983].

Муяканская впадина замыкается блоком, поднятым на 500 м по разрыву северо-западного простирания (315°), который, протягиваясь из долины р. Амнудда и образуя шарнир, служит также ограничением и северо-восточного окончания поднятия Муяканского хребта. Здесь его амплитуда поднятия увеличивается до 1000 м и поднятым является уже юго-западное крыло. Характерно, что шарнир разрыва располагается в точке пересечения с Муяканским разломом. Параллельно Муяканской впадине к юго-востоку от нее протягивается, кулисно подставляя одна другую, Верхнемуйская и Улан-Макитская впадины.

Первая представляет собой вытянутый на северо-восток двусторонний узкий грабен с межгорной перемычкой посередине. Юго-восточный борт грабена ограничен, так же как и в Муяканской впадине, крутым Верхнемуйским разломом с азимутом простирания 60°, северо-западный – серией менее выраженных ступеней того же простирания. Вертикальное смещение по Верхнемуйскому разлому (без учета прогибания впадины) превышает 1800 м. По изгибу русел правых притоков р. Муи устанавливается и левосдвиговая составляющая движений. Левосторонний сбросово-сдвиговый характер голоценовых перемещений по Верхнемуйскому разлому подтверждается морфологией сейсмодислокации Олия, где зафиксированы как вертикальные, так и горизонтальные 6–7-метровые смещения [Сейсмическое..., 1977].

Днище впадины осложнено поперечными перемычками и ступенями. Разрывная граница одной из них располагается на юго-восточном продолжении Перевального разлома. К месту пересечения ее с разломом, ограничивающим Верхнемуйскую впадину с северо-запада, приурочен эпицентр 9-балльного Северо-Байкальского землетрясения 1917 г. В пределах Южно-Муйского хребта, на пересечении структурного продолжения Перевального разлома с одной из ветвей Улан-Макитского разлома северо-восточного простирания, располагается сейсмогенная структура более раннего землетрясения –

Амнунда [Геология..., 1985а]. Это лишний раз подтверждает высокий сейсмический потенциал Перевального разлома. Еще далее к юго-востоку на его продолжении располагается структурное замыкание Ципинской рифтогенной впадины. И к юго-западу и к северо-востоку от описанного шва протягиваются параллельно ему аналогичные линейменты, видимо, также разрывного характера. Один из них служит юго-восточным продолжением разлома, протягивающегося вдоль северного борта Верхнеангарской впадины, совпадает с Верхнеянчужанской сейсмогенной структурой; он замыкает Муяканскую впадину, выходит на перемычку с Верхнемуйской впадиной и подчеркнут спрямленными участками долин рек Горылок и Ципа. Второй линеймент выражен в рельефе гипсометрической ступенью вершинной поверхности Муяканского хребта и служит границей между Верхнемуйской и Улан-Макитской впадинами, прослеживаясь далее вдоль спрямленного русла р. Бамбуйки.

Субширотный разлом, протягивающийся от Дзелиндинских источников к верховьям Янчуя, на водоразделе Муяканского хребта выражен плохо, а на перемычке между Верхнемуйской и Улан-Макитской впадинами проявлен в виде субширотных разломов. Именно при пересечении с ними Верхнемуйский разлом образует шарнир и поднятым становится его северо-западное (вместо юго-восточного) крыло.

Улан-Макитская впадина располагается к востоку от Муяканской и служит структурным продолжением Верхнемуйской впадины. Благодаря появлению широтных и меридиональных разрывов морфология Улан-Макитской впадины в плане оказывается довольно сложной. Впадина как бы делится на две части: южную, в районе впадения р. Джалтукта в Мую, и северную, в районе слияния Муякана с Мудей. Обе части имеют в плане треугольную форму. Южная часть с юга ограничена субширотным разрывом с вертикальной амплитудой 300 м, лежащим на продолжении Дзелиндинского субширотного шва, с востока — субмеридиональным отрезком Улан-Макитского разлома с вертикальной амплитудой 1000 м, а с северо-запада — северо-восточным шарнирным продолжением Верхнемуйского разлома. Северная часть с запада ограничена субмеридиональным разрывом с вертикальной амплитудой 400 м, а с севера — субширотным швом, видимо, взбросового характера (амплитудой 600–800 м) и с признаками левосдвиговых перемещений, выявленными при картировании разрыва и анализе конфигурации пересекающих его русел рек. Юго-восточным ограничением служит хорошо проявленный в рельефе Улан-Макитский разлом с вертикальным смещением 1000 м северо-восточного (на этом участке) простирания ( $50^\circ$ ). Он трактуется как левосторонний сбросо-сдвиг [Карта неотектоники..., 1983], однако сбросовая составляющая движения по нему явно превалирует. Параллельно этому разлому, разделяя впадину по диагонали, протягивается, видимо, еще один разрыв, разрабатываемый руслом р. Муи на ее отрезке северо-восточного направления ( $30^\circ$ ). Вообще дно северной части Улан-Макитской впадины имеет блоковое строение, подчиненное северо-западным и северо-восточным структурным направлениям. В пределах ее горного обрамления сохранились следы двух уровней стояния озерного водоема: на юго-восточном борту на высотах 480 и 680 м и на северном на высотах 400 и 600 м. Это свидетельствует о различии скоростей подъема окружающих впадину горных поднятий, о большей скорости воздымания Южно-Муйского хребта.

Параллельно Улан-Макитской впадине и к востоку от нее располагается небольшая Мудириканская впадина, ограниченная с северо-востока и юго-запада разломами. Юго-западный, Мудириканский, разлом построен кулисно, азимут его простирания изменяется от  $60$  до  $45^\circ$ , а амплитуда вертикального смещения от 300 до 800 м. Дно впадины, построенной аналогично Муяканской и Верхнемуйской, ступенчато погружается на северо-восток, в сторону Нижнемуйской котловины. В районе сочленения с последней на северо-западном борту Мудириканской котловины располагается сейсмогенная структура Ульто [Геология..., 1985а], свидетельствующая о молодых сбросовых подвижках северо-западного ( $315$ – $320^\circ$ ) простирания.

Муйская впадина располагается к северо-востоку от Мудириканской впадины и к востоку от северной части Улан-Макитской котловины. Она вытянута в субширотном

направлении и ограничена широтными, северо-западными и северо-восточными разломами. Дно ее осложнено северо-восточными (например, Мудриканским) и северо-западными (например, Куандинским) разрывами, определяющими блоковое строение наклоненной в целом на восток депрессии. Северо-западным ее ограничением служит северо-восточное продолжение Улан-Макитского разлома, который, являясь шарнирным, на левом берегу р. Муи имеет поднятое (на 1000—1200 м) северо-западное крыло. Его сбросовый характер доказывается морфологией Таксимской сейсмогенной структуры, вертикальные смещения по которой колеблются от 1—3 до 21 м [Сейсмическое..., 1977]. Северный борт Муйской впадины ограничен дугообразно изогнутым субширотным Нижнемуйским разломом с вертикальным смещением около 500 м и его кулисно смещенным на север восточным продолжением. Морфология разлома не совсем ясна, однако по изгибу русел временных водотоков, пересекающих его, помимо вертикальной, может констатироваться и горизонтальная левосдвиговая составляющая движений. На востоке впадина ограничена разломами северо-западного простирания.

Южный борт Муйской впадины проходит по Южно-Муйскому разлому, состоящему из отрезков субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений. Наиболее южный субширотный отрезок располагается на одной широте с субширотным южным ограничением Улан-Макитской впадины, т.е. практически на продолжении субширотной разрывной зоны, тянущейся от Дзелиндинских источников. Вертикальное смещение по Южно-Муйскому разлому без учета глубины прогибания впадины равно 1500 м. Горизонтальные левосдвиговые смещения по нему могут быть констатированы благодаря характерным изгибам русел рек, пересекающих разрыв, но амплитуда их не установлена. Показателем современной тектонической активности разлома являются приуроченные к нему сейсмогенные структуры преимущественно сбросового характера — Усмун, Спицинская и Кайра [Живая..., 1966]. Возможно, что они возникли во время 11-балльного Муйского землетрясения 1957 г. ( $M = 7,9$ ) [Геология..., 1985а, б]. Его эпицентр располагался восточнее, в Намаракитской впадине, примерно на той же широте, что и субширотный отрезок Южно-Муйского разлома; глубина гипоцентра 20 км. Во время этого землетрясения произошло опускание на 5—6 м, а также левостороннее смещение на 1—1,2 м днища Намаракитской впадины по субширотному разрыву, сопровождаемые возникновением сложной системы сейсмодислокаций протяженностью до 35 км. Во впадине образовалось оз. Новый Намаракит длиной 3,5 км и шириной 0,6 км. Движение крыльев разломов зафиксировано в 50 км к западу от эпицентра (до р. Витим) и в 90 км к востоку [Живая . . . , 1966].

К северу от Муйской впадины располагается гипсометрически более приподнятая Парамская аналогичной морфологии. На западе она имеет субмеридиональную разрывную границу, на севере ограничена Северо-Муйским разломом, на востоке — северо-западными и северо-восточными разрывами. Дно впадины имеет блоковое строение, оно также осложнено северо-восточными и северо-западными зонами трещиноватости и разрывообразования: например, северо-восточным продолжением Улан-Макитского разлома, разрабатываемым руслом р. Парамы, и северо-западным, наследуемым долиной Витима. О современной тектонической активности Северо-Муйского разлома амплитудой 1500 м свидетельствует приуроченная к нему Парамская сейсмогенная структура, характеризующаяся как левосторонний сбросо-сдвиг с приразломным грабеном [Сейсмическое..., 1977].

Восточным структурным продолжением Муйской впадины является вытянутая в субширотном направлении Куандинская впадина, представляющая собой узкий грабен, ограниченный с севера и юга кулисно построенными разломами. Южный, Куандинско-Эймнахский, разлом, протягивающийся у подножия Удоканского хребта, на западном фланге состоит из двух кулис северо-восточного простирания, а в центральной части имеет субширотную ориентировку. Здесь вертикальная амплитуда смещения по нему без учета глубин прогибания впадины составляет 1000—1100 м. О современной тектонической активности разлома на этом участке свидетельствует приуроченный к нему крупный минеральный источник с температурой воды 42°С, а также сейсмогенная

структура Сыни — крутым вертикальным уступом от 8–10 до 25–30 м и приразломным грабеном глубиной 8–10 м и шириной до 50 м [Живая..., 1966]. По изгибу русел левых притоков в р. Куанды можно констатировать также левостороннее горизонтальное движение на этом участке разлома. К восточному его флангу запад-северо-западного простирания приурочены голоценовые вулканы и ряд минеральных источников.

От Куандинско-Эймнахского разлома в северо-восточном направлении ( $50\text{--}60^\circ$ ) ответвляется кулисно построенная зона Довачанского разлома шириной до 16 км, с суммарной амплитудой вертикальных смещений до 1000 м. К этой зоне приурочены эрозивно-тектоническая долина верхнего течения р. Куанды, грабенообразная впадина оз. Довачан и сплюснутый участок долины р. Мурбун [Сейсмическое..., 1977]. Довачанский разлом охарактеризован как левосторонний сбросо-сдвиг, активно обновленный на протяжении последних нескольких десятков тысяч лет [Живая..., 1966], что подтверждается и деформациями продольных и поперечных профилей пересекающих его долин. К разлому приурочена одна из крупнейших сеймотектонических структур Удоканской зоны разломов — структура Довачан. Она состоит из сконцентрированных на ограниченной площади многочисленных молодых тектонических нарушений, развившихся по 50–100-метровым зонам интенсивного дробления и милонитизации пород с обширными зеркалами скольжения. В зоне Довачанского разлома вертикальная амплитуда соразмерных сбросовых уступов северо-восточного направления колеблется от первых метров до 50–110, а горизонтальная достигает 10–15 м. Восточнее установлены параллельные им и субширотные сейсмогенные сбросы длиной до 15 км, амплитудой от 5–10 до 220 м и с углами падения  $60^\circ$ , часто с левосдвиговой компонентой движений. Подвижки по ним происходили как до, так и после плейстоценовых оледенений в результате, по-видимому, неоднократных сейсмических толчков [Живая..., 1966]. Последние продолжаются здесь и в настоящее время. Так, за период с 1961 по 1964 г. зарегистрировано более 50 землетрясений разной силы [Сейсмическое..., 1977].

Под углом к Довачанскому разлому вдоль южного берега оз. Довачан и далее на восток в субширотном направлении протягивается Лурбунский разлом, состоящий из нескольких кулис, соединенных северо-восточными сколами. Он ярко выражен в рельефе в виде крутых сбросовых уступов с амплитудой вертикального смещения 800–1000 м. По данным В.П. Солоненко и др. [Сейсмическое..., 1977], смещение по разрыву на 600 м произошло примерно за последние 600 тыс. лет, так как уступом этой амплитуды смещена подошва нижнеплейстоценовых базальтов в Ингамакитской впадине. Последние активные движения по разлому произошли не более 100 лет назад, когда образовалась Нижнеингамакитская сейсмогенная структура [Живая..., 1966; Курушин, 1978], представляющая собой левосторонний сбросо-сдвиг.

Параллельно Довачанскому разлому вдоль северо-западного склона восточного замыкания Южно-Муйского хребта протягивается кулисно построенная зона Сьюлбанского разлома, разрабатываемая грабенообразной долиной р. Сьюлбан. Фактически эта зона является структурным продолжением восточного окончания Южно-Муйского разлома, имеющего у восточного замыкания Нижнемуйской впадины северо-восточное простирание. Отдельные отрезки Сьюлбанского разлома, ориентированные на северо-восток ( $50\text{--}60^\circ$ ), неоднократно по разрывам северо-западного простирания ( $315\text{--}320^\circ$ ) смещаются на юго-восток, что особенно хорошо выражено в районе грабенообразных впадин приразломных озер Малое и Большое Леприндо. Главная зона Сьюлбанского разлома вдоль юго-восточного борта грабена сопровождается катаклазированными, брекчированными и милонитизированными породами, часто с "мучнистыми" зеркалами скольжения и падением сместителей под углом  $70\text{--}80^\circ$  на северо-запад [Живая..., 1966]. Вертикальное смещение здесь не менее 1000 м, в то время как на северном борту — 300–400 м.

Молодые движения по Сьюлбанскому разлому подтверждаются генетически связанными с ним сейсмогенными структурами Джоран, Баронка и Сьюлбанская. Первая располагается в зоне второго (считая с запада) кулисного смещения Сьюлбанского разлома и представляет собой сбросовый уступ амплитудой 60–70 м, сопровождаемый

приразломным рвом. Структура Баронка находится на пересечении Сюльбанского разлома с третьим кулисно смещающим его разрывом северо-западного простирания и представляет собой оперяющую трещину запад-северо-западного направления, морфологически выраженную левосторонним взбросо-сдвигом с амплитудой вертикального смещения 8–10 м и горизонтального – 12 м [Живая..., 1966]. Сюльбанская сейсмогенная структура сбросового характера разрывает, по данным тех же авторов, ледниковые формы и имеет амплитуду 6–8 м. Она имеет два отрезка (субмеридиональный и субширотный) и располагается на пересечении с разрывом северо-западного простирания, кулисно смещающим грабен Сюльбанского разлома к юго-востоку у Персального озера, возле восточного портала Кодарского тоннеля.

По анализу плановой конфигурации русел водотоков, впадающих в долину р. Сюльбан, помимо вертикальных сбросовых смещений, нами устанавливаются и левосдвиговые подвижки по Сюльбанскому разлому. Как левосторонний сбросо-сдвиг он охарактеризован и на картах неотектоники Прибайкалья и Забайкалья [1982] и региона Байкало-Амурской магистрали [1983].

Межвпадинная Муйско-Чарская перемычка, нарушенная в основном разломами северо-восточного простирания, на северо-востоке ограничена ступенями северо-западной ориентировки ( $315^\circ$ ), по которым она постепенно снижается в восточном направлении. Ступени хорошо проявлены в гипсометрии рельефа и часто подчеркнуты спрямленными участками речных долин (например, Верхнего Ингамакита, Лурбуна, Чары). От точки пересечения одного из таких разрывов с Лурбунским протягивается Чина-Вакатская зона активизированных разломов длиной около 90 км [Живая..., 1966], которая является структурным продолжением субширотного отрезка Лурбунского разрыва в восточном направлении. На западном фланге зона выражена 10–15-метровым уступом, смещающим молодые базальты, восточнее – 20–25-метровым, а далее – серией сбросов и левосторонних сбросо-сдвигов с вертикальным смещением 100–150 м и горизонтальным до первых десятков метров. На правом берегу р. Чина зона разломов протягивается вдоль северного подножия Каларского хребта, где имеет амплитуду смещения около 500 м.

Как установлено, омоложение этой древней зоны, видимо, началось в четвертичное время [Сейсмическое..., 1977]. К ней приурочены шлаковые конусы молодых потухших вулканов и сейсмодислокации, возникшие в результате недавних землетрясений. Структура Талая выражена сейсмогенными рвами, сбросовыми уступами амплитудой 50–100 м, трещинами отрыва, а также участком каньона (глубиной 100–200 м) р. Нижний Ингамакит, разрабатывающей тектоническую трещину шириной от 10–15 до 50–70 м. Структура Медведь сбросового характера с 15-метровым смещением располагается уже на пересечении Чина-Вакатской зоны с разрывом северо-восточного простирания, начинающимся от слияния рек Чина и Читканда. Чина-Вакатские сейсмогенные структуры молоды, они рассекают ледниковые комплексы последнего оледенения. О современной тектонической активности этого шва свидетельствуют приуроченные к нему эпицентры слабых землетрясений последних лет [Живая..., 1966; Сейсмическое..., 1977].

Лурбунский и Чина-Вакатский разломы являются восточным продолжением субширотной разрывной зоны, протягивающейся сюда из Нижнеангарской впадины. Как было показано выше, эта зона проявлена крупнейшими субширотными разрывами (Южно-Муйский, Куандинско-Эймнахский, Довачанский и др.), мощными сейсмогенными структурами (Дзелинда, Ковоктинская, Муяканская, Усмуи, Спишинская, Сыни и др.), подчеркнута выходами на поверхность термальных минеральных вод с высокими значениями глубинного гелия, конусами молодых вулканов и приуроченными к ней эпицентрами крупнейших землетрясений: Чина-Вакатского 1725 г. ( $M \geq 8,0$ ), Муйского 1957 г. ( $M = 7,9$ ), Муяканского 1962 г. ( $M > 6,0$ ) и др. [Геология..., 19856]. Разлом хорошо дешифрируется на космических снимках. Для него характерен левосдвиговый тип смещения; вертикальная составляющая знакперемемна.

Этот активный в новейшее время глубинный тектонический шов трактуется

С.И. Шерманом и К.Г. Леви [1978] как трансформный разлом Байкальской рифтовой зоны, названный ими Муйско-Чарским. Не вдаваясь в дискуссию о правомерности применения такого термина, отметим, что по своей протяженности (около 600 км), простиранию, морфологии, характеру движений, а главное, по структурному положению описываемый глубинный разлом, который лучше называть Байкало-Удоканским<sup>1</sup>, аналогичен Байкало-Мондинскому шву юго-западного фланга рифтовой зоны. Точно так же, как под углом к Байкало-Мондинскому разлому с юга располагается Хубсугульская впадина, к северо-востоку от Байкало-Удоканского разлома располагаются Чарская и следующая за ней Токкинская впадины.

Чарская впадина (протяженностью около 100 км) с северо-запада ограничена ломаной линией Кодарского разлома, состоящего из отрезков субмеридионального, северо-северо-восточного, северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания. Благодаря такой конфигурации разлом как бы "отступает" на запад, давая возможность расширяться центральной части Чарской впадины. Контрастность рельефа приподнятого и опущенного крыльев разлома, резкие перегибы продольных профилей пересекающих его речек и ручьев, приуроченные к нему выходы термальных минеральных источников и т.п. свидетельствуют о кайнозойской активизации разлома. Морфологически в основном этот сброс с вертикальной амплитудой смещения 1000 м, а с учетом прогибания впадины, по данным В.П. Солоненко и др. [Живая..., 1966], — 2000–2500 м.

О современной тектонической активности Кодарского разлома свидетельствуют сейсмодислокации, возникшие при недавних землетрясениях: Верхнесакуканская, Среднесакуканская, Алсат, Делинда. Они имеют преимущественно сбросовый характер, амплитуды смещения от нескольких метров до 45 и даже до 150–180 м и осложнены другими сейсмогенными формами (рвами, обвалами, трещинами и т.п.). К зоне Кодарского разлома приурочены отдельные сильные землетрясения (например, Кодарское 1970 г.) и многочисленные слабые эпицентры [Геология..., 1985а, б].

Юго-восточный пологий борт Чарской впадины осложнен кулисно построенным Эмергачи-Кеменским разломом северо-восточного простирания ( $50^\circ$ ) с амплитудой 300–400 м и параллельным ему малоамплитудным разрывом, продолжающим северо-восточную ветвь Лурбунского шва. К этому разрыву приурочена сейсмогенная структура Кемен сбросового характера [Сейсмическое..., 1977], отражающая, видимо, кинематику движений этих двух нарушений. Юго-западная часть Чарской впадины в виде узкого грабена северо-восточного направления начинается несколько восточнее перевала в долину р. Сюльбан, точнее, от оз. Большое Леприндо. За счет четко выраженных в рельефе и подчеркнутых конфигурацией береговой линии озера разрывов северо-западного простирания ( $315\text{--}320^\circ$ ), по которым сформировались постепенно снижающиеся в сторону впадины ступени, последняя быстро расширяется от первых километров до 10–15 и далее (по мере "отступления" Кодарского разлома) до 25–30 км. Восточное замыкание впадины осуществляется по прямолинейному уступу того же северо-западного простирания на правобережье р. Курунг-Уреч, перед резким поворотом долины Чары на северо-запад. Дно Чарской впадины также осложнено трещинами и небольшими разрывами северо-восточного ( $50^\circ$ ) и северо-западного ( $315^\circ$ ) направлений и благодаря этому имеет сложное мелкоблоковое строение. Опускающиеся блоки впадины подвержены заболачиванию, поднимающиеся — образуют гряды. Так, один из поднимающихся блоков, сложенных флювиогляциальными песками, к юго-западу от пос. Чара сформировал экзотическую дюну длиной более 10 и шириной около 5 км при высоте в несколько десятков метров, где резко интенсифицировались эоловые процессы.

Северо-западные трещины и разрывы прослеживаются также на юго-восточном борту впадины, протягиваясь иногда вплоть до Чина-Вакатской субширотной разрывной

<sup>1</sup> Муйско-Чарским В.П. Солоненко и др. [Живая..., 1966] назвали систему разломов, включающую северо-восточные отрезки Южно-Муйского разлома, Сюльбанский, Кодарский и Токкинский разломы. Фактически это северо-восточная ветвь Байкало-Чарского разлома С.И. Шермана [1981].

зоны. К таким разрывам часто приурочены сейсмодислокации. Так, с нижнеингамитским разрывом связаны структуры Эмегачи и Ущелистая, образующие систему сложных сбросовых уступов, сопровождаемых рвами, трещинами, оползнями, клиньями, зонами дробления и т.п.

Примечательно, что в структуре днища Чарской впадины, почти по ее середине, проявлен в виде спрямленных участков долин и других ландшафтно-геоморфологических признаков субширотный линеймент. Особенно яркое выражение он получил в восточном горном обрамлении впадины в виде Ханйского субширотного разлома с приподнятым южным крылом. На карте неотектоники Прибайкалья и Забайкалья [1982; Леви, Шерман, 1983] он трактуется как левосторонний сбросо-сдвиг.

Токкинская впадина располагается к северо-востоку от Чарской. Северо-западным ее ограничением служит разлом северо-восточного простирания ( $50^\circ$ ) и его ветвь северо-северо-восточного и северо-восточного направлений, являющиеся фактически структурным продолжением Кодарского разлома и имеющие, по-видимому, сбросовую морфологию. С юга Токкинская впадина ограничена сложно построенной кулисной зоной Токкинского разлома, кайнозойская активизация которого доказывается приуроченными к нему сейсмогенными структурами Эбгахлир и Аргукан. Они выражены в виде крутых сбросовых уступов высотой до 15 м, сопровождаемых сколовыми трещинами и дроблением пород, связанных с левосдвиговыми смещениями по разлому. На востоке Токкинская впадина сочленяется с субмеридиональным грабеном долины р. Чоруада. В строении внутренней части впадины большая роль принадлежит северо-западным и северо-восточным структурным направлениям, однако появляются и запад-северо-западные зоны интенсивной трещиноватости, разрабатываемые руслами рек.

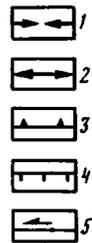
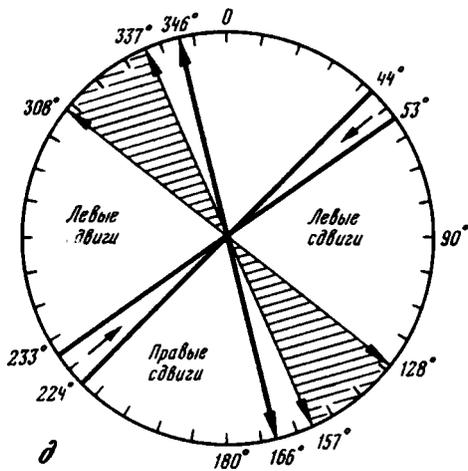
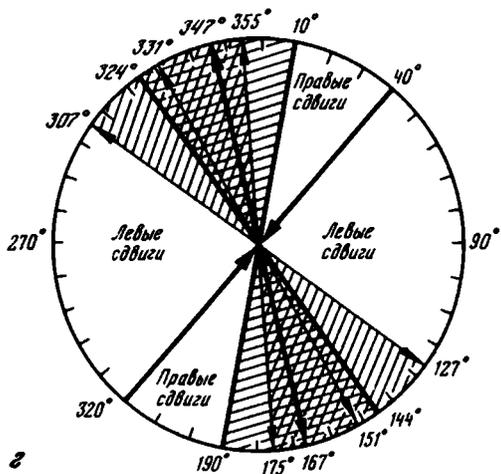
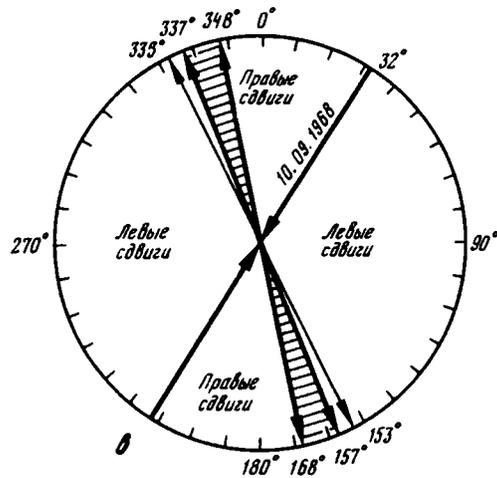
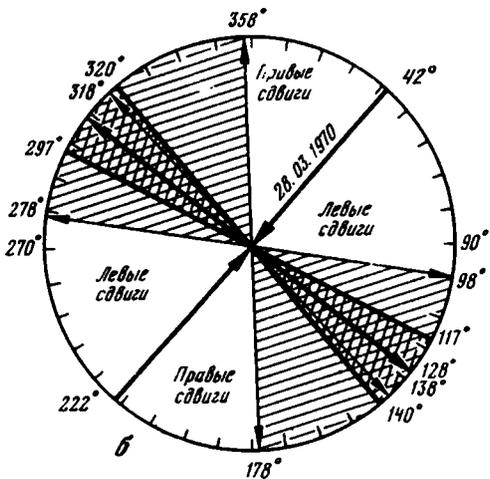
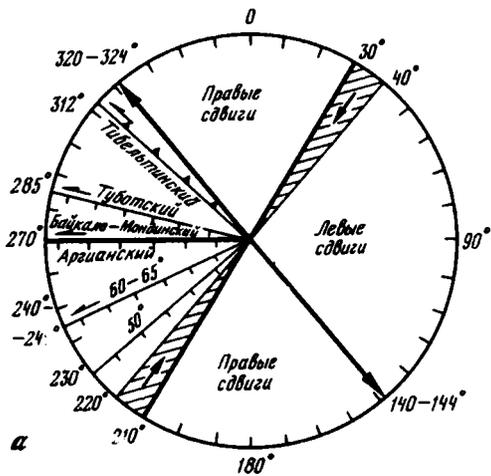
Эти зоны, видимо, связаны с влиянием Темулякитского разлома этого же направления ( $350^\circ$ ), срезающего протягивающиеся к нему субширотные структуры Байкальской рифтовой зоны [Геология..., 1985а]. На пересечении его с Ханйским разломом располагается сейсмогенная структура Кудули — субширотный сброс амплитудой 2 м [Сейсмическое..., 1977], а на пересечении с Имангрским, ориентированным в восток-северо-восточном направлении, — эпицентр 9-балльного Ньюкжинского землетрясения 1958 г. С Имангрским разломом, имеющим характер левостороннего сбросо-сдвига, связан также эпицентр 9-балльного Олекминского землетрясения 1958 г., располагающийся в 25–30 км юго-западнее Ньюкжинского [Живая..., 1966].

