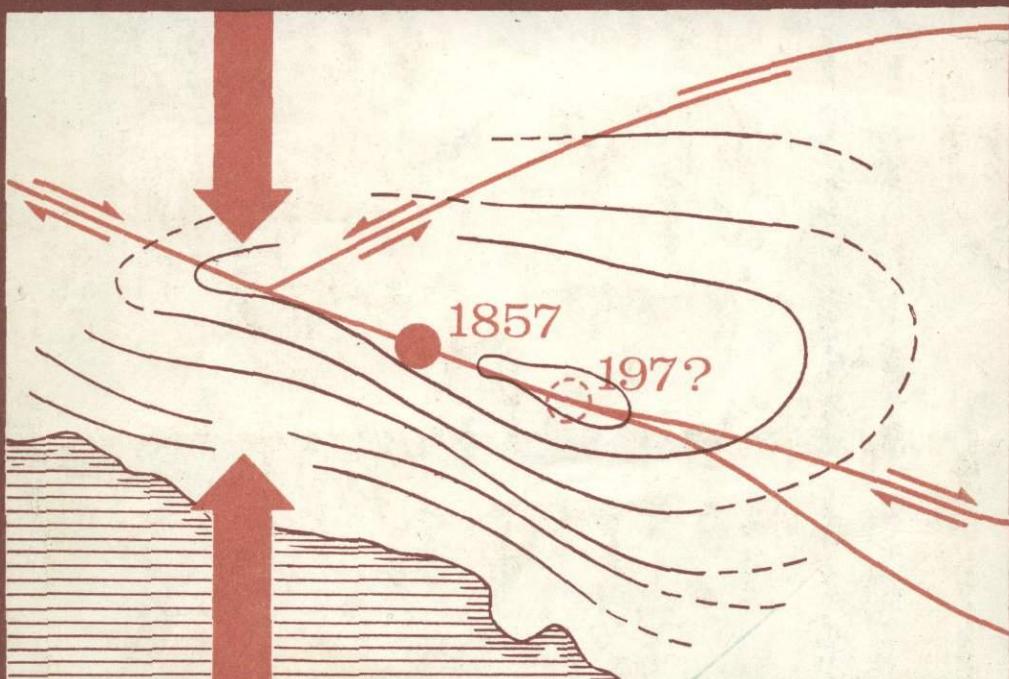


А. А. Никонов

Голоценовые и современные движения земной коры



ИЗДАТЕЛЬСТВО ·НАУКА·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Ленина Институт физики Земли
им. О.Ю.Шмидта



МЕЖДУНАРОДНАЯ КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ



МЕЖСОЮЗНАЯ КОМИССИЯ ПО ГЕОДИНАМИКЕ

ФАСС НУАН РЕМДАНА
ИЛГАБ НИНСИФ ТУЛГАЗН СЫКСЫВ АНАДО
СТАНЫШ ОК О МИ

A.A.Nikonov

Recent crustal movements

GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL
AND SEISMOTECTONIC ASPECTS



PUBLISHING HOUSE • NAUKA •

Moscow 1977

А. А. Никонов

550.34+551.24

Голоценовые и современные движения земной коры

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

2141

Важное значение в изучении земной коры приобретают геоморфологические и сейсмические методы. Геоморфология изучает земную кору, ее поверхность, геоморфологические процессы, которые происходят в земной коре и на границе земной коры с атмосферой. С ее помощью можно выявить различные геоморфологические процессы, которые происходят в земной коре и на границе земной коры с атмосферой. С ее помощью можно выявить различные геоморфологические процессы, которые происходят в земной коре и на границе земной коры с атмосферой.

Современное состояние земной коры, в частности, ее геоморфологическое состояние, зависит от многих факторов. Одним из важнейших факторов является изменение земной коры под влиянием различных геоморфологических процессов. В результате изменения земной коры происходит изменение геоморфологического состояния земной коры, что в свою очередь влияет на геоморфологическое состояние земной коры. Это в свою очередь влияет на геоморфологическое состояние земной коры, что в свою очередь влияет на геоморфологическое состояние земной коры.