От Имангрского разлома в субширотном направлении ответвляется Тас-Юрхский разлом, являющийся восточным продолжением Чина-Вакатской разрывной зоны, т.е. входящий в систему субширотного глубинного Байкало-Удоканского левостороннего сдвига. После пересечения с Темулякитским разломом он продолжается далее на восток в виде Станового разлома. С Тас-Юрхским разломом связан эпицентр Тас-Юрхского 9-балльного землетрясения 1967 г. [Сейсмическое..., 1977].

Южнее Тас-Юрхского разлома протягиваются параллельно Имангрскому разлому Северо-Дырындинский и Дырындинский разломы. Первый сочленяется с Тас-Юрхским разломом, второй, меняя свое простирание сначала на субширотное, а затем, после пересечения с Темулякитским разломом, на запад-северо-западное, продолжается на восток в виде Южно-Станового разлома [Сейсмическое..., 1977], по данным о механизмах очагов землетрясений [Геодинамика..., 1985] представляющегося нам левосторонним взбросо-сдвигом.

Таким образом, анализ кинематики молодых движений по активным разломам осевой части Байкальской рифтовой зоны, от Цэцэрлэгской ветви Хангайского сдвига Монголии на юго-западе до Темулякитского разлома западной части Станового хребта на востоке, показал, что в пределах этой огромной области характер плейстоцен-голоценовых и современных дизъюнктивных подвижек удивительным образом выдержан и зависит прежде всего от простирания разломов.

Так, разломы северо-восточного простирания с азимутом на юго-западном фланге  $30-40^\circ$ , в центральной части рифтовой зоны  $40-45^\circ$ , а на северо-восточном фланге  $45-50^\circ$  представляют собой сбросы с углами падения  $70-80^\circ$ . Разломы субширотного



восток-северо-восточного и запад-северо-западного направлений, помимо сбросовой компоненты движений, имеют еще и левосдвиговую. При этом субширотные разломы имеют максимальную составляющую горизонтальных смещений, по своим амплитудам часто в несколько раз превышающую вертикальные подвижки. Северо-западные разломы с азимутом простирания  $315-320^\circ$ , как правило, выражены в виде крутых, близких к вертикальным нарушений, среди которых часто встречаются взбросы. При отклонении простирания этих разломов к запад-северо-западу (азимут меньше  $315^\circ$ ) у них появляется и левосдвиговая составляющая движений. По субмеридиональным сбросам в ряде случаев удается констатировать правостороннее сдвиговое смещение.

Все это свидетельствует о выдержанности поля напряжений для Байкальской рифтовой зоны в целом на финальном этапе ее неотектонического развития и о преимущественно диагональном северо-запад-юго-восточном и юго-запад-северо-восточном положении главных осей нормальных напряжений на всем ее протяжении.

### 7.3. СОВРЕМЕННОЕ ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Ориентировка осей сжимающих и растягивающих напряжений Байкальской рифтовой зоны вырисовывается из данных о механизме очагов землетрясений [Мишарина, 1967, 1972; Мишарина, Солоненко, 1972; Сеймотектоника..., 1968; Сеймотектоника и сейсмичность..., 1975; Сеймотектоника, глубинное..., 1975; Сейсмическое..., 1977; и др.]. Они свидетельствуют о субгоризонтальном положении осей растягивающих напряжений, ориентированных преимущественно с северо-запада на юго-восток, и о близквертикальном или круто наклоненном положении оси сжимающих напряжений в пределах рифтогенных впадин. Это и определяет преобладание сбросового типа смещений по молодым активным разломам рифта, их глубокое проникновение в кору и повсеместные выходы на поверхность термальных и минеральных источников, часто с высокими значениями глубинного гелия в зонах растяжения таких разломов. Современная их тектоническая активность подчеркнута приуроченными к ним многочисленными палеосейсмодислокациями и эпицентрами землетрясений. Максимальную вертикальную амплитуду имеют северо-восточные сбросы центральной части осевой зоны Байкальско-го рифта, ориентированной вкрест простирания направления растягивающих напряжений. Более сложная картина наблюдается на флангах рифтовой системы.

На юго-западном фланге, в Тункинской впадине, субгоризонтальные растягивающие напряжения ориентированы по азимуту  $320-324^\circ$  а сжимающие — вертикальны или круто наклонены. В непосредственном горном обрамлении этой впадины и у южной оконечности оз. Хубсугул сжимающие напряжения близки к горизонтальным и ориентированы на северо-восток ( $31-40^\circ$ ), а растягивающие напряжения — субвертикальны или круто наклонены, на окружающих же территориях последние близгоризонтальны [Сеймотектоника и сейсмичность... 1975; Сейсмическое..., 1977; Землетрясения..., 1985, табл. 16, 32, 37, рис. 47, с. 94]. Вероятнее всего, это результат регионального сжатия со стороны жестких плит Монголии, ориентированного с юго-запада на северо-восток ( $30-40^\circ$ ).

В таком поле напряжений на юго-западном фланге рифтовой зоны сформировались северо-восточные сбросы, субширотные и запад-северо-западные левые сбросо-сдвиги и северо-западные взбросы с левосдвиговой составляющей движений ( $312^\circ$ ), что хорошо выражено в морфологии отдельных отрезков Тункинского разлома (рис. 91, а).

Рис. 91. Ориентировка полей напряжений Байкальской рифтовой зоны

а — юго-западный фланг и характер движений по Байкало-Мондианскому разлому и отдельным отрезкам Тункинского; б — центральная часть; в-д — северо-восточный фланг, впадины: в — Нижнеангарская, г — Верхнеангарская, д — Муйская и Чарская и их горное обрамление

1, 2 — ориентировки: 1 — сжатия, 2 — растяжения (утолщенные стрелки — по данным о крупных землетрясениях); 3 — взбросы (треугольники — в сторону приподнятого крыла); 4 — сбросы (берштрихи — в сторону опущенного крыла); 5 — сдвиги (стрелка — направление смещения)

Штриховка — диапазон значений

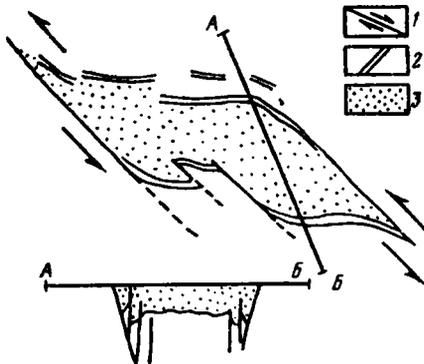


Рис. 92. Схема строения впадины, образовавшейся в зоне растяжения при сдвигах. По А.В. Лукьянову [Буртман и др., 1963]

1 — сдвиги; 2 — зоны дробления; 3 — днище впадины. Внизу — профиль по линии А-Б

К северу от него констатируются северо-западные взбросы и надвиги [Ружич и др., 1972; Шерман и др., 1973]. Благодаря комбинации северо-западно-юго-восточного локального рифтогенного (под влиянием аномальной мантии) растяжения и юго-западно-северо-восточного регионального сжатия оказалось возможным образование крупнейшей

700-километровой субширотной зоны левосдвиговых дислокаций Байкало-Мондинского тектонического шва, вертикальные подвижки по которому в позднелиниоценовое время, по нашим оценкам, в 7–8 раз меньше горизонтальных смещений.

Левосторонние движения по этому разлому привели к формированию типичных структур сжатия и растяжения на его крыльях. На северном крыле во фронтальной части образовались структуры сжатия и скучивания хребта Большого (Пограничного) Саяна, а в тыловой — структуры растяжения: Кынгарский раздвиг и, возможно (на первоначальном этапе), субмеридионально ориентированная северная половина Южно-Байкальской впадины. На южном крыле во фронтальной части располагается область сжатия высокогорных районов Хамар-Дабана, примыкающих к южной оконечности оз. Байкал, а в тыловой — структуры растяжения: Хубсугульская и Дархатская впадины.

Последние, как известно, находятся между двумя крупными субширотными левыми сдвигами — Байкало-Мондинским и Цэцэрлэгским. Это определило морфологию котловин: их ромбовидную в плане форму, сбросовый характер бортов, часто с приразломными грабенами, вертикальное погружение образующих их днище блоков, а также появление молодых раскрытых зон трещиноватости субмеридионального простирания в древних кристаллических породах их горного обрамления.

Все это соответствует теоретическому обоснованию А.В. Лукьяновым причин происхождения таких впадин (рис. 92) в зонах растяжения в тылу крупных сдвигов [Буртман и др., 1963; рис. 3], а также результатам экспериментов Д.Н. Осокиной и Н.Ю. Цветковой [1979, рис. 2].

Преобладающее локальное близгоризонтальное субширотное растяжение в районе Дархатской и Хубсугульской котловин [Землетрясения..., 1985] благодаря их положению в тылу крупного субширотного Байкало-Мондинского левого сдвига подтверждается механизмом очагов землетрясений, располагающихся на южном борту Тункинской впадины. Они имеют ориентировку осей наибольшего растяжения по азимуту  $274^\circ$  (при близгоризонтальном их положении) и ориентировку осей наименьшего растяжения —  $354^\circ$  [Сейсмотектоника и сейсмичность..., 1975; Сейсмическое..., 1977]. Зарегистрированное близгоризонтальное субмеридионально ориентированное сжатие ( $12^\circ$ ) во время Мондинского землетрясения 1950 г. ( $M = 6,8$ ) может быть результатом не абсолютного преобладания этих сил, а просто существования таковых в условиях субширотно ориентированного максимального растяжения в тыловой части Байкало-Мондинского сдвига. Кстати, субширотная ориентировка растягивающих напряжений по некоторым группам землетрясений зарегистрирована и в тылу северного крыла этого разлома — в субмеридиональной части Южно-Байкальской впадины [Сейсмическое..., 1977].

В региональном поле юго-западно-северо-восточного сжатия ( $30-40^\circ$ ) и локальном северо-западно-юго-восточного рифтогенного растяжения ( $320-324^\circ$ ) по Главному Саянскому разлому с простиранием  $305^\circ$  должны происходить преимущественно взброс-

совые молодые подвижки с левосторонней компонентой движений. Последняя, в свою очередь, определяет вторичные локальные относительные смещения в очагах слабых землетрясений (субширотно ориентированное под углом  $44^\circ$  сжатие и близмеридиональное под углом  $77^\circ$  растяжение [Сейсмическое..., 1977]).

В центральной части Байкальской рифтовой зоны для подавляющего большинства землетрясений регистрируется преобладающее близгоризонтальное растяжение, ориентированное в северо-западном направлении (см. рис. 91, б) для крупных землетрясений в среднем по азимуту  $308^\circ$  (от  $297$  до  $320^\circ$ ) и для групп слабых –  $312^\circ$  (от  $278$  до  $358^\circ$ )<sup>1</sup>; сжатие субвертикально. В единичных случаях (например, землетрясение 28 марта 1970 г.) отмечается наклоненное под углом  $70^\circ$  и ориентированное на северо-восток ( $42^\circ$ ) сжатие при наклоненном же (угол  $63^\circ$ ) растяжении по азимуту  $301^\circ$ . Преобладающему полю напряжений соответствует сбросовый характер разломов байкальских берегов и появление левосдвиговой компоненты смещений при восток-северо-восточном ( $60$ – $70^\circ$ ) или субширотном их простирании и правосдвиговой – при субмеридиональном или северо-северо-восточном ( $358$ – $30^\circ$ ).

На северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны (по механизмам очагов землетрясений) в рифтогенных впадинах сохраняется тот же тип поля напряжений: преобладающее близгоризонтальное положение оси растяжения и субвертикальное или круто наклоненное – оси сжатия [Сейсмическое..., 1977; Геология..., 1985б]. Растяжение при сжатии по азимуту  $32^\circ$  ориентировано с северо-запада на юго-восток (в среднем по отдельным землетрясениям)<sup>2</sup>: в Нижнеангарской впадине по азимуту  $343^\circ$ , в Верхнеангарской и Парамской –  $347^\circ$ , в Верхнемуйской –  $348^\circ$  и в Чарской –  $346^\circ$ . По механизмам очагов землетрясений, определенных групповым методом, в Нижнеангарской впадине близгоризонтальное растяжение ориентировано в среднем по азимуту  $335^\circ$ , в Верхнеангарской и Верхнемуйской впадинах –  $340^\circ$  и в Муйской –  $337^\circ$ . То есть проявляется выдержанность ориентировки главных осей нормальных напряжений с незначительным поворотом растягивающих усилий по мере продвижения с запада на восток от  $335$  до  $348^\circ$  (см. рис. 91, в–д).

В горном обрамлении и на межвпадинных перемычках рифтогенных котловин ориентировка осей растягивающих напряжений имеет значительный разброс и колеблется, например, в Северо-Муйском хребте по отдельным землетрясениям от  $299$  до  $10^\circ$ , а по группам землетрясений от  $300$  до  $87^\circ$ ; в Южно-Муйском и Удоканском хребтах – соответственно от  $308$  до  $355^\circ$  и от  $315$  до  $12^\circ$ . При этом оси сжатия и растяжения могут быть круто наклонены (например, под углом  $47$  и  $67^\circ$  в очаге землетрясения 1975 г. в Удоканском хребте [Геология..., 1985б]). Или ось растяжения может быть близка к вертикальной, а ось сжатия – горизонтальна (например, у землетрясения 21 октября 1978 г. и в группе землетрясений в Южно-Муйском и Удоканском хребтах [Геология..., 1985б, табл. 8, группы 28, 32, 71, 78 и табл. 9, группа 17]). Часто оси сжатия и растяжения вместе близки к горизонтальным (например, в очаге землетрясения 1970 г. в Кодарском хребте и др.). При этом азимут сжатия колеблется от  $44$  до  $57^\circ$  [Сейсмическое..., 1977, табл. 3, группы 63 и 70]<sup>3</sup>. Схожая картина ориентировки главных осей нормальных напряжений получается и по анализу тектонической трещиноватости [Геология..., 1984].

Таким образом, как и на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны, в горном обрамлении рифтогенных впадин ее северо-восточного фланга появляются близ-

<sup>1</sup> Осреднены данные Л.А. Мишариной и Н.В. Солоненко с учетом числа землетрясений в каждой группе [Сейсмическое..., 1977].

<sup>2</sup> Использованы данные Л.А. Мишариной, А.В. Солоненко, В.И. Мельникова и Н.В. Солоненко [Сейсмическое..., 1977; Геология..., 1985, б] с учетом геоструктурной приуроченности эпицентров землетрясений.

<sup>3</sup> Видимо, субгоризонтальным сжатием в районе Муйско-Чарской перемычки можно объяснить возникновение надвига северо-западного простирания ( $300^\circ$ ) в нижнечетвертичных отложениях р. Сьюльбан [Ружич, 1978].

горизонтальные сжимающие напряжения при субвертикальном, круто наклоненном или близгоризонтальном положении осей растяжения.

Типично рифтогенное поле напряжений (с субгоризонтальным положением осей растягивающих напряжений и субвертикальным – сжимающих) протягивается, судя по механизмам Тас-Юрхского 9-балльного землетрясения 1967 г. и Тас-Миелинского 1972 г. ( $M = 4,8$ ), вплоть до р. Олекмы [Геодинамика..., 1985].

Далее к востоку от Темулякитского разлома, в зонах крупных разрывов Станового хребта – Станового и Северо-Турурингского, установлено уже исключительно субгоризонтальное положение осей как растягивающих, так и сжимающих напряжений с ориентировкой сжатия  $22-38^\circ$  (по механизмам очагов Тындинского 1978 г. и Джагдинского 1975 г. землетрясений) и  $66-72^\circ$  (по механизмам очагов Ларбинского 1971 г., Турурингского 1972 г. и Огоронского 1977 г. землетрясений).

Комбинация двух полей напряжений на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны (северо-запад–юго-восточного локального рифтогенного растяжения и юго-запад–северо-восточного регионального сжатия) обуславливает существование протяженного (около 1000 км) субширотного Байкало-Удоканского разлома<sup>1</sup> с левосдвиговым характером смещений, структурным продолжением которого является Становой левый взбросо-сдвиг.

По своей структурной позиции, простираению, протяженности, морфологии и характеру движений Байкало-Удоканский разлом аналогичен субширотному Байкало-Мондинскому левостороннему сдвигу юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны. Точно так же, как и у последнего, во фронтальной части Байкало-Удоканского сдвига сформировались структуры сжатия, а в тыловой – растяжения. К первым на северном крыле Байкало-Удоканского разлома относятся Передовой, или Краевой, Окунайский, Абчадский и другие взбросы, а на южном – область скупивания высокогорного (более 2400 м) района Удокана – Каларский хребет. Структурами растяжения в тылу северного крыла Байкало-Удоканского разлома являются Чарская и Токкинская впадины, а в тылу южного – возможно, северная оконечность Северо-Байкальской впадины и Нижнеангарская впадина.

Таким образом, Чарская и Токкинская впадины, связанные с левосторонним сдвигом по Байкало-Удоканскому разлому северо-восточного фланга, оказываются аналогичными по происхождению Хубсугульской и Дархатской котловинам, образовавшимся в тыловой части Байкало-Мондинского левого сдвига на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны. Аналогичные этим впадинам ромбовидная форма в плане и многоблоковое строение Чарской и Токкинской впадин (см. рис. 92) свидетельствуют о правомерности такой трактовки.

С Байкало-Удоканским разломом связаны крупнейшие землетрясения Восточной Сибири, интенсивностью 11–12 баллов и магнитудой около 8, – Чина-Вакатское (1725 г.) и Муйское (1957 г.) [Сейсмическое..., 1977]. К этому же разлому приурочены изосейсты 9- и 10-балльных землетрясений, рассчитанные по палеосейсмодислокациям [Геология..., 1985б], и эпицентры землетрясений с  $M = 6,5-7,0$ : Тас-Юрхское, Олекминское, Нюкжинское, Северо-Байкальское и Муяканское. Формирование очага Муйского землетрясения, характеризующегося, по А.В. Введенской и Л.М. Балакиной [1960], близгоризонтальным положением оси растяжения, ориентированной субмеридионально, при практически вертикальной оси сжатия, видимо, связано с субширотно направленным давлением в результате сдвига вдоль Байкало-Удоканского шва.

Выдержанность, стабильность поля напряжений Байкальской рифтовой зоны (от Тункинской впадины на юго-западе до Токкинской на северо-востоке), характеризующегося преобладанием близгоризонтальных растягивающих усилий при субвертикальном сжатии, отражает продолжающееся развитие внутриконтинентального рифтогенеза, обусловленного процессами, происходящими в земной коре и верхней мантии.

<sup>1</sup> Байкало-Удоканский разлом трактуется некоторыми исследователями [Шерман, Леви, 1978; Шерман, 1982] так трансформный (Муйско-Чарский).

Геофизические исследования Байкальской рифтовой зоны и ее флангов дали довольно полное представление о ее глубинном строении. Установлено [Очерки..., 1977; и др.], что в пределах Байкальской рифтовой зоны земная кора отличается незначительной мощностью. Она колеблется от 35 км под южной половиной Байкала (а если считать от поверхности фундамента, то от 28 км) и от 37,5 км под северной половиной Байкала до 42–45 км на флангах зоны. Разность толщины земной коры в средней части рифта и на флангах иногда достигает 12–17 км.

По изменению скоростей прохождения продольных сейсмических волн в земной коре и верхней мантии Байкальской рифтовой зоны отчетливо выделяется несколько субгоризонтальных поверхностей раздела плотностных неоднородностей [Очерки..., 1977]. Первым таким горизонтом является внутрикоровый волновод, располагающийся в интервале глубин от 12–15 до 17–20 км [Недра..., 1981]. К нему приурочено большинство очагов Байкальских землетрясений [Крылов, 1980]. Земная кора выше волновода представляет собой сложную мозаику глубоко метаморфизованных раннедокембрийских и гранитных позднерифейских массивов, сочетающихся с интрузивами основного и ультраосновного состава, обуславливающих гетерогенность ее строения [Зорин, 1977; Зорин и др., 1980]. Последняя в значительной мере определяет закономерности новейшего разрывообразования и морфологию неотектонических структур. Нижний слой коры, видимо, отличается определенной аморфностью вещества.

Подошва земной коры – граница Мохоровичича и приуроченная к ней кровля подкоровой аномальной мантии – фиксируется по резкому изменению скоростей  $v_p$  от 6,4 км/с в коре до 7,7–7,8 км/с в верхней мантии; она располагается на глубинах от 34 до 46 км [Недра..., 1981]. Наиболее высокое положение подошвы земной коры и кровли аномальной мантии отмечено под Среднебайкальской впадиной, наиболее низкое – на флангах рифтовой зоны. Мощность ее достигает 50 км и максимальна на участках наибольшего погружения рифтогенных впадин. К участкам же межвпадинных перегибов линза аномальных мантийных масс, как правило, утоняется или даже выклинивается, и тогда непосредственно под подошвой коры располагаются более плотные слои нормальной мантии со скоростями  $v_p = 8,1–8,2$  км/с. Латеральная изменчивость линзы аномальной мантии, особенно ярко проявленная на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны, объясняется некоторым запаздыванием здесь процессов рифтогенеза в связи с недостаточной зрелостью явлений мантийной дифференциации [Логачев, 1975].

Ниже подошвы аномальной мантии фиксируется слой нормальной мантии ( $v_p = 8,1–8,2$  км/с). Он отделяет подкоровую линзу аномальной мантии от другой, более обширной аномалии в глубокой мантии, отвечающей, возможно, по данным МТЗ, кровле астеносферы на глубинах около 140–160 км [Очерки..., 1977].

Проекция этой обширной области аномальных масс на поверхность Земли охватывает практически всю территорию горных сооружений Южной Сибири и Северной Монголии: горное обрамление Байкальской рифтовой зоны, Восточный и Западный Саяны, советский, Монгольский и Гобийский Алтай, Хангай, Хэнтэй и Забайкалье. Мощность этого слоя достигает нескольких сот километров. Мантийное вещество в нем также, видимо, неоднородно, и эти неоднородности имеют линзовидную форму [Очерки..., 1977]. Таким образом, фиксируется несколько субгоризонтальных поверхностей раздела не только земной коры, но и глубинных мантийных масс, т.е. современная расслоенность литосферы.

В пределах Байкальской рифтовой зоны кровля аномальной мантии располагается непосредственно под подошвой земной коры. Границу зоны активного рифтогенеза обычно и проводят по линии нулевого значения глубины кровли аномальной мантии от подошвы коры [Очерки..., 1977]. Вдоль границы Сибирской платформы область аномальных мантийных масс круто обрывается, нигде не вторгаясь в ее пределы. На юго-восток от Байкальской рифтовой зоны аномальная область полого погружается

до 300–400 км, а на юго-запад — до 600 км. Нижняя граница области аномальной мантии на северо-востоке почти горизонтальна и расположена на глубине около 400 км, на юге понижается до 500, а на юго-западе — до 800 км. Между последними двумя углублениями располагается субмеридиональная перемячка с глубинами 300–400 км, к которой приурочена, как отмечали В.П. Солоненко и Н.А. Флоренсов, область сопряжения северо-западных, саянских, и северо-восточных, байкальских, структурных направлений. Плотностные неоднородности в мантии, как правило, объясняются гравитационной конвекцией, т.е. всплыванием более легкого разуплотненного вещества, которое некоторые исследователи [Рогожина, Кожевников, 1979] трактуют как раздув астеносферы. Поднимаясь из нижней мантии, такое вещество несет большие запасы тепла, что сказывается в повышенном тепловом потоке, новейшем вулканизме, излиянии четвертичных базальтов и выходе на поверхность гидротермальных вод с высокими значениями глубинного гелия [Лысак, 1968], а также в возникновении растягивающих напряжений в коре, собственно и обуславливающих процесс рифтогенеза.

Расчитанные примерные значения температур на подошве коры составляют 1150–1200°С. Нижняя часть сравнительно тонкой и сильно разогретой коры пластически растягивается, образуя рифтогенные впадины, а наименее разогретая верхняя часть подвергается хрупким деформациям — землетрясениям и активному разрывообразованию. При этом, по-видимому, благодаря однонаправленному оттеканию верхней части аномальной мантии с северо-запада на юго-восток возникает асимметрия Байкальской рифтовой зоны [Очерки..., 1977].

Локальные интенсивные аномалии теплового потока свидетельствуют, видимо, о недавнем возникновении области аномальной мантии, которая еще не успела прогреть весь объем расположенной над ней литосферы. Поэтому байкальская зона представляет собой сугубо внутриконтинентальную рифтовую структуру, далекую пока от связи с мировой рифтовой системой. Если в результате конвекции под подошву коры будут поступать все новые и новые разогретые порции разуплотненного мантийного вещества, что, как показал Е.В. Артющков [1979], энергетически "выгоднее" и обеспечивает именно имеющиеся в Байкальской рифтовой зоне напряжения, то процесс рифтогенеза может протекать бесконечно долго и эволюционировать во времени. Скорость современного процесса рифтообразования оценивается в 1,0–1,5 см/год [Зорин, 1971].

Таким образом, причина возникновения Байкальской рифтовой зоны — в появлении растягивающих усилий в результате растекания разуплотненного аномального мантийного вещества непосредственно под утоненной под их влиянием земной корой.

Источниками таких аномалий, как это, на наш взгляд, тонко и точно уловил Ю.А. Зорин [Очерки..., 1977], могут быть внедрившиеся в кору по глубоко проникающим в мантию разломам базиты и ультрабазиты. Именно древние крупные глубинные тектонические швы на границе принципиально разнородных тектонических структур, таких, например, как Сибирская платформа и прилегающая к ней орогеническая область, играют, по-видимому, решающую роль в процессе новейшего рифтогенеза. При этом швы прямо не связаны с поверхностными дизъюнктивными структурами, так как не доходят до верхней кромки коры. Предполагается, что они "растут" снизу, а внедрившиеся в них интрузии, имеющие повышенную плотность и основность (о чем свидетельствуют данные гравиметрии), не могут достичь дневной поверхности. Разогревая литосферу на сравнительно узких участках, примыкающих к глубинным тектоническим швам, расплавы магмы могли способствовать уменьшению вязкости ее материала, что приводило к необходимости восстановления изостатического равновесия, вызывающего тектонические движения — горообразование и рифтогенез. О современной тектонической активности Байкальской рифтовой зоны свидетельствует высокая сейсмичность, которая локализуется вдоль ее оси [Сейсмическое..., 1977].

В соответствии с границей нулевого значения глубины аномальной мантии от подошвы коры Байкальская рифтовая зона вытянута вдоль границы Сибирской платформы: в центре — с юго-запада на северо-восток, на юго-западном фланге — практически субширотно (за исключением Дархатской и Хубсугульской котловин, геодинамическая

обстановка которых рассмотрена выше), а на северо-восточном фланге — в восток-северо-восточном направлении. Видимо, с этим изменением простираения Байкальской рифтовой зоны связан некоторый разворот ориентировки осей наибольших растягивающих напряжений вдоль нее, фиксируемый по механизмам очагов глубоких землетрясений [Новый..., 1977] — от северо-западной ориентировки ( $301-308^\circ$ ) до северо-северо-западной ( $343-348^\circ$ ). По механизму очагов мелкофокусных землетрясений [Мишарина, 1967; Мишарина и др., 1973; Сейсмическое..., 1977; Геология..., 19856] констатируется изменение положения осей растягивающих напряжений от северо-западного направления ( $312^\circ$ ) до северо-северо-западного ( $335-340^\circ$ ).

Преобладание растягивающих напряжений характерно для тех участков Байкальской рифтовой зоны, где слой растекающегося аномального мантийного вещества располагается непосредственно под подошвой тонкой коры. На флангах, межвпадинных перемычках и в горном обрамлении Байкальской рифтовой зоны, а также на окружающих территориях, т.е. там, где кровля разуплотненного мантийного вещества начинает погружаться и оказывается отделенной от подошвы коры более плотными слоями нормальной ("высокоскоростной") мантии, преобладают близгоризонтальные сжимающие усилия с азимутами от  $31$  до  $57^\circ$ .

Этому сложному полю напряжений и соответствует морфология рифтогенных впадин и кинематика молодых активных разломов региона, описанная выше. При этом на участках наиболее тонкой земной коры, где локальные растягивающие рифтогенные напряжения максимальны, одинаковы в глубоких и поверхностных слоях коры и ориентированы перпендикулярно рифтовой зоне, а региональные сжимающие усилия направлены вдоль рифтовой зоны, и располагаются наиболее зрелые широко раскрытые впадины с глубоко проникающими в кору сбросами.