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

Москва 1977



А.А. Н и к о н о в. Голоценовые и современные движения земной коры (Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). М., "Наука", 1977 с. 240.

В монографии совокупно и взаимосвязанно рассматриваются голоценовые и современные, медленные (вековые) и быстрые (сейсмические), вертикальные и горизонтальные движения. Даются количественные характеристики разных видов движений в пределах платформ, с одной стороны, и подвижных поясов, с другой. Кроме основного фактического материала по Фенноскандии, Средней Азии и Калифорнии, привлечены сравнительные данные по многим другим, сходным в геотектоническом отношении регионам. Большое внимание уделено движениям гляциоизостатической природы, сейсмотектоническим вопросам, нетектоническим и вызванным человеческой деятельностью (техногенным) движениям. Характеризуются вертикальные и горизонтальные движения в областях рифтогенеза и активного вулканизма. Количественные оценки движений рассматриваются с точки зрения проблем современной геодинамики, а закономерности изменения хода движений во времени и в пространстве – с точки зрения тектоники и оценки сейсмической опасности.

Работа характеризует современное состояние формирующегося направления исследований и представляет первую сводку мировых данных по проблеме, которой теперь уделяется большое внимание, в частности в рамках Международного Геодинамического Проекта.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов – геологов, геоморфологов, геофизиков, геодезистов, может быть использована специалистами по смежным разделам географии, океанографии, гидрогеологии и астрономии.

Табл. 22. Ил. 83. Библ. 733 назв.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
профессор Г.П. ГОРШКОВ

Н $\frac{20801-304}{055(02)-77}$ 79-77

© Издательство "Наука", 1977 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 30–40-е годы в нашей стране оформилось учение о движениях и структурах неоген-четвертичного времени – неотектоника. В 50–60-е годы активно стало развиваться изучение голоценовых и современных движений земной коры, новое направление в комплексе наук о Земле. Объект исследований этого направления – динамика земной коры (в частном случае, поверхности) в современный период (десятки–сотни лет) геологической истории. Цель исследований – установление планетарных и геологических пространственно-временных закономерностей и особенностей проявлений движений на поверхности Земли, в земной коре и более глубоких оболочках в связи с движениями более ранних геологических эпох.

Голоцен, охватывающий последние примерно 10 тыс. лет, может считаться геологической современностью, так как занимает всего около 0,000016 фанерозойской истории Земли. Значение исследований движений голоцена и современных движений земной коры для познания общих закономерностей геологического развития определяется тем, что именно они могут быть непосредственно измерены и более надежно оценены количественно и прямо сопоставлены с сейсмичностью. Голоценовые и современные движения, изучаемые и измеряемые на поверхности, отражают глубинные движения и процессы в земной коре и литосфере, не доступные непосредственному исследованию. Используя принцип актуализма, мы получаем также возможность более обоснованно восстанавливать проявления и закономерности тектонических движений прошлого, без знания чего невозможно развитие самых различных отраслей геологии, геоморфологии и ряда других наук.

Современная динамика земной коры, а следовательно, и ее поверхности имеет самое непосредственное влияние на хозяйственную деятельность человека и во многих местах таит угрозу сооружениям и населению. В то же время экспансия человечества по планете и возрастание технических возможностей обусловливают воздействие человека на динамику земной коры в отдельных районах. Все это резко повышает требования к познанию закономерностей и количественным прогностическим оценкам текущих и возможных в близком будущем движений земной коры. Насущность этих требований подтверждается практикой изучения современных движений в районах крупных гидротехнических сооружений, при оценке точности государственных геодезических сетей, учете сейсмодислокаций при составлении нормативной карты сейсмического районирования СССР и др.

Наши страны занимают одно из ведущих мест в развитии исследований современных движений земной коры не только по масштабам проводимых работ, но и по их целенаправленности, результативности, глубине методических и теоретических разработок. Не случайно именно в СССР проходили (1968 и 1971 гг.) международные симпозиумы по современным движениям земной коры; в СССР состоялось большее, чем в любой другой стране, число национальных (всесоюзных) совещаний по этой проблеме, труды которых составляют восемь томов; советские ученые (Ю.А. Мещеряков и Ю.Д. Буланже) возглавили Международную комиссию по изучению современных движений земной коры.

Рассматриваемое направление является в наши дни одной из "точек роста" в комплексе наук о Земле. Недаром ему удалено столь серьезное внимание в Международном геодинамическом проекте (1971–1977 г.), принятом Международным геодезическим и геофизическим союзом и Международным союзом геологов. Несмотря на то, что многие коллективы и отдельные исследователи своей плодотворной работой способствуют быстрому накапливанию материала по данной проблеме, за последние 10 лет ни в одной стране не появилось обобщающей монографической работы. Поэтому попытка обобщить огромный материал по актуальной в теоретическом и практическом отношениях проблеме является вполне своевременной.

Тенденция развития рассматриваемого научного направления и первые опыты анализа показывают, что интерпретация материалов по современным движениям земной коры имеет несколько аспектов – геодезический, астрономический, геофизический, геологогеоморфологический. Автор в данной монографии сосредоточил внимание на близких ему по профилю геологогеоморфологических и сейсмотектонических вопросах.

Методы изучения голоценовых и современных движений достаточно полно изложены в ряде обобщающих работ (Николаев, 1949, 1962; Современные вертикальные движения земной коры, 1958; Мещеряков, 1961а, б, 1965; Рихтер, 1965; Хайн, 1973; Былинская, 1974), и поэтому мы специально на них не останавливаемся.

Как и во всяком направлении *in statu nascendi*, возникают трудности с терминологией, классификацией и методикой интерпретации материала. В работе им удалено значительное внимание (раздел I). В основной части (раздел II) излагается региональный фактический материал, а также его обсуждение и интерпретация. При этом автор стремился к максимально *дифференцированной во времени и пространстве количественной оценке движений*, голоценовых и современных, вертикальных и горизонтальных, медленных и быстрых, и их сопоставлению с сейсмичностью. В монографии подробно рассматривается несколько регионов, выбор которых связан не только с тем, что два из них много лет исследовались автором, но также и со стремлением представить материал по различным в геоструктурном отношении и заведомо тектонически активным областям, к тому же наиболее подробно и комплексно изученным с точки зрения но-

вейших, голоценовых и современных движений, а также сейсмичности.

В разделе III дана краткая характеристика новых данных и современное состояние основных геолого-геоморфологических и сейсмотектонических вопросов, связанных с изучением молодых и современных движений.

Главными среди этих вопросов можно считать следующие: выявление временной неравномерности движений в последние этапы геологической истории и в настоящее время; количественные различия вертикальных движений в разных геоструктурных областях и внутри них; уточнение характера гляциоизостатических движений и их роли в движениях голоценена и настоящего времени; определение типов и величин движений, вызванных техногенной деятельностью человека; количественная оценка роли горизонтальной составляющей движений в подвижных поясах; рассмотрение геологического и геоморфологического значений сейсмотектонических подвижек и их количественные соотношения с сейсмическими показателями; новые возможности уточнения сейсмической опасности по данным о четвертичных, в том числе голоценовых и современных, движениях земной коры совместно с инструментальными, историческими и геологическими данными о землетрясениях.

Рукопись подготовлена в основном к 1973–1974 гг., последние изменения относятся к началу 1976 г. Ограничность объема книги явилась причиной уменьшения числа ссылок, в основном это касается трудов симпозиумов и сборников.