Там же, где кора имеет большую мощность, т.е. на флангах рифтовой зоны, впадины меньше по размеру. В них поверхностная структура может отличаться от глубинной. При диагональном (по отношению к простираению рифтовой зоны) расположении осей сжимающих региональных и растягивающих локальных рифтогенных напряжений в верхней части коры создаются благоприятные условия для формирования крупных субширотных левых сдвигов (таких, как Байкало-Мондинский и Байкало-Удоканский). Разрывы северо-восточного простираения сохраняют сбросовый характер, а разрывы северо-западной ориентировки приобретают взбросовую или даже, как показал В.В. Ружич [Ружич и др., 1972; Шерман и др., 1973; Ружич, 1978], надвиговую составляющую движений.

На окружающей Байкальскую рифтовую зону территории, в Монголии, Забайкалье, в Становом хребте и т.д., формируются структуры и молодые активные разломы в поле уже исключительно регионального близгоризонтального юго-запад—северо-восточного сжатия. Доказательством существования аналогичного поля напряжений в Монголии является, например, характер сейсмогенных дислокаций 10-балльного Моготского землетрясения 1967 г. В результате него образовался 6-метровый взброс северо-западного ( $290-340^\circ$ ) простираения, сочетающийся с субмеридиональным правым сдвигом и субширотным левым. Юго-запад—северо-восточному сжатию обязаны своим происхождением и другие разломы Монголии, например крупнейшие субширотные активные левые сдвиги — Цэцэрлэгский, Хангайский, Гоби-Алтайский и др.

Можно предположить, что ориентированное с юго-запада давление обусловило изначальный раздвиг северо-восточной ориентировки по древнему глубинному шву на границе Сибирской платформы и подъем по нему мантийных расплавов, которые и стали впоследствии источником возникновения Байкальской рифтовой зоны. Это же давление создало систему крупнейших активных субширотных левых сдвигов Азии — Хангайского, Цэцэрлэгского, Байкало-Мондинского, Байкало-Удоканского. Движения по последним двум усилились за счет процесса рифтогенеза<sup>1</sup>. По существу,

<sup>1</sup> Кинематика двух последних сдвигов Байкальской рифтовой зоны обуславливает, по-видимому, S-образную форму впадины оз. Байкал (см. рис. 93, врезку).

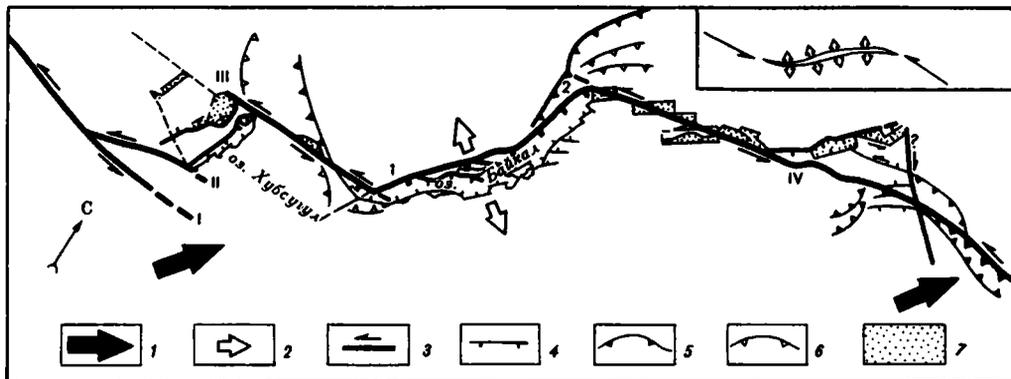


Рис. 93. Поля напряжений и генеральные разломы Байкальской рифтовой зоны и прилегающих окраин

1, 2 – ориентировки: 1 – регионального сжатия, 2 – локального растяжения; 3–5 – разломы: 3 – сдвиги (I – Хангайский, II – Цэцэрлэгский, III – Байкало-Мондинский, IV – Байкало-Удоканский), 4 – сбросы (1 – Приморский, или Обручевский, 2 – Северо-Байкальский), 5 – взбросы; 6 структуры сжатия; 7 – четвертичное выполнение впадин. Толщиной линий показан раунг разломов

На врезке – S-образная форма впадин при сдвигах. По А.В. Лукьянову [Буртман и др. 1963]

вышеперечисленные разломы представляют собой межплитные границы. К ним-то и приурочены наиболее крупные катастрофические землетрясения региона (рис. 93): Болнайское и Цэцэрлэгское землетрясения 1905 г. – к первым двум разломам; Мондинское землетрясение – к Байкало-Мондинскому разлому; Цаганское и Среднебайкальское землетрясения – к узлу пересечения Байкало-Мондинского шва с наиболее глубокой впадиной Байкала; Нижнеангарское, Муяканское, Муйское, Чина-Вакатское, Тас-Юряхское, Нюкжинское и Олёкминское землетрясения – к Байкало-Удоканскому разлому. С этими же швами связаны наиболее внушительные палеосейсмодислокации.

Таким образом, наиболее активными в сейсмическом отношении оказываются протяженные межплитные границы со сдвиговым характером смещений, в данном случае – субширотные левосторонние. Источник юго-западного сжатия в пределах окружающих Байкальскую рифтовую зону территорий и Восточного Саяна, а также субмеридионального сжатия на Алтае и в Западном Саяне многие исследователи [Molnar, Tarponnier, 1974; Зоненшайн, Савостин, 1979; и др.] усматривают в сближении и отолкновении Индостанской плиты с Евразийским континентом. Хотя эта гипотеза и не имеет еще достаточных доказательств, она тем не менее позволяет объяснить не только возникновение крупнейших субширотных левых сдвигов Северной Монголии и Южной Сибири, кинематику молодых активных разломов огромного региона советского, Монгольского и Гобийского Алтая, Саян и Байкальской рифтовой зоны, но и существующий "перекос" тела аномальной мантии, "вершина" которой смещена на северо-восток, а наиболее погруженные части (до 800 км) находятся на юго-западе [Очерки..., 1977]. Такой "перекос" мог возникнуть в результате относительных горизонтальных перемещений глубоких слоев литосферы (например, движения литосферной плиты по пластичной астеносфере с юго-запада на северо-восток). В движущейся плите благодаря вязкому трению неминуемо должны были возникнуть силы сжатия, ориентированные в этом же направлении [Там же].

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР АЛЬПИЙСКО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕНИЧЕСКОГО МЕГАПОЯСА

В предыдущих главах монографии подробно рассматривались черты неотектонического строения и развития нескольких тектонотипов подвижных поясов — крупных регионов, образованных различными сочетаниями новейших структур. Разумеется, описанные тектонотипы не исчерпывают всего разнообразия строения новейших подвижных поясов. Даже регионы, построенные сходно с описанными тектонотипами, отличаются от них своими неповторимыми чертами. Тем не менее представляется целесообразным на примере одного из подвижных мегапоясов Земли рассмотреть структурную позицию каждого тектонотипа, их соотношения и распространение похожих неотектонических образований. В качестве такого примера выбран Альпийско-Азиатский орогенический мегапояс, к которому принадлежат многие описанные тектонотипы и который в разных своих частях достаточно хорошо изучен.

Памиро-Гималайская область дисгармоничного сгущивания континентальной литосферы характеризуется дугообразным расположением неотектонических зон, огибающих северный выступ Индийской платформы. Южные дуги этого синтаксиса, по-видимому, развились на том же платформенном основании. Более северные зоны имеют иной фундамент. В начале мезозоя они находились на более или менее значительном удалении от Индийской платформы, затем в ходе неравномерного сближения Индостанского субконтинента с Евразией испытали сложные деформации и окончательно сомкнулись лишь в конце палеогена.

Дальнейшая, собственно неотектоническая история развития региона состояла в том, что области значительных покровно-складчатых верхнекоровых дислокаций, на ранних стадиях приуроченные к зоне Инда, затем скачкообразно мигрировали от нее, вовлекая в интенсивный тектогенез, с одной стороны, все более северные зоны Памира, а с другой — все более южные зоны Гималаев [Трифонов, 1979а, 1983]. В итоге возникла серия прислоненных одна к другой тектонических чешуй, сопряженных с зонами сдвигов, левых на западном и правых на северо-восточном обрамлении синтаксиса. Зоны сдвигов разрастались к северу по мере вовлечения в интенсивные дислокации все более северных участков пояса. Внутри области интенсивного тектогенеза напряженность покровно-складчатых деформаций со временем ослабевала, сменяясь образованием более крупных структур, испытывавших дифференцированное и в целом ускорявшееся воздымание, нередко со значительной сдвиговой (горизонтальной) компонентой перемещений.

Разнообразные геологические и геофизические данные показывают, что описанный комплекс верхнекоровых новейших структур дисгармоничен относительно разновозрастных им глубинных образований. Если верхнекоровый структурный ансамбль имеет черты двустороннего орогена, то в нижних горизонтах коры отмечаются лишь надвиги с южными падениями. Черты современного тектонического расчленения регистрируются и глубже — на мантийном уровне. Мантийная фокальная зона, обозначающая современную глубинную границу синтаксиса, отстоит на 100–250 км к югу от его активного ограничения в верхнекоровом слое. Вероятно, весь северопамирский верхне-

коровый комплекс тектонически перекрыл более северную структурную зону, некогда продолжавшую на восток Таджикскую депрессию.

Несмотря на дифференцированность движений разноглубинных литосферных масс все они испытали более или менее значительное скучивание, проявляющееся в утолщении и верхнекорового слоя, и земной коры в целом, и мантийной части литосферы. Скучивание коровых масс привело к воздыманию земной поверхности. Наряду с этим сближение Индостано-Памира с более северными районами Евразии привело к отжиманию горных масс в стороны от области наибольшего сближения и сжатия, выразившемуся на ее периферии в образовании субширотных сдвигов, правых западнее и левых восточнее синтаксиса.

Многие черты неотектоники Памиро-Гималайского региона присущи северо-восточному обрамлению Индийской платформы – Ассамскому синтаксису, ограниченному с севера субширотными левыми сдвигами [Буш и др., 1984]. Есть здесь, как и на периферии Памиро-Гималайского синтаксиса, сдвиги, связанные с отжиманием горных масс в стороны от области наибольшего сжатия. Изменившееся направление такого сжатия обусловило и иную – субмеридиональную ориентировку сдвигов, правых к северу и левых к югу от Ассамского синтаксиса [Трифонов, 1983]. Между Памиро-Гималайским и Ассамским синтаксисами – собственно в Гималаях – имеет место фронтальное надвигание и скучивание горных масс в северо-северо-восточном направлении.

Черты строения, сходные с чертами строения Памиро-Гималайского региона, отмечаются в альпийских структурах Гибралтарского синтаксиса, также характеризующегося на земной поверхности признаками двустороннего орогена [Буш и др., 1984], и в новейших структурах обрамления северной части Аравийской плиты [Трифонов, 1976, 1983]. В последнем случае обращают на себя внимание сходные с Памиро-Гималайским синтаксисом ориентировка и кинематика обрамляющих сдвигов Левантской зоны и Главного современного разлома Заграсса (см. рис. 54). Есть здесь и аналог фронтальных покровно-складчатых структур – краевые складки Южной Турции. Однако нет столь значительного, как в Памиро-Гималайском регионе, утолщения коры и поднятия земной поверхности, а мощность мантийной части литосферы даже понижена в связи с новейшим и современным вулканизмом.

Своеобразием описываемого региона является и тот факт, что каждая из обрамляющих сдвиговых зон хотя и искривлена в направлении смещений по сопряженной зоне, но не ограничивается участком сочленения с ней, а продолжается за его пределы: Заграсская – на запад-северо-запад Северо-Анатолийской системой правых сдвигов, а Левантская – на северо-восток Казбек-Цхинвальским разломом. Очевидно, такое крестообразное пересечение сдвиговых зон без смещения хотя бы одной из них возможно лишь при весьма молодом возрасте разломов. И это находит конкретное подтверждение.

В 1983 г. В.Г. Трифонов и А. Ёсиф [Trifonov, 1986] получили данные о плиоцен-четвертичном возрасте сирийского отрезка Левантской зоны в отличие от района Мертвого моря, где эта зона развивается с миоцена [Quenell, 1959]. Еще более молодым, позднечетвертичным, может быть северо-восточное продолжение Левантской зоны в районе пересечения с Заграсско-Северо-Анатолийской системой. Дж. С. Чаленко и его коллеги [Tchalenko et al., 1974] обосновали вывод о четвертичном возрасте Главного современного разлома Заграсса, отличая его от Главного Заграсского надвига более древнего заложения. Весьма молодой является и восточная часть Северо-Анатолийской системы на участке сочленения с Левантской зоной: сильные землетрясения последних лет [Wallace, 1968; Toksöz et al., 1977] отражают интенсивное современное разрывообразование в этом месте.

Суммарное плиоцен-четвертичное сдвиговое смещение на сирийском отрезке Левантской зоны составляет 20–25 км (или несколько больше, до 40 км, если приразломные блоки испытали вращение в процессе перемещений). Это близко к суммарной амплитуде плиоцен-четвертичного сдвига в районе Мертвого моря – около 40 км [Quenell, 1959]. Но там выявлен еще 60-километровый миоценовый сдвиг, отсутствующий на

сирийском отрезке Левантской зоны. Очевидно, тогда сдвиг Мертвого моря имел иное, чем сейчас, продолжение. Выполненные В.Г. Трифоновым совместно с сирийскими геологами Т. Заза и Ю. Эль-Хаир [Trifonov, 1986] исследования показали, что в позднем миоцене разлом Мертвого моря, вероятно, продолжался вдоль пальмирских складок и далее на северо-восток, обособляя от основного массива Аравийской плиты ее северную часть — блок Алеппо. На более ранних этапах миоцена, в предгельветское время, сдвиг Мертвого моря мог продолжаться от района Бейрута вдоль континентального склона, смыкаясь на севере с Латакийско-Килисской [Серия..., 1968] системой разломов. Таким образом, как и в Памяро-Гималайском регионе, на обрамлениях северной части Аравийской плиты в течение неотектонического этапа происходила неоднократная скачкообразная миграция фронта движущихся на север литосферных масс, но в отличие от Памира миграция здесь была неоднаправленной и осуществлялась в меньших масштабах.

Тянь-шаньская горная система служит тектонотипом консолидированной складчатой области, активизированной в новейшее время давлением сближающихся с ней и интенсивно деформируемых в процессе движения литосферных масс, в данном случае Индостано-Памира. Тянь-шаньский тектонотип детально описан в наших прежних работах [Макаров, 1977; Геологическое..., 1978] и здесь подробно не рассматривается. Отметим лишь, что зоны этой горной системы представляют собой крупные складки основания, осложненные разломами, в том числе крупными секущими сдвигами, и более мелкими складками осадочного чехла. Складки простираются примерно поперек направления движения Индостано-Памира, т.е. сформировались в условиях сжатия. Оно привело к поперечному (субмеридиональному) укорочению и утолщению земной коры, т.е. к ее скучиванию.

Вместе с тем по отдельным продольным разломам горной системы наряду со взбросовыми отмечаются сдвиговые смещения, отражающие отжимание горных масс в стороны от области наибольшего сжатия, создаваемого давлением выступающей к северу части Памиро-Гималайского синтаксиса. Характерно, что неотектоническое развитие Тянь-шаньского орогена происходит с ускорением, вероятно обусловливаемым приближением и соответственно возрастающим давлением Индостано-Памира [Корреляция..., 1985].

В Тянь-Шане обнаружены признаки дисгармонии между новейшими структурами разных уровней литосферы [Макаров и др., 1974; Тектоническая..., 1982]. Дисгармония проявляется как в слиянии и изменении конфигурации с глубиной отдельных складок основания и складчатых зон, так и в активизации на глубинных уровнях земной коры секущих по направлению структурных элементов, весьма слабо выраженных в деформациях земной поверхности.

Особенности Тянь-шаньского тектонотипа в той или иной мере присущи некоторым другим горным системам Альпийско-Азиатского мегапояса, например Большому Кавказу, Восточным Карпатам и, вероятно, Альпам. Развитию орогенных складок способствуют здесь значительные мощности осадочного чехла, сохранившего, несмотря на консолидацию в процессе альпийского тектогенеза, способность к пластическим деформациям. На Кавказе выявлена дисгармония неотектонических структурных планов разных уровней литосферы [Макаров и др., 1974]. Черты неотектонического расслоения литосферы присущи также Альпам [Пейве и др., 1983] и предгорьям Карпат.

Иной тип неотектонического строения, связанного с горизонтальным сжатием, представляет Алтае-Саянская область. Для нее характерны не столько складчатые изгибы консолидированного основания, как для Тянь-Шаня, сколько торшение земной коры с образованием поднятых по разную высоту и нередко наклоненных блоков. Разломы более разнообразны по ориентировке и кинематике, причем значительную роль играют сдвиги. Структуры такого типа достаточно широко представлены в азиатской части мегапояса, а в Центральной Европе представлены новейшими дислокациями Северных Карпат.

Наибольшее распространение в азиатской части мегапояса имеют новейшие структуры монгольского типа. Здесь обширные слабо деформированные территории (относительно стабильные области литосферы) разделены линейными зонами интенсивных новейших дислокаций. Последние представлены чередованием узких поднятий и прогибов (горных хребтов и межгорных впадин) складчатого или блокового строения. В пределах Монголии, например, намечается постепенный переход от складчатых форм к блоковым в северо-восточном направлении, вероятно, в связи с уменьшающейся ролью сжатия в формировании структуры. Но главная особенность описываемого тектонотипа – резкое преобладание сдвиговой компоненты перемещений по продольным разломам подвижных зон. Системы таких зон образуют сдвиговые пояса в Китае и других странах Центральной и Восточной Азии. Велика роль новейших сдвигов также в Афганистане, Иране, Турции.

При значительном сходстве европейской части мегапояса с его более восточными районами наблюдается важная ее особенность – обилие наложенных новейших впадин, расчленяющих мегапояс на автономно развивающиеся сегменты. Некоторые впадины имеют явно рифтовый облик. Таковы Рейнский и Ронский грабены. Вероятно, рифтогенное происхождение (и признаки рассеянного спредингга) имеют впадины Тирренского и Эгейского морей. По мнению Е.Е. Милановского [1972], специфической формой рифтогенеза являются и мантийные вулканические зоны Транскавказского вулканического пояса. Все эти структуры можно рассматривать как выражение наступления Индийско-Тихоокеанской рифтовой мегасистемы на орогенический мегапояс подобно тому, как это происходит в Провинции Бассейнов и Хребтов на западе Северной Америки – на сочленении Индийско-Тихоокеанской мегасистемы с новейшими структурами Тихоокеанского кольца [Трифонов, 1983].

Иначе обстоит дело с Паннонской и, вероятно, генетически сходными с ней Трансильванской и Лутской впадинами. А.Ф. Грачев [Грачев и др., 1986] отмечает в Паннонской впадине такие признаки континентального рифтогенеза, как характерный для него вулканизм и внутренняя линейная зональность (северо-восточного простирания). Но общая изометричная форма впадины при отсутствии структурных продолжений внутренних линейных зон или признаков трансформации их предполагаемого раздвигания в другие проявления горизонтальных движений за пределами впадины; ее наложение на разнородные элементы альпийской складчатой системы, не раздвинутые, а сохраняющие связность под отложениями впадины; наконец, признаки концентрического разрастания впадины с прекращением орогенеза и вовлечением в опускание периферийных горных сооружений – все это свидетельствует о погружении впадины без значительного однонаправленного горизонтального растяжения [Г.И. Рейснер, М.Г. Рейснер, 1987].

Подобные явления в несколько иной геодинамической обстановке описаны выше для Карибского тектонотипа. Они указывают на опускание отдельных частей некогда единой орогенической системы в процессе перерождения литосферы. Возможно, таким процессом является эклогитизация нижней части земной коры в областях ее значительного скучивания и утолщения на предыдущих стадиях альпийского тектогенеза. Эклогитизация приводит к уплотнению горных масс и соответственно к погружению земной поверхности. Накопление осадков в погружающихся впадинах служит дополнительным изостатическим фактором опускания. Не исключено, что со временем подобные дифференцированные опускания охватят и другие части Альпийско-Азиатского мегапояса и что именно таким ходом событий могло определяться появление тафрогенных структур на заключительном этапе развития палеозойского основания молодых плит.

## ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НОВЕЙШЕГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Важная роль неотектоники в современной геологической науке определяется двумя обстоятельствами. Во-первых, проявления на земной поверхности тектонических движений новейшего (неоген-четвертичного) этапа, особенно его последней стадии — голоцена, могут быть изучены, измерены и датированы гораздо точнее, чем подобные проявления геологического прошлого, искаженные последующими процессами. Во-вторых, сейсмичность и геофизические поля позволяют сопоставить неотектонику земной поверхности с современным строением и состоянием недр и построить объемную модель тектонического развития литосферы. Поэтому неотектоника служит экспериментальной базой для создания и проверки многих положений современных тектонических концепций.

Сейсмологические и неотектонические данные о глубинном строении и кинематике активных зон, а также палеомагнитная характеристика и корреляция разрезов новейших отложений сыграли важную роль в становлении концепции тектоники литосферных плит, занявшей ведущее место в современной геологической науке. Основные положения тектоники плит сформулировали в 1965—1970 гг. Дж. Уилсон, В. Морган, Кс. Ле Пишон, Дж. Дьюи и Дж. Берд, У. Диккинсон, Б.А. Айзекс и др. [Новая..., 1984]. Они опирались на представления о дрейфе континентов и о связи с ним деформаций земной коры, развивавшиеся Ф. Тейлором, А. Вегенером, Э. Арганом, А. Холмсом и дополненные выводами Г. Хесса и Р. Дица о спрединге океанической коры — разрастании в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и субдукции — поглощении в областях островных дуг и активных континентальных окраин. Решающее доказательство спрединга дала интерпретация Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом полосовых магнитных аномалий в океанах.

Согласно концепции тектоники плит, литосфера, охватывающая как земную кору, так и верхи мантии, состоит из нескольких жестких недеформируемых плит, которые движутся по верхнемантийному слою пониженной вязкости — астеносфере, раздвигаясь в одних местах и сближаясь в других. В зонах раздвигания происходит наращивание литосферы, и в частности океанической коры, а в зонах сближения плит одна из них пододвигается под другую и погружается в мантию, что сопровождается деформацией краев плит, их магматическим и метаморфическим преобразованием, приводящими к формированию складчатого пояса. Кровля погружающейся плиты отмечается глубинной фокальной зоной, с расположением и наклоном которой связано закономерное изменение состава и металлогенической специализации извергаемых пород вкрест простирающейся островной дуги или активной континентальной окраины, а также формирование парных — низкотемпературного высокотемпературного и высокотемпературного — метаморфических поясов. Движение плит отражает конвекцию мантийного или по крайней мере верхнемантийного вещества Земли.

Таким образом, концепция тектоники плит сложилась в целостное учение, объясняющее с единых позиций большое количество известных фактов и, что особенно важно, сплотившее усилия геологов, геофизиков, а также геохимиков и петроло-

гов над решением общих задач, заметно повысив тем самым эффективность их исследований.

Вместе с тем за 15–20 лет, истекшие со времени, когда были сформулированы основные положения тектоники литосферных плит, появились новые факты, заставляющие изменить или дополнить некоторые из этих положений. В предлагаемой главе они рассматриваются в сопоставлении с неотектоническими данными. Одно из таких положений – вертикальная однородность плит в отношении латеральных перемещений и деформаций.

### 9.1. ТЕКТНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Еще в 1967 г., т.е. одновременно со становлением концепции тектоники плит, А.В. Пейве показал возможность дифференцированных латеральных перемещений отдельных слоев литосферы – ее тектоническую расслоенность. Развивая это представление, А.В. Пейве писал: "Можно сделать заключение, что материал отдельных частей тектоносферы в латеральном направлении перемещается дифференцированно, т.е. с разной скоростью. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой верхней мантии, то с не меньшим основанием можно признать также большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее" [1977, с.7].

Эта идея получила подтверждение при изучении тектонических покровов, возникших, как удалось доказать, в результате отслоения и латерального перемещения горных масс на разных уровнях земной коры и верхов мантии [Тектоническая..., 1980; Пейве и др., 1983]. Движение и ссучивание отслоенных пластин играет решающую роль в аккреции континентальной коры [Пейве и др., 1985]. Однако изучение офиолитовых комплексов показало, что тектоническое расслоение проявлялось в них и раньше аккреции континентальной коры -- на стадии спрединга океанической литосферы или образования краевых морей. На это указывает резкая структурная дисгармония мантийной дунит-гарцбургитовой ассоциации по отношению к вышележащему разрезу и габброидов по отношению к дайковому комплексу и базальтам [Тектоническая..., 1980].

В становлении концепции тектоники плит большое значение имели неотектонические и сейсмологические исследования. Они внесли вклад и в развитие представлений о тектонической расслоенности литосферы. Важнейший инструмент изучения тектонической расслоенности – выявление различий новейших, т.е. одновременно формирующихся, структурных планов на разных уровнях земной коры и верхов мантии [Макаров и др., 1974; Тектоническая..., 1982; Кожурин, Трифонов, 1982; Трифонов, 1983; Трифонов и др., 1984]. Для изучения такой дисгармонии использовался комплекс аэрокосмических, геологических, структурно-геоморфологических и геофизических данных. Наиболее ярко структурно-динамическая дисгармония между слоями земной коры выражена в Памиро-Гималайском регионе (см. гл. 4). Но проявления ее обнаружены и во многих других горных сооружениях Альпийско-Азиатского и Крайне-Тихоокеанского новейших подвижных поясов, причем не только в структурах сжатия, но и в зонах сдвигов, иногда сочетающихся со структурами растяжения.

Доказательства дисгармонии новейших структур разных уровней земной коры дополняются данными о коровых волноводах и субгоризонтальных фокальных зонах. Показательна общая особенность распределения гипоцентров сильных мелкофокусных землетрясений: ниже 20–30 км их количество резко уменьшается (рис. 94). Эта особенность характерна для всех внутриконтинентальных и крайне-континентальных активных зон, а также для островных дуг с развитым гранитно-метаморфическим слоем, но исчезает в тех островных дугах, где последний развит слабо или отсутствует. Очевидно, такая дисгармония характерна именно для континентальной коры.

Что же касается верхней мантии, то сведения о ее тектоническом расслоении ограничиваются областями промежуточных и глубокофокусных землетрясений. В общем

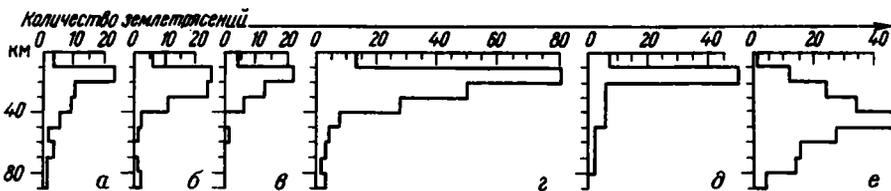


Рис. 94. Гистограммы распределения по глубинам до 90 км гипоцентров землетрясений СССР и сопредельных территорий с магнитудами  $M > 6$ .

*a* — Ближний и Средний Восток, Кавказ, Копетдаг; *б* — Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань; *в* — Алтае-Саянская область, Байкал, Забайкалье, Монголия и соседние районы Китая; *г* — континентальная часть СССР и приграничные зарубежные территории в целом; *д* — Камчатка; *е* — Курилы и Северная Япония [Новый..., 1974]

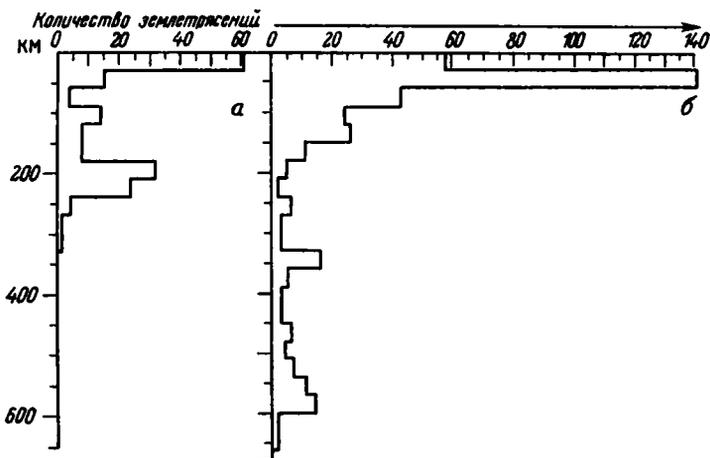


Рис. 95. Гистограммы распределения по глубинам гипоцентров землетрясений с магнитудами  $M > 6$   
*a* — Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань; *б* — Курилы, Северная Япония, Охотское и Японское моря [Новый ..., 1974]

виде на него указывает вертикальная неоднородность в распределении гипоцентров землетрясений (рис. 95). Для Памиро-Гиндукушской фокальной зоны на основе анализа графиков повторяемости землетрясений Г.А. Востриков (см. гл. 4) выявил изменения напряженного состояния, эффективной сейсмической вязкости и скорости сейсмических деформаций на разных уровнях верхней мантии. Попытка воспроизвести объемное распределение скоростей распространения продольных сейсмических волн, предпринятая А.В. Николаевым и И.А. Саниной [1982] для Памиро-Гиндукушского региона, также показала значительные вертикальные и латеральные неоднородности. Вероятно, тектоническое расслоение и дифференцированные по глубинам тектонические перемещения и деформации, обнаруженные в земной коре современных подвижных поясов, в такой же, если не в большей мере свойственны их мантийным горизонтам.

Пока немногочисленны данные, свидетельствующие о возможном тектоническом расслоении океанических активных зон. На него указывают несогласия современных структурных планов, выявленные в трансформных зонах севера и юга Исландии и некоторых участков Срединно-Атлантического хребта [Трифонов, 1977, 1983], волноводы в низах коры, обнаруженные в этом хребте севернее Азорских островов, на востоке Тихого океана и других местах, а также пологие поверхности отражения сейсмических волн, установленные в третьем океаническом слое Срединно-Атлантического хребта на  $20^\circ$  с.ш. и прослеженные вкост его простирания на 200 км [Пушаровский и др., 1985].

Таким образом, проявления современного тектонического расщепления и дифференцированных на разных уровнях земной коры тектонических перемещений обнаружены в пределах континентальных, приокеанических и некоторых внутриокеанических активных поясов. Есть основания полагать, что эти явления свойственны не только коре, но и верхней мантии активных областей. Земная кора и верхняя мантия оказываются нарушенными не только вертикальными и наклоненными, но и субгоризонтальными зонами контрастных тектонических движений — астенослоями и астенолинзами, разделяющими более прочные пластины и блоки с различным стилем деформаций. В связи с этим граница литосферы и астеносферы в верхней мантии представляется весьма условной.

Нет решающих доказательств того, продолжается ли современная тектоническая расщепленность литосферы за пределами активных поясов. Анализ данных глубинного сейсмического зондирования территории СССР позволил Н.И. Павленковой [Сейсмические..., 1980] выделить коровые волноводы практически во всех типах континентальных структур: на древних щитах, в фанерозойских складчатых областях разного возраста, на древних и молодых платформах. Коровый волновод в Южных Альпах перекрыт пластиной со скоростями продольных волн  $v_p = 7,2-7,38$  км/с, которая, погружаясь на юго-восток, смыкается с мантией ( $v_p = 8,3$  км/с). Немногочисленные обнажения мантийной пластины в зоне Ивреа—Вербано представлены перцолитами. В данном случае достаточно очевидно, что инверсия скоростей связана с надвиганием мантийной пластины и залегающего на ней разреза Южных Альп на Пеннинскую и Восточно-Альпийскую зоны [Пейве и др., 1983].

Новые данные о природе коровых волноводов дало непрерывное сейсмопрофилирование методом отраженных волн. Изучение таким методом разломов кристаллического фундамента Украинского щита показало систематическое изменение их наклонов от крутых у самой земной поверхности к средним ( $30-35^\circ$ ) на глубинах от 2–3 до 10–15 км и, наконец, к пологим до почти горизонтальных на уровне кровли корового волновода [Шаров, Гречишников, 1982].

Данные по Кольской сверхглубокой скважине [Кольская..., 1984] позволяют связывать уменьшение плотности пород и скоростей сейсмических волн на глубине 4,5 км (признаки волновода) не с изменением первичного состава пород, а с увеличением расщепления при переходе от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма; возрастание трещиноватости обуславливает повышенную обводненность.

Приведенные факты указывают на тектоническую, дислокационную природу слоя пониженных скоростей в земной коре. Согласно представлениям В.Н. Николаевского [1982] и С.И. Шермана [1977], реакция достаточно мощной земной коры, подвергающейся воздействию тангенциальных тектонических напряжений, зависит от литостатического давления, т.е. от глубины. Если в верхнекоровом слое развиваются сколовые нарушения, то более глубокие горизонты испытывают разрушение многочисленными мелкими трещинами, переходящее ниже в милонитизацию и бластез. На промежуточной глубине объемное разрушение приводит к разуплотнению пород, регистрируемому понижением скоростей сейсмических волн [Николаевский, Шаров, 1985]. Таким образом, расщепление коры с возникновением дислокационного волновода является закономерным результатом приложения к ней тангенциальных тектонических усилий. Перемещение горных масс вдоль волновода по субгоризонтальным разрывам и трещинам облегчается его повышенной обводненностью. В более низких горизонтах коры преобладают квазипластические деформации. При наличии вертикальной вещественной неоднородности коры картина дислокационного расщепления усложняется.

Описанное расщепление коры вне активных областей обусловлено древними тектоническими процессами, но оно создает потенциальную возможность для дифференциации по глубинам и новейших латеральных перемещений. Поэтому рассчитанные в тектонике литосферных плит направления и скорости их относительных новейших перемещений характеризуют лишь коровые или — в областях с достаточно мощной корой — верхнекоровые пластины литосферы, но могут отличаться от направлений и скоростей движений более глубинных литосферных масс.

Второе важное положение тектоники плит – их жесткость и пренебрежимо малая деформируемость. На рис. 54 представлены крупнейшие разломы Азии, активные в голоцене. Подтверждаются ранее сделанные выводы о преобладании горизонтальных смещений над вертикальными и, в частности, о сближении горных масс Аравии и Индостано-Памира с более северными районами Евразии. На это указывают левые сдвиги на западных и северо-западных флангах Аравии и Индостано-Памира и правые сдвиги на их северо-восточных флангах. Субширотные сдвиги Северной Анатолии, Ирана, Афганистана и Таджикской депрессии, Тибета, Куьнлуна и Алтынтага отражают процессы отжимания горных масс в стороны от движущихся к северу Аравийских и Индостано-Памирских литопластин [Molnar, Tarponier, 1975; Трифионов, 1976]. Вместе с тем выясняются два новых обстоятельства.

Во-первых, проявления относительных перемещений крупных литопластин охватывают подвижные пояса шириной в сотни километров. Следовательно, краевые части сближающихся плит испытывают значительные деформации и внутренние смещения. Памиро-Гималайская краевая область голоценовых деформаций соизмерима с относительно слабо деформированной частью Индостанского субконтинента. Восточнее подвижный пояс становится еще шире. Кинематику многочисленных разнонаправленных активных разломов, сочетающихся со складчатыми деформациями чехла и фундамента, правильнее рассматривать не как результат взаимодействия жестких плит и микроплит, а как проявление деформации литопластин.

Во-вторых, среди активных разломов Азии преобладают сдвиги. Большинство разломов простирается вдоль границ хребтов с соседними впадинами. Очевидно, и это подтвердили полевые исследования, по разломам происходят вертикальные движения, поддерживающие относительный рост гор. Но по многим из таких пограничных разломов голоценовые смещения имеют сдвиговую компоненту, соизмеримую, а чаще большую, чем вертикальная. Рассчитанные скорости позднечетвертичных сдвиговых перемещений измеряются единицами (порой больше десяти) миллиметров в год (табл. 11). Продольные сдвиги играют, таким образом, гораздо большую кинематическую роль, чем им отводилась прежде, что, возможно, связано с энергетической экономностью сдвиговых перемещений, при которых не преодолевается сила тяжести.

По сравнению с областями распространения сдвигов площади, занятые, с одной стороны, преимущественно складчато-надвиговыми голоценовыми нарушениями (типа Внешней зоны Памира или Гималаев), а с другой – сбросо-раздвиговыми (типа Байкала или грабена Шаньси), невелики. Любопытна и еще одна особенность: вертикальная компонента смещений по большинству сдвигов Азии оказывается взбросовой независимо от простираения сдвигов. Сбросовой она является лишь в приморских районах востока Азии, в Байкальской рифтовой системе, районе Лутского массива Ирана и локально в некоторых других местах. Иначе говоря, большая часть внутриконтинентальных активных зон развивается в обстановке сжатия.

Выделяются пояса преимущественного распространения левых или правых сдвигов. Так, разломы с правосдвиговой компонентой смещений играют важную роль в структуре Северного Тянь-Шаня, Джунгарии, Монгольского Алтая. Другой пояс правых сдвигов протягивается от Восточного Китая (разлом Танлу) до Камчатки (Восточный фас Центральной Камчатской депрессии). Между этими двумя поясами расположены пояса левых сдвигов Прибайкалья и Станового нагорья, Монголии, Китая. Простираения сдвигов в пределах поясов существенно варьируют. У правых сдвигов западного пояса они изменяются от запад-северо-западного, почти широтного на южном краю Джунгарской впадины до северо-северо-западного в Монгольском Алтае. Еще более изменчивы простираения в поясе левых сдвигов Южного Китая: от восток-северо-восточного у Алтынтагского разлома до северо-северо-западного у разломов Ксяншуй и Ксяочан.

Преимущественно сдвиговый характер голоценовых смещений присущ не только внутриконтинентальным подвижным поясам. На активных окраинах и в островных ду-

Т а б л и ц а 11  
Скорости сдвиговых перемещений по активным разломам Азии, мм/год

№ на рис. 54	Разлом		Инстру- мен- тальные данные	Геолого-геоморфо- логические данные		Литературный источник
	Название	Правый— П, левый— Л		за позд- ний го- лоцен	за позд- нечетвер- тичное время	
1	Левантский (Мертвое море, Северо-Восточ- ная Сирия)	Л	—	7,5/5	—	Zak, Freund, 1965 Trifonov, 1986
2	Кобыстан- ский	—	—	—	1	Трифонов, 1983
3	Главный Ко- петдагский	П	—	—	2	То же
4	Дарваз-Алай- ский	Л	—	20	10—15	“
5	Таласо-Фер- ганский	П	—	5	7—8	Данные В.Г. Трифонова и С.Ф. Скобелева
6	Джунгарский	П	—	—	9—18	Ding Guoyu, 1983
7	Северо-Тянь- шаньский	П	9	—	—	То же
8	Эртайский	П	—	—	13—17	“
9	Кобдинский	П	—	5—6	—	Трифонов, 1985
10	Хангайский	Л	—	9	—	То же
11	Алтынтагский	Л	2	—	6—7	Ding Guoyu, 1983
12	Наньюшанский	Л	—	—	18	То же
13	Ксяншуй	Л	10	—	3—9	“
14	Реки Зему	Л	—	—	9	“
15	Ксяочан	Л	—	5—6	—	“
16	Каобанг- Лангшон	Л	—	—	5—10	Данные В.И. Макарова и А.И. Кожурина
17	Танлу	П	0,6	—	2	Ding Guoyu, 1983
18	Срединная ли- ния Японии	П	—	—	5—10	Методы ..., 1984
19	Восточный фас Центральной Камчатской депрессии	П	—	—	13—15	Данные А.И. Ко- журина
20	Красной ре- ки	П	—	—	5—10	Данные В.И. Ма- карова и А.И. Ко- журина
21	Западно-Тай- ваньский	Л	6	—	—	Ding Guoyu, 1983
22	Восточно- Тайваньский	Л	12	—	5	Ding Guoyu, 1983 Кожурин, Трифонов, 1982

гах Тихого океана продольные разломы также имеют нередко сдвиговую компоненту смещений, превосходящую сбросовую или надвиговую компоненту [Кожурин, Трифонов, 1982]. Правосдвиговые голоценовые смещения характерны для Восточного фаса Центральной Камчатской депрессии, Восточно-Сахалинского разлома, Срединной линии и разлома желоба Сигами Японии, Альпийского разлома Новой Зеландии, Атакамского разлома Анд, разлома Сан-Андреас на западе Северной Америки, разломов Аляски и

Западных Алеут. Продольные голоценовые левые сдвиги установлены на Тайване и Филиппинах. Перечисленные области имеют развитую континентальную кору, реже кору переходного типа. Там, где островная дуга имеет кору, близкую к океанической, сдвиговая компонента движений по продольным разломам уменьшается, сдвиги сменяются структурами пододвигания океанических масс под островную дугу или, в областях вулканизма, продольными структурами растяжения. Характерный пример – дуга Тонга–Кермадек на продолжении Альпийского сдвига Новой Зеландии. Вероятно, сдвиговый характер перемещений наиболее характерен для верхней части континентальной коры.

Тот факт, что по сравнению с областями сдвиговой тектоники современные зоны преобладающего сжатия или растяжения охватывают небольшие площади континентальных подвижных поясов, указывает, по нашему мнению, на ограниченную структурообразующую роль сближения и раздвигания верхнекоровых литопластин. Эти пластины, деформируемые многочисленными сдвигами, не могут передавать на значительные расстояния структурообразующие усилия, и сами сдвиги представляются не результатами таких взаимодействий, а скорее отражением перемещений более глубоких литосферных масс<sup>1</sup>.

### 9.3. ЗОНЫ КОЛЛИЗИИ И АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Изложенные факты позволяют по-новому подойти к структурообразующим процессам при сближении литосферных масс. Континентальная коллизия приводит на участках максимального сближения литопластин типа Памиро-Гималайского региона к скучиванию горных масс, которые в условиях тектонического расслоения осуществляется неравномерно на разных уровнях. Скучивание является ведущим фактором горообразования, дополняясь изостатическим поднятием, компенсирующим поверхностную эрозию, и другими вторичными процессами. Для верхнекорового слоя таких областей характерно широкое развитие тектонических покровов. На больших глубинах (40–70 км) коровые образования подвергаются частичному плавлению, приводящему к гранитоидному магматизму и метаморфизму вышележащих пород. Остаточные продукты плавления могут со временем эклогитизироваться и благодаря этому приближаться по физическим свойствам к породам мантии. Возможно, именно такие преобразования (наряду с поверхностной эрозией) привели к тому, что современная глубина поверхности Мохоровичича в палеозоидах Евразии, которые, судя по геологическим данным, испытали в свое время скучивание, подобное памиро-гималайскому, обычно не превышает 40–45 км.

Образование Памиро-Гиндукушской мантийной фокальной зоны может отчасти объясняться скучиванием холодных верхнемантийных масс, способных к хрупкому разрушению. Однако более вероятной, особенно на значительных глубинах, представляется связь мантийной сейсмичности с концентрацией и соответственно возрастанием скорости тектонических деформаций в ограниченных объемах горных пород (эффект воронки), что наглядно иллюстрируется сравнением площадей, занятых в Памиро-Тяньшаньском регионе эпицентрами коровых и мантийных сильных землетрясений (см. рис. 61). Такое же происхождение могут иметь и другие внутриконтинентальные мантийные фокальные зоны, например зона Вранча в Карпатах.

С удалением от областей максимального скучивания стиль новейшей тектоники в верхней части коры подвижных поясов постепенно изменяется. Складчатые деформации все более уступают место блоковым смещениям преимущественно сдвигового характера. Скучивание верхнекоровых масс происходит и здесь, но осуществляется главным образом путем торошения блоков. При этом не исключено частичное перемещивание коровых и мантийных пород, с чем отчасти может быть связано разуплотнение верхов мантии, предполагаемое, например, под Тянь-Шанем [Артемьев, 1984].

Иначе представляется процесс новейшего структурообразования в островных дугах и

<sup>1</sup> К аналогичному выводу пришли С.И. Шерман и его соавторы на основе изучения неотектоники зоны БАМ и соседних территорий [Геология..., 1984].

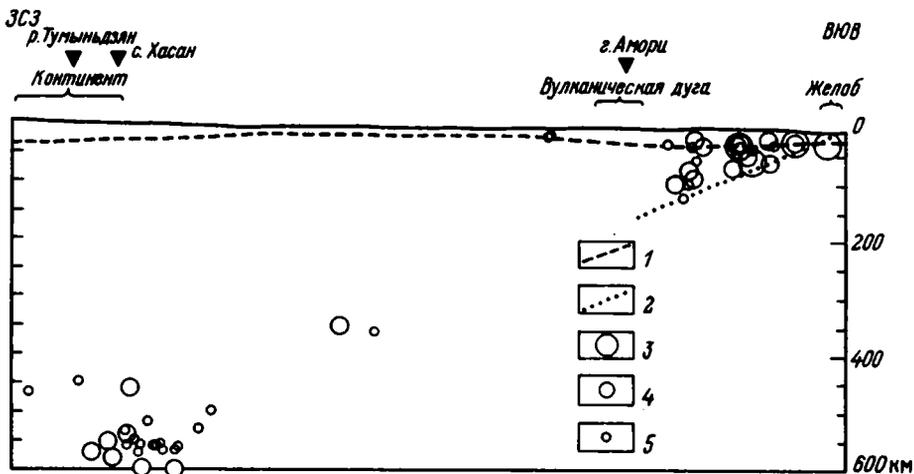


Рис. 96. Профиль через Японское море и Северную Японию по линии сомон Хасан – г. Амори  
 1 – поверхность Мохоровичича; 2 – ось фокальной зоны по слабым землетрясениям [Методы..., 1984]; 3–5 – гипоцентры сильных землетрясений с магнитудами: 3 –  $M > 8$ , 4 –  $8 > M > 7$ , 5–7 –  $M > 6$ ; на линию профиля спроектированы гипоцентры землетрясений, отстоящие от нее до 1,5° [Новый..., 1974; The Instruction..., 1981]

на активных континентальных окраинах. Важную роль здесь играет развитие глубинной фокальной зоны, наклоненной в сторону континента. Закономерное изменение в этом направлении химизма извергаемых пород свидетельствует о том, что по крайней мере частично их состав обусловлен переработкой погружающейся вдоль фокальной зоны океанической литосферы, хотя другие факты, и в частности отношения изотопов стронция, скорее указывают на связь продуктов извержений с породами литосферного клина над фокальной зоной.

В разрезе верхней части Японской сейсмофокальной зоны по гипоцентрам слабых землетрясений очерчиваются две ветви: одна, местами разделенная на два близких параллельных слоя, погружается до глубин 150–170 км, а другая, почти горизонтальная, приурочена к низам коры и верхам мантии [Методы..., 1984]. В обеих ветвях количество гипоцентров уменьшается с приближением к области активного вулканизма. Расположение гипоцентров сильных землетрясений (рис. 96) обнаруживает сходные тенденции – с той лишь разницей, что большинство их находится в литосферном клине над погружающейся ветвью фокальной зоны, трассируемой слабыми землетрясениями. До глубин 150–200 км прослеживаются и скоростные неоднородности в мантии, которые можно связывать с разогревом и магматической переработкой пород над фокальной зоной [Андерсон, Дзевонский, 1984]. Очевидно, что вплоть до глубин 150–200 км погружение и переработка океанической литосферы в значительной мере определяют тектоно-магматическую эволюцию островной дуги или активной континентальной окраины.

Глубже 200 км латеральные скоростные неоднородности, которые можно связывать с погружением и переработкой океанической литосферы, с определенностью не улавливаются. Гипоцентры землетрясений не образуют непрерывного слоя, а группируются в отдельные скопления, располагающиеся примерно на продолжении фокальной зоны [Пушаровский, 1972]. Так, глубокофокусные сильные землетрясения под Японским морем образуют два скопления – небольшое на глубинах 300–350 км и более значительное на глубинах 500–600 км. Эти особенности позволяют предположить, что большая часть погружающейся вдоль фокальной зоны океанической литосферы к глубинам около 200 км перерабатывается и изменяется настолько, что сближается по физическим свойствам с соседними мантийными образованиями. Землетрясения в более глубоких областях, фиксируемые скоплениями гипоцентров, могут иметь иную, нежели до 200 км, природу [Пушаровский, 1972] и быть частично обусловлены локальным

возрастанием скорости тектонических деформаций на границе океана и континента<sup>1</sup>.

Вместе с тем субгоризонтальная ветвь гипоцентров, приуроченная в Японской островной дуге к низам коры и верхам мантии, позволяет предположить здесь контрастные латеральные перемещения горных масс. На это же указывает дисгармония между коровыми и более глубинными новейшими структурами активных окраин Тихого океана, выразившаяся, в частности, в преобладании сдвиговых перемещений гранитно-метаморфического слоя, не характерном для более низких уровней литосферы [Кожурин, Трифонов, 1982]. Все сказанное позволяет допустить, что часть океанической литосферы внедряется вдоль субгоризонтальных зон контрастных тектонических движений под островные дуги и активные континентальные окраины. В целом же эти области представляются не только и, может быть, не столько зонами нисходящего потока вещества, сколько областями тектоно-магматической переработки океанических литосферных масс, вовлекающей их в дальнейшие латеральные перемещения.

Получается, что и активные континентальные окраины, и внутриконтинентальные зоны коллизии не создают нисходящих потоков литосферы, достаточных, чтобы компенсировать ее наращивание в океанах. В то же время под континентами, и в том числе под их древними ядрами — под большей частью Северной Евразии, юго-западной половиной Африки, северной частью Индостанского субконтинента, Австралией, Канадским и Бразильским щитами (рис. 97), высокоскоростные, относительно холодные объемы мантийного вещества прослеживаются до глубин более 150 км [Андерсон, Дзевонский, 1984]. Таким образом, мантийное вещество литосферного типа распространяется до значительных глубин не только под активными окраинами и зонами коллизии, но и под другими частями континентов. Последнее обстоятельство можно объяснить двояко.

Согласно первому объяснению, повышенная скорость сейсмических волн в верхней мантии, сочетающаяся с пониженной тектонической активностью кратонов и других частей континентов вне подвижных поясов, отражает охлаждение верхней мантии до значительных глубин, редуцирование или отсутствие астеносферы и благодаря этому связь земной коры и верхов мантии с более глубокими ее горизонтами в прочные и однородные по деформационным свойствам линзы. Против такого объяснения свидетельствуют отмеченные выше признаки тектонического слоения земной коры континентов вне подвижных поясов, а также быстрая изостатическая компенсация латеральными перемещениями мантийных масс таяния ледников последнего оледенения на Балтийском и Канадском щитах [Артюшков, 1979].

Поэтому более вероятным представляется второе объяснение, согласно которому под континентами происходит сгущивание литосферных масс, пополняемых перемещающейся в сторону континентов переработанной океанической литосферой. Отражением такого сгущивания мантийной части литосферы может быть превышающее литостатическое давление сжатие верхнекоровых литопластин [Кропоткин, 1977]. Примером тому служит Северо-Американский кратон. Под Провинцией Бассейно и Хребтов запада Северной Америки обнаружено погребенное продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия, сходное по современной кинематике с рифтово-трансформной системой Калифорнийского залива, но дисгармоничное относительно новейших верхнекоровых структур Провинции [Трифонов, 1983]. Приток разогретых глубинных масс в области погребенного поднятия находит отражение в термальных аномалиях, петрологии и геохимии изверженных пород, понижении скоростей сейсмических волн в мантии. Вместе с тем он может вызывать сжатие и сгущивание верхней мантии Северо-Американского кратона. Последнее проявляется в повышенных скоростях сейсмических

<sup>1</sup> Не исключено, однако, что отдельные тяжелые блоки, состоящие из остаточных продуктов переработки океанической литосферы, погружаются на значительные глубины мантии. Они могут создавать неоднородности физических свойств и служить источником части землетрясений. Анализ аномалий распространения сейсмических волн от глубокофокусных землетрясений под Охотским и Японским морями допускает там существование таких неоднородностей до глубин 900–1000 км [Creager, Jordan, 1984].

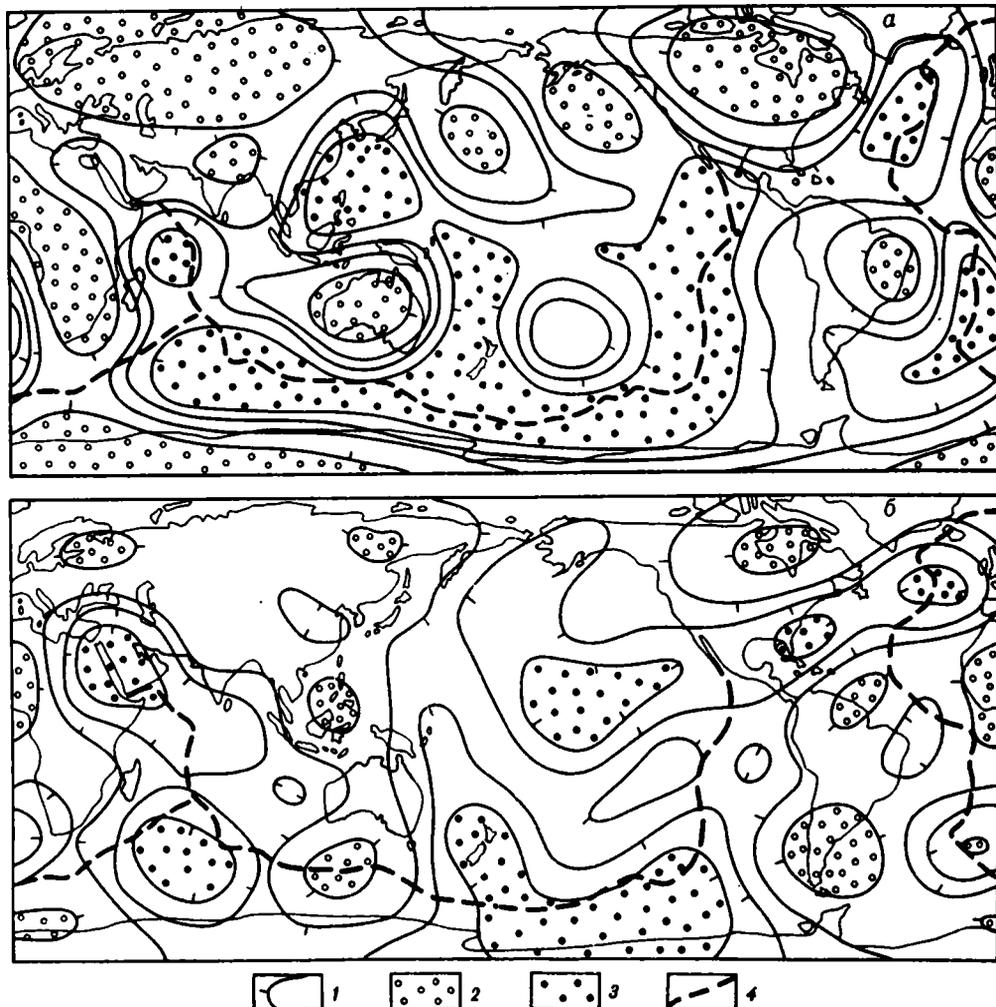


Рис. 97. Распределение (в условных изолиниях) разноскоростных объемов мантии на глубинах 150 км (а) и 350 км (б) [Андерсон, Дзевонский, 1984]

1 – изолинии скоростей продольных сейсмических волн, бергштрихи – в сторону меньших скоростей; 2, 3 – области сейсмических скоростей: 2 – наибольших; 3 – наименьших; 4 – главные элементы океанической рифтовой системы

волн в верхней мантии кратона, а также в северо-восточной ориентировке оси наибольшего современного сжатия верхнекоровых литопластин, достигающего высоких значений [Gough, 1984].

В пользу второго объяснения свидетельствует различие, которое намечается в скоростях латеральных перемещений континентальных и океанических образований, признаваемых частями единых литосферных плит [Пейве, Трифонов, 1981]. Так, скорость сближения с Евразией северной части Индийского океана, рассчитанная по самым молодым полосовым магнитным аномалиям, – 5–6 см/год [Ле Пишон и др., 1977], а скорость сближения с Евразией Индостанского субконтинента, полученная суммированием позднечетвертичных деформаций и смещений земной поверхности в Тяньшаньско-Памиро-Гималайском регионе, – около 4 см/год [Трифонов, 1983]. Скорость, рассчитанная по полосовым магнитным аномалиям в океане, вероятно, близка к скорости латерального перемещения мантии, которая, таким образом, движется быстрее верхнекоровых континентальных образований.

Аналогичным процессом, если он происходит на активных континентальных окраинах, объясняется развитие краевых морей. Они могут быть результатом утонения и разрыва континентальной коры над движущимися под континенты мантийными образованиями. Фрагменты гранитно-метаморфического слоя прежнего края континента, отторженные от движущихся литосферных масс в результате термомеханического разупрочнения коры процессами островодужного вулканизма, нередко сохраняются в разрезах островных дуг, например на Камчатке или в Японии. С движениями горных масс под континенты и с вызванным ими дифференцированным скучиванием континентальной литосферы можно связать и процессы новейшего "внутриплитного" горообразования, охватившего огромные пространства на Востоке Азии и в западной части Северной и Южной Америки.

В то же время только особенностями кинематики тектонических движений невозможно объяснить такие черты новейшего этапа, наиболее полно проявившиеся с позднего миоцена, как широкое развитие гор в областях древней складчатости, общая контрастность вертикальных движений и высокое стояние материков, выражающееся в господстве регрессивных условий осадконакопления. Кинематические условия, подобные современным, существовали и в более ранние эпохи мезозоя и кайнозоя, но черты, свойственные новейшему этапу, в такой мере не проявлялись. Традиционная тектоника плит предлагает в качестве причин подобных различий изменение скорости и направления относительного движения плит. Локально эта причина могла приводить к горообразованию как в новейшее время, так и ранее. Что же касается Земли в целом, то если судить по данным интерпретации полосовых магнитных аномалий океана и изучения следов "горячих точек", новейший этап не отличается повышенной интенсивностью движений, возросла только их вертикальная составляющая. Возможно, это связано с увеличением эффективной вязкости, обусловленным повышенными теплопотерями [Корреляции..., 1985]. Усиление вулканической активности на континентах и в океанах в позднем кайнозое свидетельствует в пользу такого предположения.