Исследования автора осуществлялись параллельно с другими исследованиями (с 1964 г.) – в Лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР, сотрудники которой (А.С. Григорьев, О.И. Гущенко, А.В. Михайлова, Д.Н. Осокина, В.В. Степанов, З.Е. Шахмурадова Н.Ю. Цветкова) уделили много времени ознакомлению с рукописью, что позволило существенно улучшить ряд важных разделов. Работы по карте современных движений земной коры Восточной Европы выполнялись совместно или при творческом общении с коллективом геоморфологов Института географии АН СССР (Н.С. Благоволин, Л.Н. Былинская, С.К. Горелов, Д.А. Лилиенберг, Е.Я. Ранцман, Л.Л. Розанов, Л.Р. Серебряный, Л.С. Сетунская, В.А. Филькин, Е.А. Финько).

Кроме того, по тематике настоящей работы автор поддерживал научные контакты, имел плодотворные дискуссии, пользовался конструктивной критикой следующих специалистов и коллег: И.В. Ананьина, И.В. Архипова, В.В. Белоусова, Л.Г. Бондарева, В.И. Бунз, С.С. Воскресенского, Г.П. Горшкова, А.В. Горячева, А.Ф. Грачева, М.Г. Гросвальда, И.Е. Губина, Т.В. Гусевой, П.А. Каплина, Д.Д. Квасова, И.Г. Киссина, П.Н. Кропоткина, В.К. Кучая, Н.Н. Леонова, Ю.Г. Леонова, Л.Г. Никифорова, Н.И. Николаева, Б.А. Петрушевского, Г.И. Рейснера, С.С. Шульца. Незаменимую поддержку автору оказали М.А. Садовский, В.И. Кейлис-Борок, А.Л. Левшин. При подготовке рукописи к печати автор встречал неизменное внимание и содействие ответственного редактора Г.П. Горшкова. Уважение и благодарность автора ко всем этим людям неизменны.

В полевых и камеральных работах автору помогали в разные годы А.И. Амелин, Г.А. Грязнова, С.А. Долинская, Л.А. Ермакова, В.В. Кудряшова, А.А. Ломакин, Т.П. Мальгина, В.Н. Пульников и другие. Всем им автор благодарен.

Работа сильно проиграла бы или вообще не была бы завершена без постоянной помощи, поддержки и критики К.И. Никоновой.

Исследование современных движений земной коры начато автором по инициативе, при добром внимании и активной поддержке Юрия Александровича Мещерякова и Михаила Владимировича Гзовского. Память автора о них светла и постоянна, благодарность к каждому из них глубока и искренна. Автор хотел бы надеяться, что эта книга будет продолжением исследований Ю.А. Мещерякова и М.В. Гзовского в области изучения голоценовых и современных движений земной коры.

ВВЕДЕНИЕ, ТЕРМИНОЛОГИЯ, СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА, ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глава 1

ОБСУЖДЕНИЕ И УТОЧНЕНИЕ ПОНЯТИЙ

Уточнить и разделить такие понятия, как "современные движения", "молодые движения" и "голоценовые движения", необходимо по следующим причинам: недостаточная их определенность и нечеткость терминов, используемых специалистами разного профиля — геологами, геоморфологами, геофизиками, геодезистами, сейсмологами, океанографами и др.; различия в смысловом и временном объеме понятий у разных авторов и даже одного и того же автора в публикациях разных лет; отсутствие общеупотребительных определений в специальных справочных изданиях типа "Геологического словаря" и "Большой Советской Энциклопедии".

Долгое время словосочетание "современные движения земной коры" не выражало определенного понятия и, следовательно, употреблялось как термин свободного пользования. Большинство отечественных геологов под "современными" понимали движения четвертичного периода или его части (Николаев, 1948а; Белоусов, Гзовский, 1954; Гзовский, 1957, 1963; Щукин, 1960). Такое понимание до сих пор встречается во многих региональных геологических работах.