#### 9.4. О ТЕКТНИКЕ РАССЛОЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Неотектонические исследования вносят важные дополнения в разрабатываемую А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровским и рядом других советских геологов мобилистическую концепцию тектогенеза, которая может быть названа тектоникой расслоенной литосферы. Согласно этой концепции, исходной причиной тектогенеза представляются конвективные движения в верхней мантии. Тектонически расслоенная литосфера, и особенно ее коровая часть, вовлекается в эти движения опосредствованно и не полностью. Признаки тектонического расслоения есть в океанической, но более убедительны в континентальной литосфере. Последняя расслоена по меньшей мере на верхнекоровую и верхнемантийную относительно прочные пластины и нижнекоровый (включая внутрикоровый волновод) слой пониженной прочности. В новейших областях скучивания литосферных масс степень тектонического расслоения возрастает.

Восходящий мантийный поток сконцентрирован в отдельных струях, в общем тяготеющих к срединно-океанической рифтовой системе. От нее увлекаемые горизонтальным мантийным потоком литосферные массы дифференцированно на разных уровнях движутся к континентам. При этом на активных окраинах, часто обособленных от остальных частей континентов в виде островных дуг, океаническая литосфера претерпевает тектоно-магматическую переработку, в значительной мере преобразуясь в литосферу континентального типа.

Латеральное перемещение литосферы приводит к тому, что на окраинах и внутри континентов развиваются широкие подвижные пояса сложного строения, где литосфера, и в том числе континентальная кора, существенно деформируется, подвергаясь неравномерному скучиванию и утолщению. Обратный процесс утонения литосферы отмечается лишь в некоторых рифтогенных структурах и краевых морях. В областях

максимального внутриконтинентального скучивания развиваются верхнекоровые покровно-складчатые структуры, происходит их гранитизация и метаморфизм, тогда как низы коры могут приближаться по физическим свойствам к верхней мантии и совместно с ними деформироваться и перемещаться. В других, более обширных частях континентальных подвижных поясов происходит торошение коры, при котором скучивание является лишь подчиненной компонентой перемещений, имеющих преимущественно сдвиговый характер. Со сдвигами связаны отдельные зоны растяжения континентальной коры, под которыми мантийное вещество разуплотняется. Есть основания полагать, что сжатие и утолщение континентальной литосферы, по крайней мере на ее мантийном уровне, происходит и вне подвижных поясов, в частности под кратонами. Низы утолщенной литосферы, ее отторженные и погруженные фрагменты могут вовлекаться в движения мантийных масс, компенсируя наращивание литосферы в областях восходящего мантийного потока.

Горообразование связано в конечном счете со скучиванием и иными деформациями литосферных масс в процессе латеральных перемещений. Последние не только вызывают эти деформации, но и выступают в роли внешнего фактора, приводящего в действие различные локальные механизмы физического и химического преобразования вещества. Важное место среди них занимают проявления гравитационной и изостатической тектоники. Рост поднятий в условиях сжатия обуславливает их эрозию и отложение продуктов разрушения в соседних впадинах. Происходит нарушение изостатического равновесия, которое компенсируется на разных уровнях тектонически расслоенной земной коры и верхней мантии. В итоге поднятия еще более воздымаются, а впадины прогибаются. В прогибах может проявляться и такая форма гравитационной тектоники [Лукьянов, 1980; Скобелев, 1984], как течение осадочных пород под давлением неравномерно распределяющейся вышележащей молассы.

Значительное скучивание приводит к отделению летучих компонентов, частичному плавлению глубокопогруженных коровых масс и, вероятно, к эклогитизации остаточных продуктов. Вызываемое эклогитизацией уменьшение объема пород может быть источником опускания земной поверхности. Флюидная и вулканическая деятельность также служит причиной вертикальных движений. Вместе с тем растяжение территории ведет к разуплотнению литосферного вещества. Возможно, именно с этим, по крайней мере отчасти, связаны сводовые поднятия в окрестностях некоторых континентальных рифтовых зон. Известны и другие механизмы структурообразования, обусловленные изменениями плотности, фазовыми и химическими преобразованиями вещества.

Тот факт, что в ходе мезозойско-кайнозойского тектонического развития только для новейшего этапа характерны массовое горообразование и повышенная контрастность вертикальных движений, заставляет связывать их с общим изменением физического состояния литосферы, возможно циклическим и тождественным изменениям в конце герцинской и каледонской тектонических эпох. Это не позволяет переносить в полной мере закономерности современного и новейшего тектогенеза на более ранние периоды мезозоя и кайнозоя. Но его важнейшие черты, и прежде всего тектоническая расслоенность и деформируемость литопластин, до новейшего этапа могли проявляться еще интенсивнее.

Основные результаты выполненных исследований можно разделить на методические, регионально-неотектонические и общетеоретические.

Важным методическим результатом является теоретическое обоснование и описание способа изучения современных физических свойств и геодинамики сейсмоактивных областей путем анализа графиков повторяемости землетрясений. Метод позволяет оценить такие характеристики среды, как эффективная вязкость, действующие напряжения и скорость сейсмической деформации. Согласно сделанным оценкам, эти характеристики различны на разных глубинах Памиро-Гиндукушской и Курило-Камчатской фокальных зон и отражают современную структурно-динамическую расчлененность земной коры и верхней мантии.

Регионально-неотектонические результаты содержатся в описаниях тектонотипов. На примере Центральной Камчатки показано, что неотектоническое строение территории обусловлено сочетанием двух факторов – положением региона на активной континентальной окраине и специфическим характером структурообразующих напряжений в верхнекоровом слое. Тектоническое положение в области взаимодействия океанических литосферных масс с краем Азиатского континента определяет образование типичного для таких областей парагенезиса структур – приокеанического желоба, островной дуги с вулканическим поясом и краевого моря. Между желобом и дугой находится погружающаяся в сторону континента глубинная фокальная зона. С развитием этого парагенезиса, и в частности вулканического пояса, связано проседание Центральной Камчатской депрессии и, возможно, других подобных структур меньшего размера, которые, таким образом, оказываются поверхностным отражением глубинных структурообразующих воздействий. Но на указанный парагенезис наложены собственно верхнекоровые структуры – краевые сдвиги северо-восточного простирания (Восточный фас Центральной Камчатской депрессии и др.), сопряженные с субмеридиональными складками горизонтального сжатия. Это наложение, как и наличие субгоризонтальных зон высокой современной подвижности, указывает на структурно-динамическую дисгармонию между верхнекоровым и более глубинными горизонтами литосферы, т.е. на ее тектоническую расчлененность. Преобладание продольных сдвигов в верхнекоровом слое и признаки тектонического расчленения литосферы обнаружены и в других частях Тихоокеанского подвижного мегапояса.

Своеобразие Карибского тектонотипа определяется его тектоническим положением и предшествовавшей структурно-вещественной эволюцией. Как и в других частях Тихоокеанского мегапояса, здесь развит аналог островной дуги с вулканическим поясом и частично с приокеаническим желобом. Собственно Карибский бассейн обрамлен зонами сдвига, левого на севере и правого на юге, сочетающимися с вулканической дугой Малых Антиль. Развитие этой структурной ассоциации может быть связано со сближением литосферных масс Северной и Южной Америки, как бы раздавливающих область Карибского бассейна. Вместе с тем в пределах последнего и его островного обрамления доказываются наличие интенсивных новейших проседаний,

утолщения и перерождения коры вплоть до полного исчезновения гранитно-метаморфического слоя, сформированного на более ранних стадиях альпийского тектогенеза — к середине или концу эоцена.

Памиро-Гималайский регион служит примером внутриконтинентальной области интенсивного скучивания литосферных масс, дифференцированно и дисгармонично развивающегося на разных уровнях литосферы и приводящего к существенному утолщению как ее коровой, так и верхнемантийной части. В приповерхностной части земной коры скучивание выражено широким распространением новейших тектонических покровов и складко-покровов. Как и в соседних Гималаях, Тибете и Ассамском выступе, Памирское скучивание приходится на область максимального сближения Индостанского субконтинента с Евразией и обязано своим происхождением этому процессу. Подобные проявления, хотя и более слабые, наблюдаются в областях новейшего сближения с Евразией Аравии и Северо-Западной Африки.

В Тянь-Шаньском тектонотипе представлены новейшие деформации и нарушения жестких литосферных масс перед фронтом сближающихся с Евразией горных масс Индостано-Памира. Горизонтальное сжатие и здесь приводит к утолщению коры, но выражено оно на земной поверхности иначе — системой крупных складок основания, простирающихся вдоль них надвигов и взбросов и диагонально к ним — сдвигов. В то же время общее сплющивание горной системы частично компенсируется отжиманием коровых масс в стороны от северного выступа Индостано-Памира, проявленным в сдвиговой компоненте новейших смещений вдоль продольных разломов.

С удалением от областей скучивания сдвиги подвижных поясов играют все более важную структурообразующую роль. В Монголии и соседних районах Китая нарушения этого типа становятся ведущими и образуют несколько протяженных систем. Эта особенность неотектоники присуща и Алтае-Санской области, но здесь, в краевой части подвижного пояса, преобладают более короткие разнонаправленные разрывы, делящие территорию на многочисленные блоки. Их торошение также является формой скучивания коровых масс, но более слабого, чем в Тянь-Шане, а тем более в Памире или Гималаях.

Если все перечисленные типы внутриконтинентального новейшего тектогенеза отражают разные формы преобразования литосферы в областях сближения крупных слабо деформированных литопластин, то Байкальская рифтовая система характеризует условия их раздвигания. Здесь уверенно установлено некоторое утонение коры и приближение к ее подошве верхнего фронта разогретых и разуплотненных мантийных пород астеносферного типа. В этом процессе остается неясной только причинно-следственная связь: подъем астеносферных масс и, как следствие, раздвигание земной коры или такое раздвигание в области кулисного подставления крупных субширотных сдвиговых систем и, как следствие, разуплотнение верхней мантии в условиях растяжения.

Анализ и сопоставление тектонотипов приводит к общетеоретическим результатам — новой концепции современного тектогенеза, в рамках которой литосфера рассматривается как неравномерно деформируемая, вязкопластичная, тектонически расслоенная среда. Под влиянием конвективных течений в верхней мантии литосферные массы дифференцированно на разных уровнях движутся от океанических рифтовых систем к континентам, вызывая под ними общее скучивание и утолщение литосферы. Наиболее полно оно проявлено в областях континентальной коллизии типа Памиро-Гималайской. Островные дуги и активные континентальные окраины представляются не только и, может быть, даже не столько зонами деструкции океанической литосферы, компенсирующей ее наращивание в океанах, сколько областями ее тектоно-магматической переработки, вовлекающей продукты преобразований в дальнейшие перемещения литосферных масс. Эта глобальная неотектоническая система в своих конкретных региональных проявлениях вводит в действие различные локальные факторы тектогенеза, связанные с нарушением гравитационного равновесия горных масс, фазовыми и минеральными преобразованиями, и в конечном счете обуславливает появление разнообразных геологических структур разных рангов и морфологии.

Предлагаемая в работе концепция новейшего тектогенеза далека от завершения и требует как дальнейших разработок методических вопросов и решения аналитических задач геодинамики, так и сбора дополнительного фактического материала.

К числу первостепенных задач, требующих исследования, относится изучение глубинной неотектоники, современной тектонической расчлененности литосферы и закономерностей их отражения в структурах поверхности, изучение физических свойств литосферы. Помимо анализа геолого-геофизического материала по тем подвижным областям, которые ранее не охватывались подобными исследованиями, необходимо расширение методической базы. Перспективным представляется анализ геохимической и гидрoхимической специализации новейших разрывных нарушений как индикаторов глубины их заложения, а также использование графиков повторяемости землетрясений для выявления латеральных и вертикальных неоднородностей земной коры сейсмоактивных районов.

Количественная оценка компонент тензора деформаций земной коры делалась до сих пор по результатам геодезических наблюдений на отдельных полигонах и по землетрясениям как элементарным актам сейсмического течения вещества. Этого явно недостаточно. Сейсмические явления, в частности, не отражают всего разнообразия современных тектонических движений, и для получения полной картины необходимо использование всего комплекса сейсмологических, геодезических и геолого-геоморфологических данных о голоценовой тектонике. При совершенствовании как метода анализа, так и получаемых количественных характеристик новейших тектонических нарушений подобные оценки следовало бы производить и для более ранней стадии неотектонического этапа. Но необходимы дополнительные геолого-геоморфологические данные о новейших структурах таких сравнительно слабо изученных подвижных областей, как северо-восток СССР, Момская зона, район Станового нагорья, Алтае-Саянская область и, как это ни кажется странным, Кавказ. Первостепенной задачей представляется расширение неотектонических исследований в Мировом океане.

Заслуживает внимания специальное изучение голоценовой тектоники в двух направлениях. Во-первых, детальный анализ неравномерности голоценовых движений в зонах активных разломов не только позволит определять среднюю повторяемость сильных землетрясений в таких зонах, но и приблизит решение ряда геодинамических задач и, возможно, объяснит некоторые типы дайковых и осадочных комплексов. Во-вторых, глобальное обобщение данных о голоценовых нарушениях даст картину одновозрастных (в геологическом смысле) смещений всей земной коры в их истинных пространственных соотношениях, чего мы лишены для любой более древней эпохи. Поэтому еще одной первоочередной задачей является составление карты активных разломов мира.

Наконец, заслуживает особого рассмотрения вопрос о характере и причинах тех особенностей, которые отличают новейший этап от более ранних эпох мезозоя и кайнозоя: высокое стояние материков, обилие гор и большая контрастность рельефа.

Лишь продвинувшись в решении перечисленных задач, мы сможем приблизиться к созданию всеобъемлющей концепции современного тектогенеза — актуалистической основы общетектонической теории. Это поможет решению традиционных геологических задач увеличения сырьевой базы нашей страны, а также важнейшей практической задачи самой неотектоники — оценки современного состояния геологической среды и прогноза стихийных геологических бедствий, в первую очередь землетрясений.

- Аверьянова В.Н.* Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 180 с.
- Аверьянова В.Н.* Глубинная сейсмоструктура островных дуг. М.: Наука, 1975. 219 с.
- Адаменко О.М.* Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния Би и Катунь // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1963. № 22. С. 150–164.
- Аджирей Г.Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 156 с.
- Аки К.* Механизмы орогени // Орогенез / А. Миясиро, К. Аки, А. Шенгёр. М.: Мир, 1985. С. 209–253.
- Алексеев М.Н., Девяткин Е.В., Архипов С.А.* и др. Проблемы четвертичной геологии Сибири // Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1984. С. 3–12. (27-я сес. МГК: Доклады; Т. 4).
- Алтае-Саянская горная область: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 416 с.
- Альварес Л., Годзиковская А.А., Раутиан Т.Г.* Сейсмичность и сейсмический режим Кубы и прилегающих акваторий // Исследование сейсмичности малоактивных сейсмических зон. М.: Наука, 1983. С. 57–80.
- Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М.* Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
- Андреев Ю.Н.* История геологического развития Афгано-Таджикского бассейна в раннем мелу // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. С. 103. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 133, сб. 4).
- Аниконов Ю.Е., Пивоварова Н.Б., Славина Л.Б.* Трехмерное поле скоростей фокальной зоны Камчатки // Мат. пробл. геофизики. 1974. Вып. 5, ч. 1. С. 92–117.
- Апелков С.Е.* Неотектоника бассейнов рек Авачи, Гаванки и Налычевой на Камчатке // Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во, 1965. Вып. 3. С. 75–81.
- Апелков С.Е.* Вулканизм и сбросовые разрывы на Камчатке // Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. Владивосток: ТИГ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 100–108.
- Арефьев С.С., Кузнецова К.И., Малевская О.Я.* и др. Режим афтершоков // Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. М.: Наука, 1980. С. 97–116.
- Артемьев М.Е.* Изостатическая компенсация орогенных областей // Тез. докл. 27-й сес. МГК. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 20–21.
- Артемьев М.Е., Белоусов Т.П.* Изостазия и новейшая тектоника Памира и Южного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 928–932.
- Артемьев М.Е., Белоусов Т.П.* Новейшие вертикальные движения и гравитационное поле Памира и Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1980. № 1. С. 3–16.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
- Архипов С.А., Девяткин Е.В., Шелкопляс В.Н.* Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термолуминесцентным данным) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири: К 11-му конгр. ИНКВА в СССР, Москва, 1982 г. Новосибирск: Наука, 1982а. С. 149–162.
- Архипов С.А., Девяткин Е.В., Шелкопляс В.Н.* Трансазиатская субмеридиональная корреляция четвертичных оледенений (по новейшим геологическим и термолуминесцентным данным) // Тез. докл. 11-го конгр. ИНКВА. М.: ВИНТИ, 1982б. Т. 1. С. 17–18.
- Ачилов Г.Ш.* Структурно-тектоническая характеристика области сочленения Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира // Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. С. 156–174.
- Баженов М.Л., Буртман В.С.* Кинематика Памирской дуги // Геотектоника. 1982. № 4. С. 54–71.
- Базаров Д.Б., Антощенко-Оленев И.В., Резанов И.Н.* и др. Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья

- и некоторых сопредельных районов // Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ: ИГ Бурятск. фил., 1976. С. 5–70.
- Балакина Л.М.* Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962. № 11. С. 1477–1483.
- Балеста С.Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
- Беккер Я.А.* Муксуийский шарьяж в хребтах Петра Первого и Заалайском // Докл. АН ТаджССР. 1976. Т. 18, № 3. С. 42–45.
- Беккер Я.А., Кошлаков Г.В., Кузнецов Е.С.* Глубинное строение Юго-Западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. С. 16–24.
- Белеловский М.Л., Кулагин В.К.* О современной структуре поверхности докембрийского фундамента Афгано-Таджикской впадины по материалам гравиразведки и сейсмологии // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1976. № 3 (25). С. 113–120.
- Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А.* и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань–Памир–Каракурум–Гималаи // Сов. геология. 1979. № 1. С. 11–28.
- Бельский В.А.* Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978. 254 с.
- Бениофф Х.* Движения по крупнейшим разломам // Дрейф континентов. М.: Мир, 1966. С. 75–104.
- Бовенко В.Г., Щербакова Б.Е., Эрнандес Г.* Новые геофизические данные о глубинном строении Восточной Кубы // Сов. геология. 1980. № 9. С. 101–109.
- Богачкин Б.М.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 132 с.
- Божко Н.А.* Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и преопределенность рифтогенеза // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 33–41.
- Болдырев С.А.* Спектры упругих волн от слабых землетрясений и оценка поглощенной под Камчаткой // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 200–213.
- Болдырев С.А.* О некоторых свойствах фокальной зоны // Тр. СахНИИ. 1976. Вып. 39. С. 110–119.
- Бондаренко П.М.* Проявление новейших движений в Акташском рудном узле и практическое значение их изучения // Изв. Алт. отд. Геогр. о-ва Союза ССР. 1965. Вып. 5. С. 25–28.
- Бондаренко П.М.* Отражение Курайской системы разломов в современном рельефе Акташского района Горного Алтая // Там же. 1968. Вып. 12. С. 130–134.
- Бондаренко П.М.* О рифтовом происхождении некоторых озерных впадин // Природа и ресурсы Горного Алтая: Тез. докл. науч.-техн. конф. Горно-Алтайск, 1969. С. 82–85.
- Бондаренко П.М.* Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях: (На примере Акташских структур Горного Алтая). Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.
- Бондаренко П.М., Девяткин Е.В., Лискун И.Г.* Новейшая структура в районе пос. Акташ // Изв. Алт. отд. Геогр. о-ва Союза ССР. 1966. Вып. 7. С. 112–115.
- Борукаев Ч.Б.* Структурные рисунки разрывных смещений и унаследованность тектонического развития Центральной Тувы // Геология и геофизика. 1969. № 9. С. 10–18.
- Босов В.Д.* Третичные континентальные отложения Таджикской депрессии и Кухистана. Душанбе: Дониш. 1972. 167 с.
- Бубличенко Н.Л.* Еще к вопросу о происхождении Телешского озера // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1946. Т. 78, вып. 4. С. 443–448.
- Бунз В.И.* Проблема прогноза места и времени сильного землетрясения в Южно-Тянь-Шаньской зоне // Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука, 1970. С. 64–83.
- Бунз В.И., Введенская Н.А., Гзовский М.В.* Методические основы обзорного сейсмического районирования: (На примере Средней Азии) // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 26–61.
- Бурачек А.Р.* Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана // Геология Центрального и Южного Таджикистана. Л.: ОНТИ; Госхимиздат, 1933. Вып. 4. С. 40–60.
- Буртман В.С.* Новозеландская горизонтальная флексура и Антийский сдвиг // Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1965. С. 128–153. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 139).
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5–33.
- Бутовская Е.М., Кузнецова К.И.* Зависимость графиков повторяемости землетрясений от глубины очага и ее возможное истолкование // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 2. С. 11–23.
- Буш В.А., Трифонов В.Г., Шульц С.С.* Систе-

- мы активных линейментов Евразии по данным дешифрирования космических снимков // Тез. докл. 27-й сес. МГК. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 259–261.
- Ванек Й., Гануш В.* Конвергентные окраины литосферных плит – вулканизм и сейсмичность // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 98–112.
- Введенская А.В., Балакина Л.М.* Методика и результаты определения напряжений, действующих в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии // Бюл. Совета по сейсмологии. 1960. № 10. С. 7–13.
- Вдовин В.В.* Следы землетрясений в Белино-Бусийгольской впадине Восточной Тувы // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 68–72.
- Винник Л.П.* Исследование мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 107 с.
- Винник Л.П., Лукк А.А.* Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 1. С. 9–22.
- Виноградов С.Д.* Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М.: Наука, 1964. 83 с.
- Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Саломов Н.Г.* Сейсмический режим при разрушении образцов из неоднородных материалов. Душанбе: Дониш, 1975. 115 с.
- Вознесенский А.В.* Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. Л.: Наука, 1962. 50 с. (Материалы физ.-геогр. отд. Геогр. о-ва СССР; Вып. 1).
- Вонгаз Л.Б.* Некоторые структурно-фациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1958. № 5. С. 30–45.
- Востриков Г.А.* Распределение повторяемости размеров разрывов, вызывающих землетрясения, и некоторые следствия // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 12. С. 32–47.
- Востриков Г.А.* Определение сейсмического момента местных землетрясений по характеристикам коды // Там же. 1975. № 11. С. 33–45.
- Востриков Г.А.* Экспериментальное исследование законов распределения повторяемости магнитуд и сейсмических моментов очагов землетрясений // Там же. 1980. № 12. С. 15–29.
- Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 262 с.
- Вялов О.С.* О взаимоотношении Памира и Алая // Изв. Тадж. фил. АН СССР. 1943. С. 163–170.
- Вялов О.С.* Палеоген Бордобы: (Заалайский хребет) // Докл. АН СССР. Н.С. 1958. Т. 44, № 5. С. 213–216.
- Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 352 с.
- Геодинамика Олэкмо-Становой сейсмической зоны. Якутск: Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1985. 136 с.
- Геологическая карта СССР. Н.С. Карта дочетвертичных образований. М-6: 1 : 1 000 000. М.: Аэрогеология, 1978.
- Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-6: 1 : 1 500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
- Геологическое изучение Земли из космоса / В.Г. Трифонов, В.И. Макаров, О.С. Деревянко и др. М.: Наука, 1978. 228 с.
- Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970. 347 с.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 710 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ: Кайнозойские отложения и геоморфология. Новосибирск: Наука, 1983. 170 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ: Неотектоника. Новосибирск: Наука, 1984. 208 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ: Сейсмогеология и сейсмическое районирование. Новосибирск: Наука, 1985а. 180с; Сейсмичность. Новосибирск: Наука, 1985б. 192 с.
- Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973.
- Геохронология СССР. Т. 3. Новейший этап: (Поздний плиоцен – четвертичный период). Л.: Недра, 1974. 360 с.
- Герман Л.Л.* Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Рейснер Г.И.* Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. Ст. 1, 2 // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1958. № 8. С. 959–976; № 12. С. 1425–1441.
- Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
- Гогель Ж.* Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 439 с.
- Гоникберг В.Е.* Использование космических снимков для реконструкции новейшего поля тектонических напряжений // Исслед. Земли из космоса. 1983. № 6. С. 39–51.
- Горячев А.В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 235 с.
- Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Калашикова И.В.* О природе современных и новейших движений земной коры Центральной Европы // Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности: Тез. докл. 19-го Всесоюз. тектон. совещ. М.: ГИН АН СССР, 1986. С. 2–4.
- Гросвальд М.Г.* Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
- Губин И.Е.* Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.: Госгеолиздат, 1940. 48 с.

- Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
- Гусев А.А., Шумилина Л.С. Геометрия сейсмоактивного объема коры и мантии в районе Камчатки и Командорских островов // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 194–200.
- Гутенберг Б. Критический обзор вопроса о перемещении континентов // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. С. 452–464.
- Гутенберг Б., Рихтер Ч. Сейсмичность Земли. М.: Мир, 1948. 200 с.
- Гущенко О.И., Степанов В.В. Механизм формирования структур, поле напряжений и современные движения западной части хребта Петра Первого: (На примере некоторых участков Гармского геодинамического полигона) // Современные движения земной коры. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1973. № 5. С. 205–211.
- Десяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 126).
- Десяткин Е.В. Морфология новейших структур Юго-Восточного Алтая и их соотношение со структурами докайнозойского основания // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 373–380.
- Десяткин Е.В. Проблема аридов и плювиалов Внутренней Азии // Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1980. С. 35–39. (26-я сес. МГК: Докл. сов. геологов).
- Десяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1981. 196 с. (Тр. Совмест. сов.-монг. п.-и. геол. экспедиции; Вып. 27).
- Дезио А. Каракорум // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. С. 313–325.
- Дергунов А.Б. Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время // Геотектоника. 1972. № 3. С. 99–110.
- Дешифрирование многозональных аэрокосмических снимков: Методика и результаты. М.: Наука, 1982; Берлин: Академия-Ферлаг, 1982. 83 с.
- Джалилов М.Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1971. 204 с.
- Дмитриев Э.А., Бударов В.И., Борщевский Ю.А., Гаврилов Е.А. Абсолютный возраст щелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Дониш, 1964. Вып. 2. С. 336–342.
- Дуркин А.Т., Кулагин В.К., Фихтиева Л.М. Структура кровли карбонатных отложений верхней коры Таджикской депрессии по материалам сейсмических исследований // Вопросы сейсмического районирования территорий Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. С. 134–144.
- Дучков А.Д., Казанцев С.А., Селегей В.В. и др. Геотермические исследования на Телецком озере // Геология и геофизика. 1980. № 4. С. 111–118.
- Евсеев А.В., Свиточ А.А. История развития террас предгорий Алтая по материалам изучения погребенных почв // Эволюция речных систем Алтайского края и вопросы практики: Тез. докл. Барнаул, 1982. С. 21–23.
- Ендрихинский А.С. Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири: К 11-му конгр. ИНКВА в СССР, Москва, 1982 г. Новосибирск: Наука, 1982. С. 6–35.
- Ермаков В.А. Неотектоника и четвертичный вулканизм Ключевской группы вулканов на Камчатке // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1969. № 3. С. 68–79.
- Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании вулканических зон Камчатки // Там же. 1974. № 3. С. 3–20.
- Жалковский Н.Д., Чернов Г.А., Мучная В.И. Сейсмическое районирование территории Алтае-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 79–90.
- Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. 232 с.
- Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 3–12.
- Зайцев Н.С. О плиоценовых осадках и молодых движениях в хребте Тану-Ола // Докл. АН СССР. 1947. Т. 7, № 9. С. 931–934.
- Зайцев Н.С. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области // Идеи академика В.А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 127–143.
- Захаров С.А. Стратоструктуры мезо-кайнозой Таджикской депрессии. Сталинабад: Изд-во АН ТаджССР. 1958. 229 с.
- Захаров С.А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии // Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. 1962. Т. 5. С. 65–82.
- Захаров С.А. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии // Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969. С. 3–19.
- Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 307 с.

- Захаров С.А.** Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш, 1979. 144 с.
- Зеленков П.Я.** Сейсмогенные деформации земной поверхности Западного Саяна // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 28–42.
- Землетрясения в СССР.** Ежегодник, 1962–1979 гг. М.: Наука, 1964–1983.
- Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии.** М.: Наука, 1985. 223 с.
- Земля из космоса.** М.: Госцентр "Природа", 1983. Альбом.
- Земная кора и верхняя мантия Средней Азии.** М.: Наука, 1977. 210 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.** Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
- Зорин Ю.А.** Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
- Зорин Ю.А.** Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с особенностями ее глубинного строения // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 36–41.
- Зонин Ю.А., Новоселова М.Р., Кальвинг О.Г.** Строение верхней части земной коры в бассейнах рек Канди и Соьльбана по гравиметрическим данным // Сейсмоструктурная и сейсмичность района строительства БАМ. Новосибирск: Наука, 1980. С. 153–163.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н.** Четвертичные кальдеры Камчатки // Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969. С. 54–55.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н.** Четвертичные кальдеры Камчатки // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 55–65.
- Зыбин В.А.** Строение зоны Курайского разлома в юго-восточной части Горного Алтая // Изв. Алт. отд. Геогр. о-ва СССР. 1969. Вып. 9. С. 17–26.
- Зяткова Л.К.** Западный Саян: Тува // Алтае-Саянская горная область: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 308–362.
- Зяткова Л.К.** Новейшая тектоника Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1973. 174 с.
- Зяткова Л.К.** Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока: Камчатка, Курильские и Командорские острова.** М.: Наука, 1974. 438 с.
- Итурральде-Виньент М.А.** Тектоника Кубы на постгеосинклинальном этапе развития // Геотектоника. 1979. № 4. С. 81–89.
- Йоси Т.** Строение коры и верхней мантии под Тихим океаном, Японскими островами и Японским морем // Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 7–13.
- Каган Я.Я.** Исследование энергии сейсмоакустических импульсов, возникающих при разрушении угольного пласта // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № 2. С. 37–46.
- Каган Я.Я.** О вероятностном описании сейсмического режима // Там же. 1973. № 4. С. 10–23.
- Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья.** М-б: 1:2 500 000. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1982.
- Карта неотектоники региона Байкало-Амурской магистрали.** М-б: 1:3 000 000. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1983.
- Карташов И.П., Черняховский А.Г., Пеньялвер Л.Л.** Антропоген Кубы. М.: Наука, 1981. 147 с. (Тр ГИН АН СССР; Вып. 356).
- Кейлис-Борок В.И., Малиновская Л.Н.** Об одной закономерности в возникновении сильных землетрясений // Сейсмические методы исследования. М.: Наука, 1966. С. 88–97.
- Кинд Н.В., Сулерджицкий Л.Д., Виноградов С.Н.** и др. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР: Сообщ. 8 // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1975. № 46. С. 184–186.
- Кирова Т.В.** О четвертичных тектонических разрывах в Рудном Алтае // Материалы Всесоюз. н.-и. геол. ин-та. 1956. Вып. 8. С. 300–304.
- Кисимото Е., Оике К.** Микросейсмичность и ее тектонический смысл во внутренней зоне Юго-Западной Японии // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 78–89.
- Кленов В.И.** Плейстоценовая тектоника Западного Саяна и Западной Тувы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1966. № 6. С. 50–54.
- Клигин К.А., Павлова Т.Г.** Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области // Докл. АН СССР. 1974. Т. 125, № 2. С. 413–416.
- Кожурин А.И.** Четвертичная тектоника хребта Кумроч и полуострова Камчатский (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 2. С. 76–87.
- Кожурин А.И., Трифонов В.Г.** Молодые сдвиги обрамления Тихого океана // Там же. 1982. № 2. С. 3–18.
- Кольская сверхглубокая.** М.: Недра, 1984. 492 с.
- Кондорская Н.В., Постоленин Г.А.** Анализ наблюдений над землетрясениями Курило-Камчатской области // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1959. № 10. С. 1448–1454.
- Корн Г., Корн Т.** Справочник по математике. М.: Наука, 1968. 720 с.
- Коробка В.С., Корчагин В.И., Трофимов О.В.** Строение меловых отложений центральной части Каратегина // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974. Сб. 6. С. 17. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 159).
- Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли / Н.В. Лукина, В.Г. Трифонов, В.И. Макаров, Г.И. Волчкова.** М.: Наука, 1985. 174 с.
- Космическая информация в геологии.** М.: Наука, 1983. 536 с.
- Костенко Н.П.** Геоморфологический анализ

- речных долин горных стран на примере Кухистана // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1958. № 22. С. 73–90.
- Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 328 с.
- Костров Б.С.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Кропоткин П.Н.* Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 20–29.
- Крылов С.В.* О глубинах байкальских землетрясений и сейсмоконтролирующих факторах // Геология и геофизика. 1980. № 5. С. 97–112.
- Кузин И.П.* Скорости воли  $P$  и  $S$  в верхней мантии Камчатки // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 2. С. 3–16.
- Кузин И.П.* Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.
- Кузнецова К.И.* Закономерности разрушения упруговязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. М.: Наука, 1969. 88 с.
- Кузнецова К.И.* Схема распространения трещин в неоднородной среде и статистическая модель сейсмического режима // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 114–127.
- Кузнецова К.И.* Сейсмичность как стохастический процесс с физическими параметрами // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 12. С. 16–28.
- Кулагин В.К., Кулагина М.В., Топор Е.Г.* О глубинном строении зон сочленения Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем и Памиром // Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана, Душанбе: Дониш, 1976. С. 84–107.
- Кулагина М.В., Лукк А.А., Кулагин В.К.* Блоковое строение земной коры Таджикистана // Поиски предвестников землетрясений на прогнозических полигонах. М.: Наука, 1974. С. 70–84.
- Курдюков К.В.* Новейшие тектонические движения и следы крупнейших сейсмических толчков на северном склоне Заалайского хребта // Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 153–159.
- Курушин Р.А.* Характерные черты палеосеймотектонических структур центральной части Станового нагорья // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 19–26.
- Кучай В.К.* О возрасте верхнего яруса рельефа зоны сближения Памира и Тянь-Шаня // Докл. АН ТаджССР. 1977. Т. 20, № 11. С. 37–39.
- Кучай В.К.* Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с.
- Кучай В.К.* Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 208 с.
- Кучай В.К., Гусева Т.В., Улашина С.А.* К геодинамике разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 45–56.
- Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В.* Деформации приповерхностных частей земной коры по данным теоретических изменений: (На примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню) // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. № 8. С. 36–43.
- Кучай О.А.* Механизм очагов землетрясений и некоторые особенности тектонических движений земной коры Памира и южной части Таджикской депрессии // Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978. С. 159–180.
- Ламакин В.В.* Четвертичная геология Байкальской впадины и ее горного обрамления // Вопросы геологии антропогена. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 17–21.
- Ламакин В.В.* По берегам и островам Байкала. М.: Наука, 1965. 192 с.
- Ламакин В.В.* Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 248 с.
- Лебедев М.М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С. 57–69.
- Левин К.Г., Шерман С.И.* Карта неотектоники горного обрамления юга Восточной Сибири // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 39–44.
- Левченко В.А.* Тектоническая эволюция Мексикано-Карибского региона как результат расширения Земли // Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979. С. 117–129.
- Леглер В.А.* Деформация погружающейся литосферной плиты и продольные сдвиги Курило-Камчатской островной дуги // Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М.: Наука, 1976. С. 103–147.
- Леглер В.А., Парфенов Л.М.* Системы разломов островных дуг // Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии. М.: Наука, 1979. С. 134–155.
- Леонов М.Г.* Олисторомы и корреляция фаз тектонической активности: (На примере Альпийско-Гималайского складчатого пояса) // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 96–111.
- Леонов Н.Н.* Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 163 с.
- Ле Пшон К., Францито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
- Липценберг Д.А.* Современная геодинамика горной системы Сьерра-Маэстра и района комплексного полигона Сантьяго-де-Куба // Комплексные геодинамические полигоны. М.: Наука, 1984. С. 128–134.
- Лисицын А.И.* Металлогения Кубы // Сов. геология. 1969. № 11. С. 62–77.
- Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны: М.: Наука, 1972. 119 с.*
- Лугачев Н.А.* Каинзойские континентальные отложения впадин Байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958а. № 4. С. 18–29.

- Логачев Н.А.* О происхождении четвертичных песков Прибайкалья (история вопроса) // Изв. СО АН СССР. Геология и геофизика. 1958б, Вып. 1. С. 84–95.
- Логачев Н.А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72–101.
- Логачев Н.А.* О соотношении магматизма и тектоники при рифтовом режиме активизации материков (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон) // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. С. 102–120.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфи-театра. М.: Наука, 1964. 196 с.
- Логачев Н.А., Флоренсов Н.А.* Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19–29.
- Ломоносов И.С., Памира В.Д.* Геохимические критерии ювенильности современных гидротерм Байкальского рифта и Восточно-Камчатской вулканической зоны // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 71–77.
- Лукина Н.В.* Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977а. 80 с.
- Лукина Н.В.* Об одной особенности новейших деформаций палеозойского основания Северного Памира // Геотектоника. 1977б. № 3. С. 117–119.
- Лукина Н.В.* История развития рельефа бассейна р. Мутновской (Южная Камчатка) // Геоморфология. 1980. № 1. С. 93–97.
- Лукина Н.В.* О возрасте речных террас Центрального Предкавказья // Там же. 1981а. № 2. С. 68–75.
- Лукина Н.В.* О тектонической интерпретации речных террас // Докл. АН СССР. 1981б. Т. 260, № 6. С. 1429–1431.
- Лукина Н.В.* О скоростях эрозии в низовьях Биш // Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края. Бийск: Алт. отд. Геогр. о-ва СССР, 1984. С. 31–32.
- Лукина Н.В.* Неотектонический аспект анализа террас и ярусов рельефа бассейнов Днестра и Прута // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 2. С. 115–127.
- Лукк А.А.* Строение верхней мантии Земли вдоль профиля Памир – р. Лена // Сов. геология. 1966. № 2. С. 106–117.
- Лукк А.А.* Затухание сейсмических волн в очаговой зоне глубоких Памиро-Гиндукушских землетрясений // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 87–96.
- Лукк А.А., Винник Л.П.* Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника. 1975. № 5. С. 73–81.
- Лукк А.А., Нерсесов И.Л.* Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения // Землетрясения в СССР в 1966 г. М.: Наука, 1970. С. 118–136.
- Лукьянов А.В.* Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 34–112.
- Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 211 с.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146.
- Лут Б.Ф.* Геоморфология дна Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов. М.: Наука, 1964. С. 5–123.
- Лысак С.В.* Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М.: Наука, 1968 а. 120 с.
- Лысак С.В.* Некоторые данные о термальных водах и геотермике Прибайкалья // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968б. С. 167–172.
- Лысак С.В.* Тепловые аномалии зон активизированных разломов юга Восточной Сибири // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 87–101.
- Лысак С.В., Зорин Ю.А.* Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1976. 92 с.
- Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 178 с.
- 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 // Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1974. Т. 2. С. 9–42.
- Мамадалиев Ю.А.* Изучение параметров сейсмического режима Душанбинско-Вахшского района Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. 285 с.
- Марков К.К.* Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1947. 320 с.
- Марков М.С., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Долматов Б.К.* О характере сочленения Алеутской дуги со структурами восточных хребтов Камчатки // Геотектоника. 1969. № 5. С. 52–61.
- Марковский А.П.* О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня // Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 219–280.
- Матвеева Н.И., Лукк А.А.* Оценка точности построения годографов Памиро-Гиндукушской зоны и машинный поиск скоростного разреза верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 8. С. 12–14.
- Мац В.Д.* Кайнозой Байкальской впадины: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск, 1987. 42 с.
- Меламед Я.Р.* Афгано-Таджикская депрессия в неогеновом периоде: (Палеогеографический очерк) // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1969. Вып. 2, ч. 2. С. 134–191.
- Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1982. 211 с.

- Меловые отложения Центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. 210 с.
- Методы детального изучения сейсмичности // Тр. Ин-та физики Земли АН СССР. 1960. №9 (176). 327 с.
- Методы прогноза землетрясений. М.: Недра, 1984. 312 с.
- Милановский Е.Е.* К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенических и рифтовых поясов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1972. № 4. С. 3–18.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
- Минина Е.А.* Новейшая тектоника и рельеф Юго-Западного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. 30 с.
- Мишарина Л.А.* Напряжение в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 135 с.
- Мишарина Л.А.* Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. С. 161–170.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В.* О напряжениях в очагах слабых землетрясений Прибайкалья // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 4. С. 24–36.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Хренов П.М.* О приуроченности землетрясений рифтовой зоны к системам разломов фундамента // Геология и геофизика. 1973. № 2. С. 103–106.
- Моисеенко Ф.С.* Новейшая тектоника западной части Алтае-Саянской области // Тектоника Сибири. Новосибирск: Изд. Сиб. отд. АН СССР. 1962. Т. 1. С. 79–89.
- Молнар П., Раутиан Т.Г., Халтурин В.П.* Спектральный состав Памиро-Гиндукушских землетрясений: Свидетельство существования высокодобротной зоны в верхней мантии // Советско-американские работы по прогнозу землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1976. Т. 1, кн. 1. С. 140–158.
- Мухин А.С., Кузнецов В.А.* Четвертичные надвиги в Юго-Восточном Алтае // Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. 1939. № 1. С. 49–52. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья: М.: Наука, 1974. 359 с.
- Називкин Д.В.* Очерк геологии Туркестана. Ташкент; М.: Туркпечать, 1926. 184 с.
- Национальный атлас Кубы. 2-е изд. М.: ГУГК, 1970.
- Недра Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
- Нехоросhev В.П.* Четвертичная тектоника Алтая // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 58–64.
- Николаев А.В., Санина И.А.* Метод и результаты сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 1. С. 69–72.
- Николаев В.В., Демьянович М.Г.* Основные черты сейсмотектоники Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Результаты научных исследований Института земной коры в 1973 г. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1974. С. 105–108.
- Николаев В.В., Демьянович М.Г.* Сейсмотектоника Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 42–48.
- Николаев В.Г., Ванякин Л.А., Калинин В.В., Милановский Е.Е.* Строение осадочного чехла озера Байкал // Бюл. МОИП. 1985. Т. 60, № 2. С. 48–58.
- Николаева Т.В.* Геоморфологическое строение Центральной Монголии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972. 152 с.
- Николаева Т.В., Шувалов В.Ф.* Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1969. № 18, вып. 3. С. 17–25.
- Николаевский В.Н.* Обзор: Земная кора, дилатансия и землетрясения: Послесловие // Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133–215.
- Николаевский В.Н., Шаров В.И.* Разломы и геологическая расчлененность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16–28.
- Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А.* Сейсмоструктоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 221 с.
- Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1984. 472 с.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 356 с.
- Обручев В.А.* Происхождение Телецкого озера // Природа. 1916. № 11. С. 1321–1322.
- Осборбин Л.С.* Монеронское землетрясение 5(6). 11. 1971 // Землетрясения в СССР в 1971 г. М.: Наука, 1975. С. 203–213.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Поле напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 163–184.
- Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977. 152 с.
- Павлов Ю.А., Семакин В.П.* Соотношение новейшей структуры со строением коры Средней и Южной Камчатки // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972. С. 133–142.
- Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
- Пейве А.В.* Схема тектоники Западного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 5/6. С. 709–735.
- Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1964. № 5. С. 8–24.
- Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра // Природа. 1977. № 6. С. 3–7.
- Пейве А.В.* Глубинные разломы // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 95–122.
- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С.* и др. Формирование земной коры континентов // Геотектоника. 1985. № 3. С. 75–76.
- Пейве А.В., Руженцев С.В., Буртман В.С., Суво-*

- ров А.И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 156–172. (22-я сес. МГК: Докл. сов. геологов).
- Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифонов В.Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. С. 3–13.
- Пейве А.В., Трифонов В.Г. Мобилизм и тектоническая расслоенность литосферы // Природа. 1981. № 8. С. 2–9.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии: (В связи с составлением новой тектонической карты) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–28.
- Пенькова А.М., Пеньков А.В. Опыт комплексной характеристики палиогеогенных и палеомагнитных реперов в неогеновых толщах Юго-Западного Таджикистана // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1973. Вып. 5. С. 192–200.
- Перфильев И.С., Борцова А.В., Веселов В.В. и др. Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М.: Недра, 1973. 382 с. (Тр. НИЛЗарубежгеологии; Вып. 24).
- Петров В.А. К теории закона повторяемости землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 8. С. 92–94.
- Петров О.М. Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 142 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 357).
- Петрушевский Б.А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 69 с. (Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол.; Вып. 8, № 3).
- Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. 116 с.
- Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Вариации активности слабых коровых землетрясений с различной глубиной очага // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 12. С. 23–35.
- Путеводитель экскурсий А-13 и С-13: Прибайкалье. М.: ВИНТИ, 1981. 42 с. (11-й конгр. ИНКВА).
- Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пушаровский Ю.М. О тектонике и геодинамике Карибского региона // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 124–132.
- Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
- Пушаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пуиз-Рифа М. Тектоническая карта Кубы. М-6:1: 1 250 000 // Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967. С. 7–31.
- Пушаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович А.О., Сулиды-Кондратьев Е.Д. Системы разломов в Тихом океане // Геотектоника. 1980. № 2. С. 3–12.
- Пшенинников К.В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М.: Наука, 1965. 79 с.
- Рагозин Л.А. К вопросу о происхождении Телеского озера // Вестн. МГУ. Сер. биологии, почвоведения, геологии, географии. 1958. № 3. С. 109–114.
- Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
- Разрез новейших отложений Алтая: (Стратиграфия и палеогеография Приобского плато, Предгорной равнины и Горного Алтая). М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.
- Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 132 с.
- Раковец О.А. Развитие рельефа и неотектоника Горного Алтая // Изв. Алт. отд. Геогр. о-ва СССР. 1967. Вып. 8. С. 11–16.
- Раковец О.А. Неотектоника Тувы // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 48–57.
- Рамберг Х. Моделирование тектонических движений // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 70–88.
- Рейснер Г.И. Поверхности выравнивания и древний рельеф Западной Тувы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1965. № 1. С. 90–97.
- Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. Современные эндогенные режимы (на примере Кавказского и Карпатского регионов) // Геотектоника. 1987. № 4. С. 59–74.
- Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. 169 с.
- Ренгартен В.П. Мезозой Восточного Памира // Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л.: Госхимиздат, 1933. С. 85–90.
- Ренгартен В.П. Заалайский хребет // Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л.: ОНТИ; Госхимиздат, 1934. Вып. 2. С. 1–42.
- Ризниченко Ю.В. О связи максимальных возможных землетрясений с сейсмической активностью // Докл. АН СССР. 1964. № 7. С. 969–977.
- Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука, 1965а. С. 56–63.
- Ризниченко Ю.В. Сейсмический режим // Динамика земной коры. М.: Наука, 1965б. С. 5–8.
- Ризниченко Ю.В. Энергетическая модель сейсмического режима // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 5. С. 3–19.
- Ризниченко Ю.В. Проблема величины землетрясения // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: Ин-т физики Земли АН СССР и МСССР при Президиуме АН СССР, 1974. Т. 1. С. 43–70.
- Ризниченко Ю.В. Протяженный очаг и сейсмо-тектоническое течение горных масс // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976а. С. 232–262.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976б. С. 9–27.
- Ризниченко Ю.В., Артамонов А.М. Развитие

- энергетической модели пространственно-временного хода сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 12. С. 35–41.
- Рикитаке Т.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1965. 283 с.
- Рогожина В.А.* О строении верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающими к ней территориями // Проблемы рифтогенеза. Иркутск: СО АН СССР, 1975. С. 64–66.
- Рогожина В.А., Кожевников В.М.* Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.
- Рождественский В.С.* Сдвиги Восточно-Сахалинских гор // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187, № 1. С. 156–159.
- Рудич Е.М.* Соотношение каледонид и герцинид юга Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1972. 374 с.
- Руженцев С.В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 268 с.
- Руженцев С.В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 135 с.
- Ружич В.В.* Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики их формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР. 1972. 23 с.
- Ружич В.В.* О сочетании напряжений растяжения и сжатия в Байкальском рифте // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 27–32.
- Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И.* Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205, № 4. С. 960–961.
- Сайкс Л.* Сейсмичность и глубинное строение островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 303–392.
- Санов О.П.* Основные структуры восточной части Памиро-Алайской тектонической зоны в связи с их сейсмичностью // Неотектоника и сейсмоструктура Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969. С. 115–138.
- Святловский А.Е.* Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967. 218 с.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
- Сейсмическое районирование Улан-Батора. М.: Наука, 1971. 205 с.
- Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. 304 с.
- Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1978. 104 с.
- Сейсмоструктура, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 100 с.
- Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.
- Сейсмоструктура и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. 134 с.
- Селегей В.В., Селегей Т.С.* Телецкое озеро. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 142 с.
- Селиверстов Ю.П.* Роль разрывных дислокаций в образовании рельефа Южного Алтая // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1959. № 15. С. 77–83.
- Семакин В.П.* Неотектоника Южного Алтая // Геология и геофизика. 1966. № 8. С. 85–95.
- Семакин В.П.* Новейшая структура Алтая // Земная кора складчатых областей юга Сибири. М.: Наука, 1969. С. 283–290.
- Симаков С.Н.* Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Л., 1952. 222 с. (Тр. ВНИГРИ. Н.С.; Вып. 2).
- Синицин В.М.* Северо-западная часть Таримского бассейна: Геологический очерк. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 249 с.
- Синицин В.М.* Центральная Азия. М.: Географгиз, 1959. 455 с.
- Сирия. Л.: Недра, 1969. 215 с. (Геология и полез. ископаемые зарубежных стран; Вып. 18).
- Скобелев С.Ф.* Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра Первого // Геотектоника. 1977. № 2. С. 105–119.
- Скобелев С.Ф.* Новейшая тектоника области сочленения Памира и Тянь-Шаня: (Соотношение складчатости и орогенеза): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 22 с.
- Скобелев С.Ф., Флоренский П.В.* Голоценовые тектонические деформации и оползни в Вахской надвиговой зоне // Геотектоника. 1975. № 5. С. 104–107.
- Славина Л.Б., Федотов С.А.* Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 188–200.
- Соболева О.В., Шкляр Г.П., Ходжаколов М.* Некоторые результаты исследования напряженного состояния в очагах землетрясений Таджикской депрессии // Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974. С. 153–159.
- Соловьев С.Л., Полякова Т.П.* Оценка максимального возможного землетрясения при произвольном наклоне графиков повторяемости землетрясений // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 3. С. 561–566.
- Солоненко В.П.* Сейсмоструктура и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 57–71.
- Сомин М.Л., Мильян Г.* Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 219 с.
- Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 125 с.
- Степанов В.В.* Морфологическая характеристика

- и количественная оценка палеодеформаций западной части внешней зоны Памира-Кузнь-Луны // Поле напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 78-96.
- Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки / О.А. Брайцева, И.В. Мелекесцев, И.С. Евтеева и др. М.: Наука, 1968. 226 с.
- Суворов А.И., Самыгин С.Г. О тектоническом сближении фации / О крупным надвигом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 5. С. 46-63.
- Супруненко О.И., Декун Г.П. Субширотные разломы Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180, № 6. С. 1442-1445.
- Сычев П.М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1979. 207 с.
- Тараканов Р.З., Ким Чун Ун. Об аномальном наклонном слое, прилегающем к фокальной зоне с тихоокеанской стороны // Тр. СахНИИ. 1975. Вып. 30. С. 87-99.
- Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 67-77.
- Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176, № 8. С. 571-574.
- Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба / Г.С. Гнибиденко, Т.Г. Быкова, О.В. Веселов и др. М.: Наука, 1980. 180 с.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 180 с.
- Тектоническая карта Кубы. М-6 1 : 1 250 000. М.: ГУГК, 1965.
- Тектоническая карта Северной Евразии. М-6 1 : 5 000 000. М.: Аэрогеология, 1979.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов / В.И. Макаров, В.Г. Трифонов, Ю.К. Шуккин и др. М.: Наука, 1982. 116 с.
- Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. 112 с.
- Тектоно-формационная карта Алтае-Саянской складчатой области. М-6 1 : 1 000 000. М.: Мингео СССР, 1969.
- Токарев П.И. О глубинной фокальной поверхности и связи землетрясений с рельефом в Курило-Камчатской зоне // Бюл. вулканол. станции АН СССР. 1958. № 27. С. 66-81.
- Токарев П.И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 3. С. 15-30.
- Токарев П.И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 166-176.
- Тресков А.А. Сейсмичность и строение земной коры в зоне Байкальского рифта // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 102-112.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 11. С. 54-64.
- Трифонов В.Г. Поперечные зоны нарушений Исландии // Геотектоника. 1977. № 2. С. 24-36.
- Трифонов В.Г. Взаимодействие континентальных плит в условиях сжатия // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979а. С. 185-201.
- Трифонов В.Г. Новейшая структура запада США как проявление тектонической расслоенности литосферы // Докл. АН СССР. 1979б. Т. 247, № 5. С. 1225-1229.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16-26.
- Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Лыков В.И. и др. Тектонические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 года в Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 3-16.
- Трифонов В.Г., Кучай В.К. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома // Геотектоника. 1977. № 3. С. 91-105.
- Трифонов В.Г., Макаров В.И., Востриков Г.А. Структурно-динамическая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов // Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1984. С. 105-117. (27-я сес. МГК: Доклады; Т. 3).
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
- Утнасин В.К., Балеста С.Т., Аносов Г.И. Глубинная структура Центральной Камчатской депрессии по сейсмологическим данным // Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972. Вып. 4. С. 19-20.
- Ушаков С.А., Авдеев А.И., Галушкин Ю.Н., Дубинин Е.П. Нарушения изостазии литосферы Карибского региона и геодинамический анализ их природы // Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979. С. 63-77.
- Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
- Федоренко С.И. Морская терраса восточного побережья Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. № 4. С. 80-90.
- Федоренко С.И., Скрипко К.А. Вулканы Кроноцкого района на Камчатке. М.: Наука, 1969. 124 с.
- Федотов С.А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Куриль-

- ских островов и северо-восточной части Японии // Тр. Ин-та физики Земли АН СССР. 1965. Вып. 10, № 36 (203). С. 66–93.
- Федотов С.А.** О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии АН СССР, 1974. С. 9–20.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М., Бобков М.Ф., Кузин И.П.** Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений за период ноябрь 1961–1963 г. // Землетрясения в СССР в 1963 г. М.: Наука, 1966. С. 167–194.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З.** Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М.: Наука, 1969. 210 с.
- Федотов С.А., Потапова О.В.** Предварительная карта тел на глубинах 30–100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих Р- и S-волны // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 176–178.
- Федотов С.А., Славина Л.Б.** Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 2. С. 8–31.
- Федотов С.А., Токарев П.И., Годзиковская А.А., Зобин В.М.** Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965–1968 гг.) // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 35–46.
- Флоренский И.В., Трифионов В.Г.** Новейшая тектоника и вулканизм восточной вулканической зоны Камчатки // Геотектоника. 1985. № 4. С. 78–87.
- Флоренсов Н.А.** Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
- Флоренсов Н.А.** Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 40–56.
- Хаин В.Е.** Общие вопросы тектоники и тектонической истории Мексикано-Карибского региона // Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979. С. 13–16.
- Халтурин В.И.** Соотношения между магнитудными определениями, ожидаемые и наблюдаемые // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: Наука, 1974. Т. 1. С. 145–153.
- Хамада К.** Аномалии времен пробега продольных сейсмических волн и строение верхней мантии в Японии // Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 40–55.
- Хамрабаев И.Х.** Строение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм–Калай–Хумб–Хорог–Ишкашим // Узб. геол. журн. 1980. № 5. С. 47–51.
- Херасков Н.П.** Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилегающих к нему районов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1932. Т. 10, № 3/4. С. 429–459.
- Хилько С.Д., Балжинням И.** Морфоструктура и сейсмоструктура Северной Монголии // Сейсмоструктура южных районов СССР. М.: Наука, 1978. С. 165–175.
- Хилько С.Д., Флоренсов Н.А., Курушин Р.А. и др.** Сейсмоструктурные линейменты и палеосейсмодислокации Монгольского Алтая // Там же. 1978. С. 75–88.
- Хромовских В.С.** Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 121 с.
- Цибульчик И.Д.** Некоторые результаты исследований напряженного состояния в очагах землетрясений Алтая и Саян // Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. С. 48–56.
- Чедия О.К.** Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1971. Кн. 1. 319 с.; 1972. Кн. 2. 222 с. с.
- Челидзе Т.Л.** Перколяционная модель разрушения твердых тел и прогноз землетрясений // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 1. С. 51–59.
- Чернов Г.А.** Новейшая структура Алтае-Саянской области и ее связь с сейсмичностью // Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. С. 57–73.
- Чернов Г.А.** К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 6–27.
- Чернов Г.А., Зеленков П.Я.** Сейсмогеология области Западно-Тувинских поднятий // Там же. 1978. С. 58–68.
- Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня.** М.: Наука, 1979. 107 с.
- Шанцер А.Е.** Некоторые особенности эволюции тектоно-магматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайнозое // Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1979. № 57. С. 53–65.
- Шанцер А.Е., Краевая Т.С.** Формационные ряды наземного вулканического пояса. М.: Наука, 1980. 163 с.
- Шапиро М.Н.** Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 122 с.
- Шаров В.И., Гречишкин Г.А.** О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 2. С. 412–416.
- Швольман В.А.** Тектоническое развитие Памира

- в меловом и палеогеновом периоде. М.: Наука, 1977. 157 с.
- Шеин В.С., Иванов С.С., Клещев К.А.* и др. Тектоника Кубы и ее шельфа // Сов. геология. 1978. № 2. С. 104–120.
- Шенкова З., Карник В.* Статистическое изучение землетрясений Европы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С. 68–73.
- Шерман С.И.* Разломы Байкальской рифтовой зоны: (Структурный и тектонофизический анализ): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1975. 62 с.
- Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов. Новосибирск: Наука, 1977. 107 с.
- Шерман С.И.* Сдвиги и трансформные разломы литосферы // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 5–26.
- Шерман С.И.* Сдвиги и трансформные разломы литосферы // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. Т. 11: Строение земной коры востока СССР в свете современных тектонических концепций. С. 35–40.
- Шерман С.И., Леви К.Г.* Горизонтальные движения земной коры на флангах Байкальской рифтовой зоны и современная гидротермальная деятельность // Геодинамика и полезные ископаемые. М.: Гос. ком. по науке и техн., 1976. С. 100–101.
- Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18.
- Шерман С.И., Леви К.Г., Борняков С.А.* Блоковая тектоника Муянкан-Ангараканского междуречья и некоторые вопросы сейсмичности // Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. М.: Наука, 1980. С. 43–56.
- Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В.* и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
- Шмидт Г.А.* Неотектоника и развитие рельефа Центрального Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1969. 21 с.
- Шмидт Г.А.* Новейшие структуры Горного Алтая и их связь с докайнозойской тектоникой // Геология, инженерная геология и гидрогеология. Барнаул: Алт. кн. изд-во, 1972. Вып. 8. С. 94–97.
- Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
- Шульц С.С. (мл.).* Земля из космоса Л.: Недра, 1984. 115 с.
- Щерба И.Г.* Олистостромы в неогене Дарвазского хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 98–108.
- Щерба И.Г.* Олистостромы в неогеновой моласе северного борста Афгано-Таджикской впадины // Там же. 1979. № 3. С. 89–96.
- Экспериментальные исследования сейсмической коды // Т.Г. Раутиан, В.И. Халтурин, М.А. Закиров и др. М.: Наука, 1981. 142 с.
- Эрлих Э.Н.* О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки // Геотектоника. 1965. № 1. С. 93–105.
- Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 242 с.
- Эрлих Э.Н., Зобин В.М., Цикунов А.Г.* Система сдвигов Камчатки и вопросы геодинамики островных дуг // Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972. Вып. 3. С. 39–40.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В.* Основные этапы вулканизма и тектонических преобразований четвертичного времени в западной части Тихоокеанского кольца // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, № 3. С. 5–26.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В.* Проблемы ритмичности и синхронности вулканизма в кайнозойе // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии АН СССР, 1974. С. 104–123.
- Яковлев С.А.* К вопросу о происхождении Телецкого озера // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1939. Т. 17, № 4/5. С. 3–13.
- Ai N.-S., Li Y.-L., Scheidegger A.E., Xu S.-Y.* The neotectonic stress field in the regions of Shanxi, Gansu, Ningxia and Qinghai (China) // Rock. Mech. 1981. Vol. 14, N 3. P. 167–185.
- Allen C.R.* Circum-Pacific faulting in the Philippines: Taiwan Region // J. Geophys. Res. 1962. Vol. 67, N 12. P. 4795–4812.
- Allen C.R.* The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system // Proc. of conf. on geol. probl. of San Andreas fault system. Stanford: Univ. Publ., 1968. Vol. 11. P. 70–82.
- Allen C.R.* Geological criteria for evaluating seismicity // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 8. P. 1041–1057.
- Auzia K., Kishimoto J., Shiono K.* Neotectonics and seismicity in the Kinki Area, Southwest Japan // J. Geosci. Osaka Univ. 1973. Vol. 16, art 6. P. 93.
- Bath H., Duda S.I.* Earthquake volume, fault plane area, seismic energy, strain, deformation and related quantities // Ann. geofis. 1964. Vol. 17, N 3. P. 353–368.
- Benioff H.* Orogenesis and deep crustal structure: Additional evidence from seismology // Bull. Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 5. P. 1121–1130.
- Benioff H.* Circum-Pacific tectonics // Publ. Dominion Obs. Ottawa. 1959. Vol. 20, N 2. P. 395–402.
- Bourgeois J., Ng Rosa, Tavares I., Vila J.-M.* L'Eocène à blocks d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles): Témoin d'une tectonique tangentielle à vergence sud dans l'île d'Hispaniola // Bull. Soc. géol. France. 1979. Vol. 21, N 6. P. 759–764.
- Bowin C.* The geology of Hispaniola // The ocean basins and margins. N.Y.: Plenum press, 1975. Vol. 3. P. 501–552.
- Bracey D.R., Vogt P.R.* Plate tectonics in the Hispaniola area // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, N 5. P. 2855–2860.

- Brogan G.F., Cluff L.S., Korringa M.K., Slemmons D.B.* Active faults of Alaska // *Tectonophysics*. 1975. Vol. 29. P. 73–85.
- Case J.E., Holcombe T.L.* Geologic-tectonic map of the Caribbean Region. Scale 1:2500000. 1980.
- Chinnery M.A.* Earthquake magnitude and source parameters // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 59, N 5. P. 1969–1982.
- Chouhan R.K.S.* On the frequency-magnitude relation  $\log N = a - bM$  // *Pure and Appl. Geophys.* 1970. Vol. 81, N 4. P. 119–123.
- Chouhan R.K.S., Singh C.L., Singh R.D.* A new measure of seismicity // *Ibid.* 1968. Vol. 70. P. 47–60.
- Christiansen R.L., McKee E.H.* Late Cenozoic volcanic and tectonic evolution of the Great Basin and Columbia Intermountain Regions // *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera* / Ed. R.B. Smith, G.R. Eaton. Wash., 1978. P. 283–312 (*Geol. Soc. Amer. Mem.*; N 152).
- Chuy T.* Regime sísmico de la región suboriental de Cuba // *Resúmenes de la Segunda Jornada Científica*. La Habana: Inst. de geofis. y astron., 1979. P. 20–22.
- Cormier V.F.* Tectonics near the junction of Aleutian and Kuril-Kamchatka arcs and a mechanism for Middle Tertiary magmatism in the Kamchatka Basin // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 2, N 4. P. 443–453.
- Cosentino P., Lusio D.* The seismic statistical parameters in the world-wide seismic regions in the hypothesis of a maximum possible magnitude // *Proceedings of the XV General assembly of the European seismological commission*, Krakow, 22–28 Sept. 1976. Warszawa; Lodz, 1977. Pt 2. P. 211–220.
- Creager K.C., Jordan T.H.* Slab penetration into the lower mantle // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N B5. P. 3031–3049.
- Ding Guoyu.* Active faults of China // *A coll. of pap. of Intern. symp. on continental seismicity and earthquake prediction*. Beijing: Seismol. press, 1984. P. 225–242.
- Dengo G.* Geological structure of Central America // *Stud. Trop. Oceanogr.* 1967. N 5. P. 56–73.
- Erllich E.N.* Recent movement and quaternary volcanic activity within the Kamchatka Territory // *Pacif. Geol.* 1968. N 1. P. 23–40.
- Feng R., McEvilly T.V.* Interpretation of seismic reflecting profiling data for the structure of the San Andreas fault zone // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1983. Vol. 73, N 6. P. 1701–1720.
- Fitch T.J.* Plate convergence, transcurent faults and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol. 77, N 23. P. 4432–4460.
- Gansser A.* The Indian Ocean and Himalayas: A geological interpretation // *Ecol. geol. helv.* 1966. Vol. 59, N 2. P. 831–848.
- Geller R.J.* Scaling relation for earthquake source parameters and magnitudes // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 66, N 5. P. 1501–1523.
- Gibowicz S.J.* Stress drop and aftershocks // *Ibid.* 1973. Vol. 63, N 4. P. 1433–1446.
- Gibowicz S.J.* Seismic moment, source size and fracture energy of shallow earthquakes // *Acta geophys. pol.* 1977. Vol. 25, N 2. P. 119–133.
- Goto K.* On the relation between the distribution of aftershocks and the magnitude // *J. Seismol. Soc. Jap.* 1962. Vol. 15, N 2. P. 116–121.
- Gough D.J.* Mantle upflow under North America and plate dynamics // *Nature*. 1984. Vol. 311, N 5985. P. 428–433.
- Gutenberg B., Richter C.F.* Magnitude and energy of earthquakes // *Ann. Geophys.* 1956. Vol. 9, N 1. P. 1–15.
- Hadley D., Kanamory H.* Seismic structure of the Transverse Ranges, California // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88, N 10. P. 1469–1478.
- Hamilton W.B., Myers W.B.* Cenozoic tectonic relationships between the western United States and the Pacific Basin // *Proc. of conf. on geol. probl. of the San Andreas fault system*. Stanford: Univ. Publ., 1968. Vol. 11. P. 342–359.
- Hashida T., Shimazaki K.* Seismic tomography: 3-D image of upper mantle attenuation beneath the Kanto District, Japan // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 75, N 4. P. 403–409.
- Iida K.* Earthquake magnitude, earthquake fault and source dimensions // *J. Earth. Sci. Nagoya Univ.* 1965. Vol. 13, N 1. P. 15–132.
- Ishida M.* Seismicity and travel-time anomaly in and around Japan // *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* 1970. Vol. 48. P. 1023–1051.
- Iturralde-Vinent M.A.* Principal characteristics of Cuban Neogene stratigraphy // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1969. Vol. 53, N 9. P. 1938–1955.
- Iturralde-Vinent M.A.* Principal characteristics of Oligocene to Lower Miocene stratigraphy of Cuba // *Ibid.* 1972. Vol. 56, N 12. P. 2369–2379.
- Iturralde-Vinent M.A.* Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platformico en Cuba // *Acad. cienc. Cuba. Ser.: Inform. cient.* 1977. N 20. P. 1–24.
- Kagan J.J., Knopoff L.* Dependence of seismicity on depth // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 70, N 5. P. 1811–1822.
- Kanamori H.* Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan // *Annu. Rev. Planet. Sci.* 1973. Vol. 1. P. 213–239.
- Kanamori H.* The energy release in great earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82, N 20. P. 2981–2987.
- Kaneko Sh.* Transcurrent displacement along the Median Tectonic Line, South-Western Japan // *N.Z. J. Geol. and Geophys.* 1966. Vol. 9. P. 45–59.
- Kebeasy R.V.* On the anomaly of travel-time of P-waves observed at Japanese stations. Pt 1 // *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* 1969. Vol. 47. P. 467–486.
- Khudoley K.M., Meyerhoff A.A.* Palaeogeography and geological history of Great Antilles // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1971. Vol. 129. P. 562–579.
- King C., Knopoff L.* Stress drop in earthquakes // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1968. Vol. 58, N 1. P. 249–257.
- Kleibelsberd R.* Beitrage zur Geologie Westturkestana: (Ergebnisse der Expedition des deutschen

- und österreichischen Alpenvereine im Jahre 1913). Innsbruck: Wagner, 1922. 488 S.
- Kojanagi R.Y., Krivov H.L., Okamura A.T.* The 1962 Kaoiki, Hawaii, earthquake and its aftershocks // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1966. Vol. 56, N 6. P. 1317-1335.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H.* Thermal-mechanical aspects of the San Andreas fault system // *Proc. of the conf. on tectonic probl. of the San Andreas fault system.* Stanford: Univ. Publ., 1973. Vol. 13. P. 192-205.
- Ladd J.W., Watkins J.S.* Active margin structures within the north slope of the Muertos Trench // *The 8th Caribbean geol. conf.* Willemstad, 1977. P. 255-260.
- Lawson A.C.* The California Earthquake Investigation Committee. Wash. (D.C.): Carnegie Inst. Publ., 1908, Vol. 1. 451 p.
- Lensen B.J.* Earth-deformation studies in New Zealand // *Tectonophysics.* 1975. Vol. 29. P. 541-551.
- Lensen B.J.* The Wellington fault from Cook Strait to Manawatu Gorge // *N.Z. J. Geol. and Geophys.* 1958. Vol. 1, N 1. P. 178-196.
- Malfait B.T., Dinkelman M.G.* Circum-Caribbean tectonics and igneous activity and the evolution on the Caribbean Plate // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83, N 2. P. 251-272.
- Masclé A., Bijn-Duval B., Letouzey J. et al.* Estructura y evolución de los márgenes este y sur del Caribe // *Bull. ERGM. Ser. 2.* 1979. Vol. 3/4. P. 171-184.
- Matthews D., Hirn A.* Crustal thickening in Himalayas and Caledonides // *Nature.* 1984. Vol. 308. P. 497-498.
- McEvilly T.V.* The earthquake sequence of November, 1964 near Corralitos, California // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1966. Vol. 56, N 3. P. 755-773.
- McEvilly T.V., Casaday K.B.* The earthquake sequence of September, 1965 near Antioch, California // *Ibid.* 1967. Vol. 57, N 1. P. 113-124.
- Meyerhoff A.A.* Future hydrocarbon provinces of Gulf of Mexico-Caribbean Region // *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 1967. Vol. 17. P. 1251-1272.
- Mogi K.* Development of aftershock areas of great earthquakes // *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* 1968. Vol. 46, N 2. P. 175-203.
- Mogi K.* Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes (2nd paper) // *Ibid.* 1962a. Vol. 40, N 4. P. 831-853.
- Mogi K.* On the time distribution of aftershocks accompanying the recent major earthquakes in and near Japan // *Ibid.* 1962b. Vol. 40, N 1. P. 107-124.
- Molnar P., Sikes L.R.* Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80, N 6. P. 1639-1684.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science.* 1974. Vol. 189, N 4201. P. 419-420.
- Monroe W.H.* Geology of the Middle Tertiary formations of Puerto Rico. Wash. (D.C.), 1980. 93 p. (Geol. Surv. Prof. Pap.; N 953).
- Mullins H.T., Lyntz G.W.* Origin of the northwestern Bahama Platform: Review and reinterpretation // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88. P. 1447-1471.
- Neunhöfer H.* Non-linear energy-frequency curves in statistics of earthquakes // *Pure and Appl. Geophys.* 1969a. Vol. 72. P. 76-83.
- Neunhöfer H.* Vergleichende Betrachtung der Energie Häufigkeits-Verteilungen von Erdbeben und Gebirgslagen // *Veröff. Just Geodin.* 1969b. N 13. S. 58-65.
- Nikolaev A.V., Sanina I.A., Trifonov V.G., Vostrikov G.A.* Structure and evolution of the Pamir-Hindu Kush region lithosphere // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1985. Vol. 41. P. 199-203.
- Noguchi S., Okada H.* Anomalous seismic wave transmission and the upper mantle structure in and around Hokkaido // *Subterranean structure in and around Hokkaido and its tectonic implication.* Sapporo, 1976. P. 28-43.
- Oliver J., Isacks B.* Deep earthquake zones, anomalous structure in the upper mantle and the lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72, N 16. P. 4259-4275.
- Perfit M.R., Heezen B.C.* The geology and evolution of the Cayman Trench // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. Vol. 89, N 8. P. 1155-1174.
- Pevnev A.K., Guseva T.V., Odinev N.N., Saprykin G.V.* Regularities of the deformations of the Earth's crust at the joint of the Pamirs and Tien Shan // *Tectonophysics.* 1975. Vol. 29, N 1/4. P. 429-438.
- Plafker G.* Tectonics of the March 27, 1964 Alaska earthquake. Wash. (D.C.), 1969. 174 p. (Geol. Surv. Prof. Pap.; N 543).
- Plafker G., Hudson T., Bruns T., Rubin M.* Late Quaternary offsets along the Fair weather fault and crustal plate interactions in southern Alaska // *Canad. J. Earth Sci.* 1978. Vol. 15, N 5. P. 805-816.
- Plafker G., Savage J.C.* Mechanism of the Chilean earthquake of May 21 and 22, 1960 // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81, N 4. P. 1001-1030.
- Proffett J.M. (Jr.).* Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of basin and range faulting // *Ibid.* 1977. Vol. 88, N 2. P. 247-266.
- Puscharovsky Y.M., Albear J.F. de.* Mapa tectónico de la región del Caribe // *Publ. espec. Acad. scienc. Cuba. Inst. geol. y paleontol.* 1974. N 2. P. 9-13.
- Quennell A.M.* Tectonics of the Dead Sea rift // *Association de Sewicos Geolocos Africanos: Actas y Trabajos de las Reuniones Celebnadas en Mexico en 1956.* Mexico, 1959. P. 385-405.
- Ranalli G.* A statistical study of aftershock sequences // *Ann. geofis.* 1969. Vol. 22, N 3. P. 359-397.
- Reyes A., Brune J.N., Lomnitz C.* Source mechanism and aftershock study of the Clima, Mexico,

- earthquake of January 30, 1973 // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1979. Vol. 69, N 6. P. 1819–1840.
- Rynn J.M.W., Scholz C.H.* Seismotectonics of the Arthur's Pass Region, South Island, New Zealand // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. Vol. 89, N 7. P. 1373–1388.
- Scholz C.H.* Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression // *J. Geophys. Res.* 1968a. Vol. 73, N 4. P. 1417–1432.
- Scholz C.H.* The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1968b. Vol. 58, N 1. P. 399–415.
- Shedlock K.M., Hellinger S.J., Ye H.* Evolution of the Xialiao basin // *Tectonics.* 1985. Vol. 4, N 2. P. 171–185.
- Shi Jianbang, Feng Xianyne, Ge Shumo et al.* The Fuyun earthquake fault zone in Xinjiang, China // A coll. of pap. of Intern. symp. on continental seismicity and earthquake prediction. Beijing: Seismol. press, 1984. P. 325–346.
- Sieh K.E.* Prehistoric large earthquakes by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83, N 8. P. 3907–3939.
- Suyehiro S.* Difference between aftershocks and foreshocks in the relation of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960 // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1966. Vol. 56, N 1. P. 185–200.
- St. Amand P.* Circum-Pacific orogeny // *Publs Domin. Observ. Ottawa.* 1959. Vol. 20, N 2. P. 403–411.
- St. Amand P., Allen C.R.* Strike-slip faulting in northern Chile: (Abstract) // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1960. Vol. 71. P. 1965.
- Tada T.* P-wave velocity of the down-going slab // *Bull. Seismol. Soc. Jap.* 1972. Vol. 25. P. 310–317.
- Tchalenko J.S., Braud J., Berberian M.* Discovery of three earthquake faults in Iran // *Nature.* 1974. Vol. 248, N 5450. P. 661–663.
- Tewari A.P.* On the Upper Tertiary deposits of Ladakh Himalayas and correlation of various geotectonic units of Ladakh with those of the Kumaon-Tibet region // *Intern. geol. Congr.: Rep. of the 22nd ses. New Delhi,* 1964. Pt 2. P. 37–58.
- Toksöz M.N., Arpat E., Saroglu F.* East Anatolian earthquake of 24 November 1976 // *Nature.* 1977. Vol. 270, N 5636. P. 423–425.
- Trifonov V.G.* Neotectonics studies of Syria with using of space images // *Syrian J. Geol.* 1986. N 10. P. 7–17.
- Utsu T.* A statistical study on the occurrence of aftershocks // *Geophys. Mag.* 1961. Vol. 30, N 4. P. 521–605.
- Utsu T.* A method for determining the value  $b$  in a formula  $\log N = a - bM$  showing the magnitude-frequency relation for earthquakes // *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.* 1965. Vol. 13, N 9. P. 1272–1284.
- Utsu T.* Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII.* 1967. Vol. 3, N 1. P. 1–25.
- Utsu T.* Aftershocks and earthquake statistics. 1. Some parameters which characterize on aftershock sequence and their interrelations // *Ibid.* 1969. Vol. 3, N 3. P. 129–195.
- Wadati K.* On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Islands and neighborhoods // *Geophys. Mag.* 1935. Vol. 8. P. 305–325.
- Wadia D.N.* The synthaxis of the N–W Himalaya // *Rep. Geol. Surv. India.* 1931. Vol. 65. P. 6–11.
- Wallace R.E.* Notes on stream channels offset by the San Andreas fault Southern Coast Ranges, California // *Proc. of conf. on geol. probl. of the San Andreas fault system.* Stanford: Univ. Publ., 1968. Vol. 2. P. 6–20.
- Wallace R.E.* Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81, N 10. P. 2875–2890.
- Welhan J.A., Lupton J.E., Craig H.* Helium isotope ratios in Southern California fault zone // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1978. Vol. 59, N 12. P. 1197.
- Wyss M.* Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1973. Vol. 31, N 4. P. 341–359.
- Wyss M., Brune J.N.* Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 71, N 14. P. 4681–4694.
- Ye H., Shedlock K.M., Hellinger S.J., Sclater J.G.* The North China basin: An example of a Cenozoic rifted intraplate basin // *Tectonics.* 1985. Vol. 4, N 2. P. 153–169.
- Zak J., Freund R.* Recent strike-slip movements along the Dead Sea rift // *Isr. J. Earth Sci.* 1965. Vol. 15. P. 33–37.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение (В.Г. Трифонов)</b> . . . . .	<b>3</b>
<b>Глава первая</b>	
<b>К методике неотектонических и геодинамических исследований (использование графиков повторяемости землетрясений при изучении геодинамики сейсмоактивных районов) (Г.А. Востриков)</b> . . . . .	<b>5</b>
1.1. Обзор методов изучения новейшей и современной тектонической активности Земли . . . . .	5
1.2. Анализ графиков повторяемости землетрясений как метод изучения условий современного тектогенеза . . . . .	7
1.3. Закон повторяемости коровых землетрясений . . . . .	14
1.4. Параметр $\theta$ и "энергия" максимального возможного землетрясения . . . . .	21
1.5. Параметр $\theta$ и общая "энергия" землетрясений . . . . .	29
1.6. Параметр $\theta$ , сейсмогенерирующий объем и "энергия" максимального землетрясения . . . . .	35
1.7. Закон повторяемости землетрясений и макроскопические параметры сейсмического течения горных масс . . . . .	40
1.8. Влияние квазивязкости горных пород на параметры графика повторяемости . . . . .	47
1.9. Закон повторяемости землетрясений по сейсмическому моменту . . . . .	51
<b>Глава вторая</b>	
<b>Приокеанические подвижные пояса (А.И. Кожурин, Г.А. Востриков)</b> . . . . .	<b>67</b>
2.1. Курило-Камчатская островодужная система . . . . .	67
2.1.1. Неотектоническое районирование (А.И. Кожурин) . . . . .	68
2.1.2. Позднечетвертичная структура Центральной Камчатки (А.И. Кожурин) . . . . .	73
2.1.3. Тектоническая расслоенность литосферы Центральной Камчатки (А.И. Кожурин) . . . . .	107
2.1.4. Глубинное строение района и геодинамические характеристики Курило-Камчатской фокальной зоны (Г.А. Востриков) . . . . .	116
2.2. Некоторые общие черты новейших структур Тихоокеанского подвижного пояса (А.И. Кожурин) . . . . .	135
<b>Глава третья</b>	
<b>Карибский бассейн – область развития и взаимодействия новейших континентальных и океанических структур (В.И. Макарова)</b> . . . . .	<b>152</b>
3.1. Некоторые общие черты неотектонической структуры Кубы . . . . .	152
3.2. Восточная Куба . . . . .	155
3.3. Багамская платформа . . . . .	174
3.4. Остров Гаити . . . . .	176
3.5. Остров Пуэрто-Рико . . . . .	183
3.6. Другие районы Карибского бассейна . . . . .	184
<b>Глава четвертая</b>	
<b>Памиро-Гималайская область дисгармоничного сжатия континентальной литосферы (С.Ф. Скобелев, В.Г. Трифонов, Г.А. Востриков)</b> . . . . .	<b>188</b>
4.1. Неотектонический очерк (В.Г. Трифонов) . . . . .	188
4.2. Новейшая структура зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня (С.Ф. Скобелев) . . . . .	191
4.2.1. Структуры мезозойско-кайнозойского покрова и их эволюция . . . . .	191
4.2.2. Деформации, выраженные в рельефе . . . . .	197

4.2.3. Соотношение основных элементов орогенной структуры – поднятий и прогибов . . .	199
4.2.4. История формирования новейшей структуры и основные структурообразующие факторы. . . . .	208
4.3. Глубинное строение и современная геодинамика. . . . .	215
4.3.1. Тектоническая расслоенность земной коры (В.Г. Трифонов, С.Ф. Скобелев) . . . . .	215
4.3.2. Неоднородность процесса сейсмического течения в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области промежуточных землетрясений (Г.А. Востриков) . . . . .	219
4.3.3. Модель современного глубинного строения и неотектонического развития Памиро-Гималайского региона (В.Г. Трифонов) . . . . .	233

**Глава пятая**

<b>Монголия – внутриконтинентальная область преобладания новейших сдвиговых перемещений (В.И. Макаров, В.Г. Трифонов) . . . . .</b>	<b>235</b>
5.1. Общие черты неотектоники (В.И. Макаров) . . . . .	235
5.2. Активные разломы (В.Г. Трифонов, В.И. Макаров). . . . .	239
5.3. Новейшая и современная геодинамика (В.И. Макаров, В.Г. Трифонов) . . . . .	273

**Глава шестая**

<b>Алтае-Саянская область новейшего горошения континентальной литосферы (Н.В. Лукина) . . .</b>	<b>276</b>
6.1. Черты неотектонической структуры и истории развития . . . . .	276
6.2. Кинематическая характеристика новейших разломов. . . . .	279
6.2.1. Алтай . . . . .	279
6.2.2. Западный Саян. . . . .	288
6.2.3. Восточный Саян . . . . .	291
6.3. Новейшее и современное поле тектонических напряжений. . . . .	292

**Глава седьмая**

<b>Байкальская внутриконтинентальная рифтовая система (Н.В. Лукина) . . . . .</b>	<b>294</b>
7.1. Черты неотектонической структуры и истории развития . . . . .	294
7.2. Кинематическая характеристика активных разломов и некоторые вопросы сейсмичности	297
7.2.1. Юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны. . . . .	297
7.2.2. Центральная часть Байкальской рифтовой зоны . . . . .	302
7.2.3. Северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны . . . . .	308
7.3. Современное поле тектонических напряжений . . . . .	319
7.4. Глубинное строение и геодинамическая интерпретация . . . . .	323

**Глава восьмая**

<b>Сравнительный анализ новейших структур Альпийско-Азиатского орогенического мегапоояса (В.Г. Трифонов, В.И. Макаров) . . . . .</b>	<b>327</b>
--	------------

**Глава девятая**

<b>Глобальные закономерности новейшего тектогенеза (В.Г. Трифонов) . . . . .</b>	<b>331</b>
9.1. Тектоническая расслоенность литосферы . . . . .	332
9.2. Деформируемость литосферы . . . . .	335
9.3. Зоны коллизии и активные континентальные окраины . . . . .	337
9.4. О тектонике расслоенной литосферы . . . . .	341

<b>Заключение (В.Г. Трифонов). . . . .</b>	<b>343</b>
--	------------

<b>Литература . . . . .</b>	<b>346</b>
-----------------------------	------------

# SONTENTS

<b>Introduction (V.G. Trifonov)</b> . . . . .	<b>3</b>
<b>Chapter one</b>	
<b>To the technique of neotectonic and geodynamic research (application of the earthquake recurrence plots to geodynamic studies of seismically active regions) (G.A. Vostrikov)</b> . . . . .	<b>5</b>
1.1. A review of study methods of the recent and present tectonic activity of the Earth . . . . .	5
1.2. Earthquake recurrence plot analysis as the study method for conditions of the present tectogenesis . . . . .	7
1.3. The law of crustal earthquake recurrence . . . . .	14
1.4. Parameter $\theta$ and the "energy" of the maximum probable earthquake . . . . .	21
1.5. Parameter $\theta$ and the total "energy" of earthquakes. . . . .	29
1.6. Parameter $\theta$ , seismogenerating volume and the "energy" of the maximum earthquake . . . . .	35
1.7. The law of earthquake recurrence and macroscopic parameters of seismic flow in rock masses . . . . .	40
1.8. The effect of quazi-viscosity of rocks on the recurrence plot parameters . . . . .	47
1.9. The law of earthquake recurrence by a seismic moment . . . . .	51
<b>Chapter two</b>	
<b>Perioceanic mobile belts (A.I. Kozhurin, G.A. Vostrikov)</b> . . . . .	<b>67</b>
2.1. The Kuril-Kamchatka system of island arcs . . . . .	67
2.1.1. Neotectonic zoning (A.I. Kozhurin) . . . . .	68
2.1.2. Late Quaternary structure of Central Kamchatka (A.I. Kozhurin) . . . . .	73
2.1.3. Tectonic stratification of the lithosphere in Central Kamchatka (A.I. Kozhurin) . . . . .	107
2.1.4. Deep regional structure and geodynamic characteristics of the Kuril-Kamchatka focal zone (G.A. Vostrikov) . . . . .	116
2.2. Some general features of the recent structures in the Pacific mobile belt (A.I. Kozhurin) . . . . .	135
<b>Chapter three</b>	
<b>The Caribbean basin – an area of development and interaction of the recent continental and oceanic structures (V.I. Makarov)</b> . . . . .	<b>152</b>
3.1. Some general features of neotectonic structure of Cuba . . . . .	152
3.2. Eastern Cuba . . . . .	155
3.3. The Bahama platform . . . . .	174
3.4. The Island of Haiti . . . . .	176
3.5. The Island of Puerto Rico . . . . .	183
3.6. Other regions of the Caribbean basin. . . . .	184
<b>Chapter four</b>	
<b>The Pamirs-Himalaya region of disharmonic clustering of continental lithosphere (S.F. Skobelev, V.G. Trifonov, G.A. Vostrikov)</b> . . . . .	<b>188</b>
4.1. An outline neotectonics (V.G. Trifonov). . . . .	188
4.2. The recent structure of the conjugation zone of the Pamirs and Tien-Schan (S.F. Skobelev) . . . . .	191
4.2.1. Structures of Mesozoic-Cenozoic sheet and their evolution . . . . .	191
4.2.2. Deformations manifested in the relief . . . . .	197
4.2.3. Relationship of major elements of the orogenic structure – uplifts and downwarps . . . . .	199
4.2.4. History of development of the recent structure and major factors of structural generation . . . . .	208
4.3. Deep structure and the present geodynamics . . . . .	215
4.3.1. Tectonic stratification of the Earth's crust (V.G. Trifonov, S.F. Skobelev) . . . . .	215

4.3.2. Heterogeneity of the process of seismic flow in the Pamirs-Hindu Kush hypocentral region of intermediate earthquakes ( <i>G.A. Vostrikov</i> ). . . . .	219
4.3.3. A model of the present deep structure and neotectonic evolution of the Pamirs-Himalaya region ( <i>V.G. Trifonov</i> ). . . . .	233
<b>Chapter five</b>	
<b>Mongolia – an intercontinental region of predominantly recent shifts (<i>V.I. Makarov, V.G. Trifonov</i>)</b> . . . . .	235
5.1. General features of neotectonics ( <i>V.I. Makarov</i> ) . . . . .	235
5.2. Active faults ( <i>V.G. Trifonov, V.I. Makarov</i> ) . . . . .	239
5.3. The recent and present geodynamics ( <i>V.I. Makarov, V.G. Trifonov</i> ) . . . . .	273
<b>Chapter six</b>	
<b>The Altai-Sayan region of the recent hummocking of the continental lithosphere (<i>N.V. Lukina</i>)</b> . . . . .	276
6.1. Features of neotectonic structure and evolution . . . . .	276
6.2. Kinematic characteristics of the recent faults . . . . .	279
6.2.1. The Altai. . . . .	279
6.2.2. The Western Sayan . . . . .	288
6.2.3. The Eastern Sayan . . . . .	291
6.3. The recent and present field of tectonic stresses . . . . .	292
<b>Chapter seven</b>	
<b>The Baikal intercontinental rift system (<i>N.V. Lukina</i>)</b> . . . . .	294
7.1. Features of neotectonic structure and evolution . . . . .	294
7.2. Kinematic characteristics of active faults and some problems of seismicity . . . . .	297
7.2.1. The south-western flank of the Baikal rift zone . . . . .	297
7.2.2. The central part of the Baikal rift zone. . . . .	302
7.2.3. The north-eastern flank of the Baikal rift zone . . . . .	308
7.3. The present field of tectonic stresses . . . . .	319
7.4. Deep structure and geodynamic interpretation . . . . .	323
<b>Chapter eight</b>	
<b>Comparative analysis of the recent structures of the Alpine-Asian orogenic megabelt (<i>V.G. Trifonov, V.I. Makarov</i>)</b> . . . . .	327
<b>Chapter nine</b>	
<b>Global regularities of the recent tectogenesis (<i>V.G. Trifonov</i>)</b> . . . . .	331
9.1. Tectonic stratification of the lithosphere . . . . .	332
9.2. Deformability of the lithosphere . . . . .	335
9.3. Zones of collision and active continental margins. . . . .	337
9.4. The tectonic of stratifical lithosphere . . . . .	341
<b>Concluding notes (<i>V.G. Trifonov</i>)</b> . . . . .	343
<b>References</b> . . . . .	346

Научное издание

**Трифонов Владимир Георгиевич,  
Востриков Геннадий Алексеевич,  
Кожурин Андрей Иванович,  
Лукина Нина Владимировна,  
Макаров Владимир Иванович,  
Скобелев Сергей Федорович**

**НЕОТЕКТОНИКА  
И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА  
ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ**

*Труды, вып. 427*

Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом  
АН СССР

Редактор Н.Б. Заборовская  
Редактор издательства И.М. Ерофеева  
Художник Б.К. Шеповалов  
Художественный редактор И.Д. Богачев  
Технический редактор А.Л. Шелудченко  
Корректор И.Г. Мартынова

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37413

Подписано к печати 28.06.88. Т — 12 742  
Формат 70 × 100 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 29,9 + 1,4 вкл. Усл.кр.-отт. 31,6  
Уч.-изд.л. 37,6. Тираж 750 экз. Тип. зак. 560  
Цена 7 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
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 выпуску книги:**

### **Геодинамика Кавказа. 20 л.**

В книге отражены наиболее важные направления тектонических исследований, проводимых на Кавказе академическими, производственными и другими организациями. Освещены проблемы геодинамики Кавказа и закономерностей размещения полезных ископаемых, региональной геологии, офиолитов и строения земной коры Кавказа в прошлом и настоящем, неотектоники, сейсмичности и прогноза землетрясений.

Для тектонистов, геологов широкого профиля, геофизиков и специалистов по полезным ископаемым.

### **Строение зоны разлома Зеленого Мыса: (Центральная Атлантика). 8 л.**

В книге приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в 3-м рейсе НИС "Академик Николай Стрехов". Детально охарактеризованы рельеф дна, мощность и строение осадочного покрова, магнитное поле, структура земной коры, литология и стратиграфия осадков, петрография и геохимия магматических пород. Монографическое описание крупной разломной структуры океанического дна выполнено впервые в практике морской геологии.

Для морских геологов и геофизиков.

### **Тектоника республики Куба: (Объяснительная записка к тектонической карте Кубы масштаба 1:500000). 8 л.**

В книге изложены содержание и методические основы новой тектонической карты Кубы, составленной учеными АН СССР и АН Кубы по новейшим геологическим и геофизическим материалам. Легенда карты основана на совмещении историко-геологического, структурного, формационного и геодинамического принципов, что является новым приемом в среднемасштабном тектоническом картографировании. Работа имеет региональное теоретическое и методическое значение.

Для геологов, тектонистов, геофизиков.

**Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным картированием. 20 л.**

Сборник посвящен вопросам изучения структур в связи с начинающимся в СССР геологическим картированием масштаба 1 : 50 000. Большое внимание уделено геофизическим данным и их применению для детального картирования, а также методам структурного исследования метаморфических комплексов. Приведены примеры детальных тектонических карт разных районов СССР и зарубежных стран. Специальный раздел посвящен поискам полезных ископаемых при детальном картировании.

Для геологов, тектонистов, геофизиков.

*Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":*

*Магазины "Книга-почтой":*

252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

*Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":*

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 / "Книга-почтой"; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 / "Книга-почтой" /; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 / "Книга-почтой" /; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 / "Книга-почтой" /; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 / "Книга-почтой" /; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 / "Книга-почтой" /; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 / "Книга-почтой" /; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 / "Книга-почтой" /; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 / "Книга-почтой"; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 / "Книга-почтой"; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 / "Книга-почтой"; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 / "Книга-почтой"; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино, Московской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 / "Книга-почтой"; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 / "Книга-почтой"; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 / "Книга-почтой"; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 / "Книга-почтой"; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 / "Книга-почтой"/

---

---

Монография посвящена исследованию неотектонического строения и современной геодинамики новейших подвижных поясов на основе комплексного использования геологических, геоморфологических и геофизических данных. На примерах нескольких тектонотипов, представляющих различные геодинамические ситуации — островодужных структур Центральной Камчатки, сочетания континентальных и океанических образований Карибского региона, Памирской области скупывания континентальной литосферы, Алтае-Саянской области торошения земной коры, систем сдвигов Монголии, Байкальской рифтовой системы — подробно рассмотрены, проанализированы и обобщены новые данные о неотектонике, глубинном строении и современной тектонической активности литосферы. Выполнен анализ неотектоники других новейших подвижных поясов. В числе прочих методов теоретически обоснован и использован для исследования геодинамики подвижных поясов новый метод, опирающийся на анализ графиков повторяемости землетрясений. На базе сравнительного изучения различных подвижных поясов развивается новая концепция новейшего тектогенеза, учитывающая крупномасштабные латеральные перемещения горных масс, тектоническую расслоенность и деформируемость литосферы, взаимообусловленность происходящих в ней процессов.

---

---

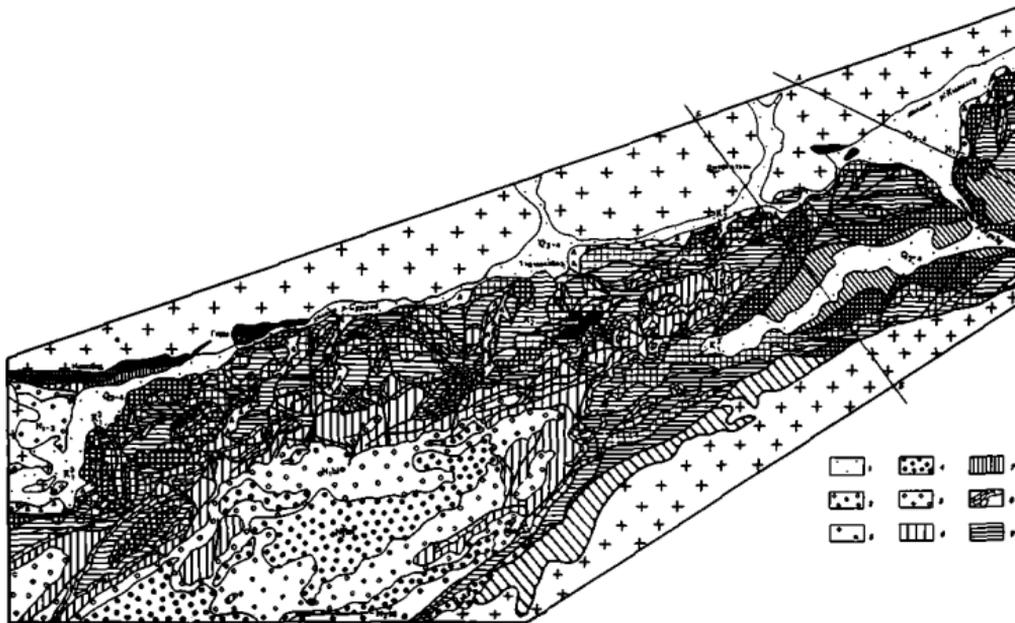


Рис. 55. Геологический разрез юго-западной Печоры и Туро-Валы (кряжи Печора Первого и Замалошты), Останин С.Ф., Скоблов Л.З. — палеозойские образования: 1 — кембрийские, 2 — девонско-четвертичные (Спасский, карельский сланец, М.ту), 3 — девонско-четвертичные (Спасский, карельский сланец, М.ту); 4 — палеозойские образования (карельский сланец, шифер, глинистые сланцы и глина, известняк, известняк карбоната и известняк); 5 — вулканические образования (Туровские базальты); 6 — гранитная масса, известняк, известняк, известняк; 7 — архейские и палеозойские (палеозойские фации); 8 — гранитная масса, известняк, известняк, известняк; 9 — известняк, известняк, известняк; 10 — известняк, известняк, известняк; 11, 12 — известняк, известняк (Спасский сланец); 13 — известняк, известняк, известняк; 14 — известняк, известняк, известняк; 15 — известняк, известняк, известняк; 16 — известняк, известняк, известняк; 17 — известняк, известняк, известняк; 18 — известняк, известняк, известняк; А, Б — линии профилей (см. рис. 56).

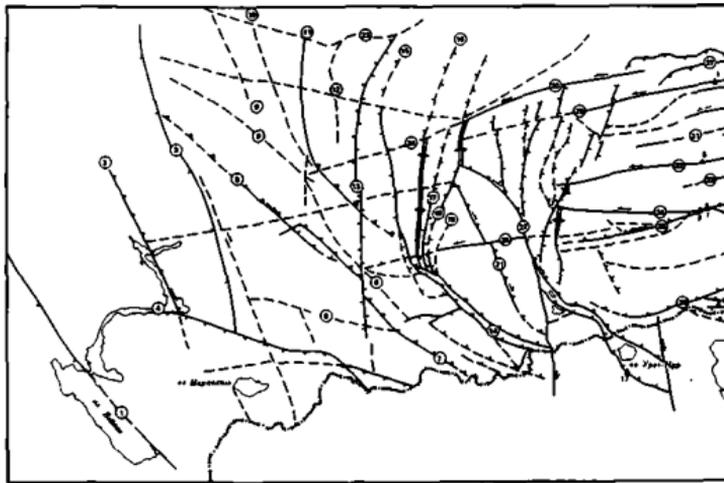


Рис. 56. Схема новейших тектонических движений Архангельской области. Составлена по отчету Лавина Т.В., Кирюхи [1956], Б.В. Давыдова [1965], В.И. Козлова [1965], И.Г. Громова [1965], О.А. Раевич [1967, 1978], Л.К. Завилова [1973, 1977], Г.А. Чижова [1975], "Сибирьгеология..." [1978], Б.М. Бурчина [1981] и др.

Краткие обозначения и рис. 55 и 56: 1 — известняк, 2 — известняк, 3 — известняк, 4 — известняк, 5 — известняк, 6 — известняк, 7 — известняк, 8 — известняк, 9 — известняк, 10 — известняк, 11 — известняк, 12 — известняк, 13 — известняк, 14 — известняк, 15 — известняк, 16 — известняк, 17 — известняк, 18 — известняк, А — известняк, Б — известняк.

Разломы (линии и пунктиры): 1 — 15 — Арктик, 1 — Западный, или Бокс-Колонийский, 2 — Уральский, 3 — Северо-Восточный, 4 — Чукотско-Арктический в Западно-Арктический, 5 — Западно-Кавказский, 6 — Уральский, 7 — Двинско-Арктический, 8 — Чукотско-Турский, 9 — Восточно-Арктический, 10 — Арктический, 11 — Полярный, 12 — Арктический, 13 — Кавказский, 14 — Куринско-Турский юго-восточный, 15 —



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18

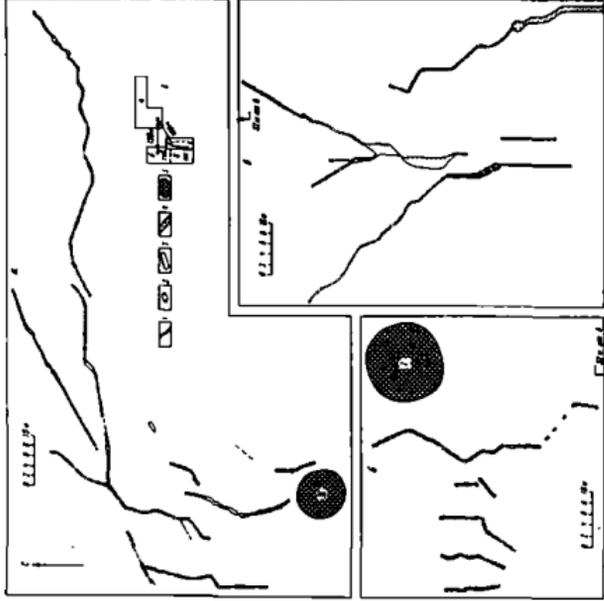
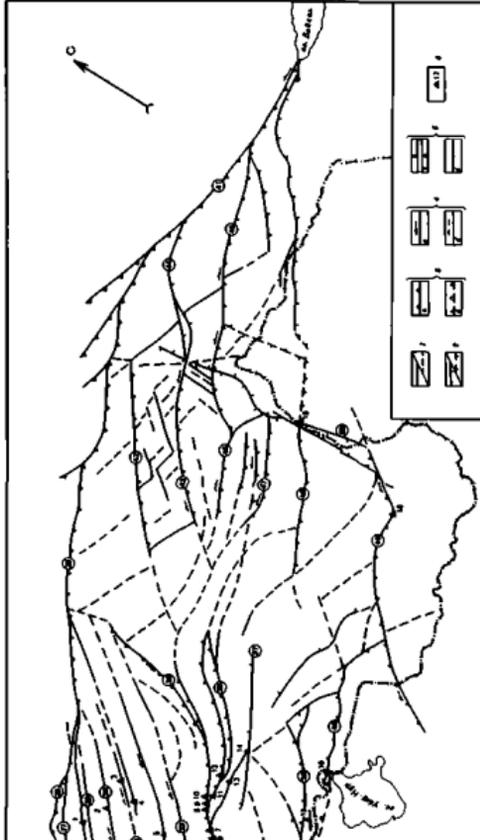


Fig. 78. Chosen areas (1-4) illustrating geological structures in the 1947-1948 period. 1 - the area of the "Kryukovskaya" station, 2 - the area of the "Kryukovskaya" station, 3 - the area of the "Kryukovskaya" station, 4 - the area of the "Kryukovskaya" station. 1 - the area of the "Kryukovskaya" station, 2 - the area of the "Kryukovskaya" station, 3 - the area of the "Kryukovskaya" station, 4 - the area of the "Kryukovskaya" station.



- 1 - "Kryukovskaya" station, 2 - "Kryukovskaya" station, 3 - "Kryukovskaya" station, 4 - "Kryukovskaya" station, 5 - "Kryukovskaya" station, 6 - "Kryukovskaya" station, 7 - "Kryukovskaya" station, 8 - "Kryukovskaya" station, 9 - "Kryukovskaya" station, 10 - "Kryukovskaya" station, 11 - "Kryukovskaya" station, 12 - "Kryukovskaya" station, 13 - "Kryukovskaya" station, 14 - "Kryukovskaya" station, 15 - "Kryukovskaya" station, 16 - "Kryukovskaya" station, 17 - "Kryukovskaya" station, 18 - "Kryukovskaya" station.



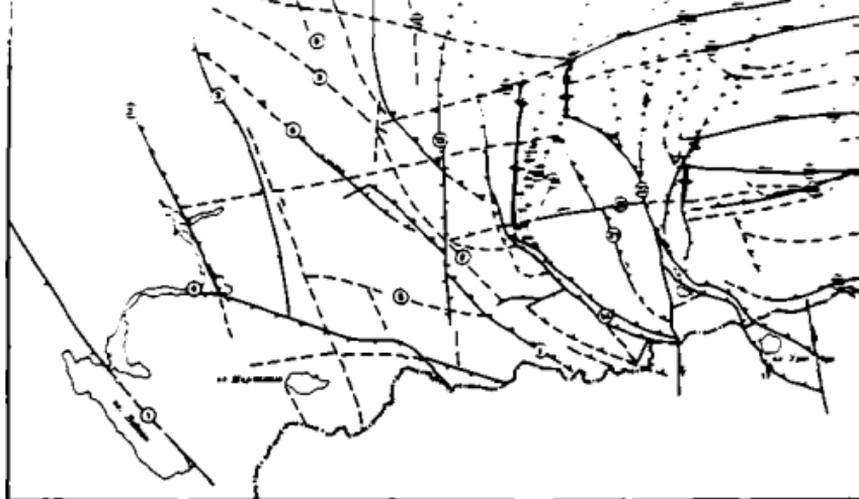


Рис. 20. Схема водораздела водосточных районов Алтае-Саянской области. Составлена с учетом данных Т.В. Карповой [1956], Е.В. [1965], В.М. Кашкина [1966], М.Г. Громова [1965], О.А. Рыкова [1967, 1978], Л.К. Зыковой [1973, 1977], Г.А. Чарина [1978], С.А. Савельева [1978], Е.М. Богачева [1981] и др.

Условные обозначения см. рис. 20 и 23

1-3 - районы (а - истоки реки, б - притоки); 1 - восточный, 2 - Южная, 3 - Северная - в сторону водосточных районов; 4 - водораздел в западной (горной) части, 5 - водораздел в восточной (горной) части, 6 - водораздел в южной (горной) части, 7 - водораздел в северной (горной) части, 8 - водораздел в западной (горной) части, 9 - водораздел в восточной (горной) части, 10 - водораздел в южной (горной) части, 11 - водораздел в северной (горной) части, 12 - водораздел в западной (горной) части, 13 - водораздел в восточной (горной) части, 14 - водораздел в южной (горной) части.

Районы (обозначены в кружках): 1 - 25 - Алтай; 1 - Завойский, 2 - Восточно-Колышанский, 3 - Мухоморовский, 4 - Северо-Восточный Рудный Алтай, 5 - Чуйско-Тарбагатайский, 6 - Усть-Каменновский, 7 - Диниловский, 8 - Чарыновский, 9 - Калынский, 10 - Алейский, 11 - Печеный, 12 - Алейский, 13 - Калынский, 14 - Курбайско-Пухлякский или раздельный.

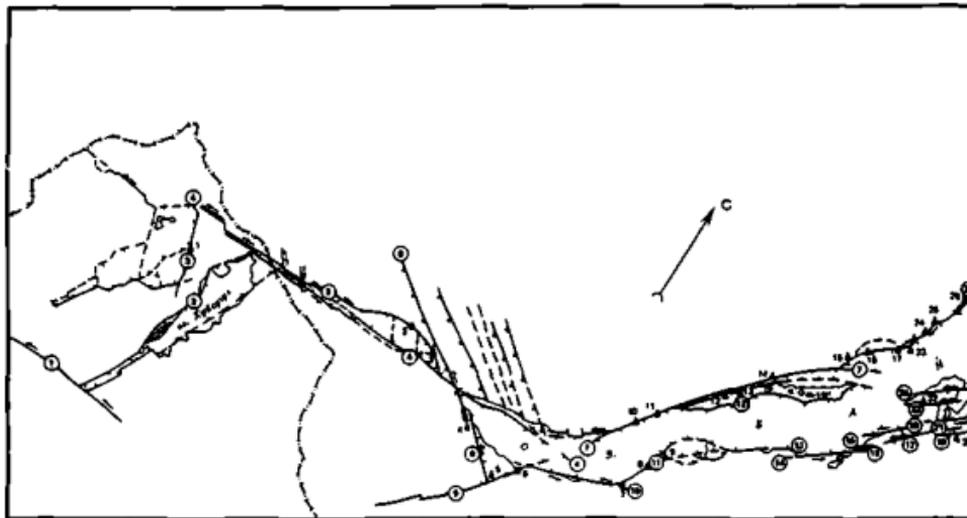


Рис. 21. Схема водораздела водосточных районов южной части Саяно-Алтайской области. Составлена с учетом данных В.Д. Соловьева и др. [Жизин ... 1964; Савельева ... 1968; Савельева ... 1975а, б, 1977; Галюкова ... 1985; в др.], К.Г. Лива, С.М. Меркина и др. [Таскина ... 1963]; Карта ... 1983; Галюкова ... 1984], Карта в атласе ... под ред. Н.А. Лыжина [1967, 1983], Л.М. Парфенова и др. [Громова ... 1985] и др.

Условные обозначения см. на рис. 20

Районы (обозначены в кружках): 1 - Диниловский, 2 - Хубиттинский, 3 - Даринский, 4 - Восточно-Монгольский, 5 - Туменский, 6 - Главный Саянский, 7 - Прозоровский, или Обручевский, 8 - Черский, 9 - Р. Сиверой, 10 - Туркестанский, 11 - Диниловский, 12 - Сельский, 13 - Бельский, 14 - Туменский.

15 - Туменский, 16 - Герасимовский, 17 - Кочетковский, 18 - Восточно-Баргузинский, 19 - Малый, 20 - Усть-Каменновский, 21 - Усть-Каменновский, 22 - Малый, 23 - Баргузинский, 24 - Саяно-Кочетковский, 25 - Северо-Восточный Алтайский, 27 - Парский, или Кривой, 28 - Огульковский, 29 - Кочетковский, 30 - Ленокский, 31 - Амурский, 32 - Того-Алтайский, или Нарын-Алтайский, 33 - Восточно-Колышанский, 34 - Черный, 35 - Северо-Муромский, 36 - Муромский, 37 - Муромский, 38 - Муромский, 39 - Северо-Муромский, 40 - Муромский, 41 - Муромский, 42 - Муромский, 43 - Муромский, 44 - Муромский, 45 - Муромский, 46 - Муромский, 47 - Муромский, 48 - Муромский, 49 - Муромский, 50 - Муромский, 51 - Муромский, 52 - Муромский.



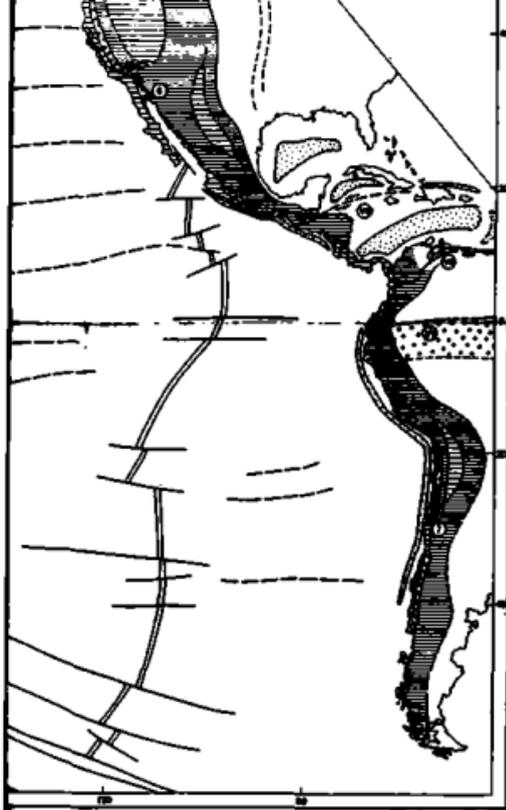




Рис. 47. Новейшие структуры Тетисского тектонического пояса

1 - крупнейшие разломы и зоны разрыва пород и прилегающих областей континентов; 2 - скелет, 3 - мезоставинские структуры преципитации и трансформации; 4, 5 - шельфы: 2 - шельфы южноазиатского, 3 - гудзоновские; 4 - южноазиатские бассейны, 5 - гудзоновские шельфы; 6, 7 - структуры пояса Тихого океана [Плугарский и др., 1980]; 8 - системы субэриетных разломов, 9 - рифто-трансформные системы; 10 - структурные пояса.

Цифры на карте: 1-11 - районы Тетисского тектонического пояса; 1 - северной фазы Центральной Кавказии, 2 - Тетис, 3 - Средиземное море, 4 - Провансальский район Тибета, 5 - Филлиппинский, 6 - Альпийский, 7 - Анкарийский, 8 - Сан-Андреас, 9 - Флорида, 10 - Япония, 11 - районы в тылу Кюмюрсуригского сегмента Алеутской островной дуги; I-VIII - некоторые новейшие структуры прилегающих к поясу континентальных областей: I, II - системы разломов Миддлтон-рифтовой дуги (I) и Северного Префектата и Сент-юэвского хребта (II), III - вулканический ряд разломов, прилегающий к шельфам структуры Гобландского Алтая, IV - Ньюфаундлендский район Центрального Кюта, V - разлом Красной реки, VI - Альпийские впадины-четырёхугольные впадины, VII - разлом Бонгоро, VIII - сдвиг вдоль шельфа Кюта (Наргунт).



1 - контурные линии структурной формы;  
 2 - контурные линии, выделенные в области орогенных процессов;  
 3 - система субпараллельных разломов.

Центральная Кызылкум, 2 - Ташку, 3 -  
 4 - Атышкыдык, 5 - Сай-Аскарем, 6 -  
 VIIВ - структурная форма структуры  
 в зоне (I) и Саянскитя Провиссия и  
 его Азия, IV - Неполноценный разлом;  
 V - разлом Восточный, VIII - сдвиг западный

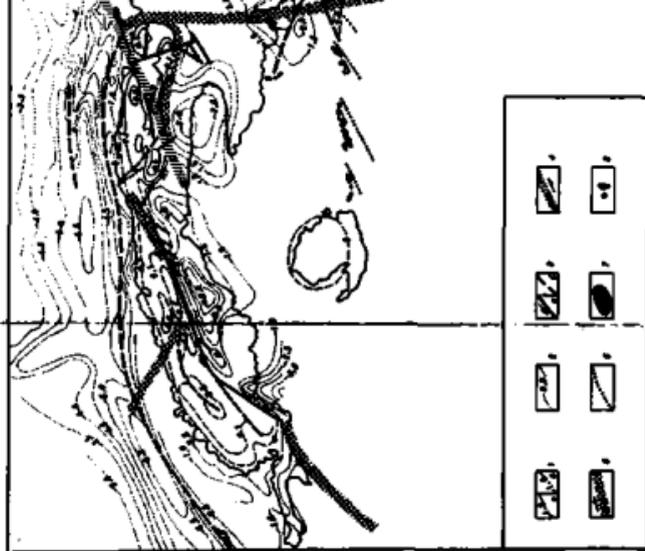


Рис. 31. Карта структурных форм  
 в области орогенных процессов