В.А. Обручев ввел понятие "юных" движений, а затем предложил произвольно употреблявшиеся термины "новые", "новейшие", "молодые", "современные" движения заменить новым термином "неотектоника" (Обручев, 1963). Понятие "новейшая тектоника" узаконено С.С. Шульцем в предвоенные годы (Шульц, 1948). Н.И. Николаев под неотектоникой понимает "учение о различных тектонических процессах и обусловленных ими структурных формах, образовавшихся в неоген-антропогеновое время и определяющих основные черты современного рельефа поверхности земного шара" (1962, стр. 15). Это понимание очень широко распространено в отечественной литературе.

За рубежом до настоящего момента отсутствует единое понимание и подразделение движений во времени. В этом убеждает обзор тематики и конкретного содержания международных сборников и докладов на международных симпозиумах (Lebendige Tektonik, 1955; Живая тектоника, 1957; Annales Acad. Sci. Fenn., 1966; Проблемы современных движений земной коры, 1969; Recent Crustal Movements..., 1971). Не встретились в иностранной литературе и публикации, которые содержали бы попытки дать четкие и развернутые определения понятий и упорядочить терминологию.

В отечественной литературе давно появились попытки упорядочения терминологии и определения понятий. Эта работа осуществлялась на основе двух подходов — методического и возрастного.

Методический подход. Первую попытку различать новейшие и современные движения сделал И.П. Герасимов, который предложил в основу их подразделения положить не "стратиграфические" показатели, а принципы методического характера, т.е. "современными тектоническими движениями" называть те движения, которые изучаются при помощи прямых (непосредственных) сейсмологических, астрономических, геодезических, гидрологических и т.п. наблюдений, фиксирующих движения настоящего времени". Под новейшей тектоникой И.П. Герасимов подразуме-

вает "те тектонические проявления, для установления и изучения которых применяются геолого-геоморфологические методы" (Герасимов, 1950, стр. 233).

Такой подход вполне разделял и развивал Ю.А. Мещеряков (1961а, 1965). Отмечая, что на практике "бывает трудно провести вполне определенную грань... между движениями новейшими и современными", он во всех случаях считал необходимым придерживаться основного методического принципа. "Тектонические проявления, установленные по историческим источникам, как и по результатам повторного нивелирования, уровнемерных наблюдений, следует относить к современным движениям. Тектонические проявления, установленные геолого-геоморфологическими методами, хотя бы и для очень близких к нашей эпохе отрезков времени, следует относить к категории новейших движений, но непременно с такими уточнениями: позднеголоценовые, движения второй половины голоцена, движения послелиторинового времени и т.д." (Мещеряков, 1965, стр. 101). Движения голоценовые и послеледниковые Ю.А. Мещеряков (1961а, б, 1965) называл молодыми и склонен был выделять не только из современных, но и из новейших. Близкое употребление понятий, но без четких определений, находим у С.С. Шульца (1967), Ю.А. Косыгина (1969), Л.Н. Былинской (1974).

Однако предложенный И.П. Герасимовым и Ю.А. Мещеряковым принцип и данные ими определения не представляются удовлетворительными, если иметь в виду разграничение движений голоцена (около 10 тыс. лет) и настоящего времени.

Во-первых, почти ни один из инструментальных методов, которые дают возможность рассчитывать дискретные значения относительного изменения положения точек поверхности, не измеряет современные движения "непосредственно", т.е. ход движений не отсчитывается на шкале прибора. И в этом смысле применительно к современным быстрым движениям сейсмического и вулканического характера (которые обычно упускаются из виду) геоморфологический метод мало чем отличается от "прямых", "непосредственных".

Временной интервал, определяемый понятиями исторического времени и периода "непосредственных" измерений, также оказывается весьма неопределенным. "Современные" движения по историческим источникам, если иметь в виду письменные документы, в отдельных случаях фиксируются в Европе с первых веков до н.э., в Азии — с IX в. н.э., а в Америке — с XVIII—XIX вв., т.е. с разницей в 1–2 тыс. лет. Если же к историческим относить и археологические материалы (как это делают историки), то к "современным" в ряде случаев отойдут движения, отделенные от нас многими тысячелетиями, т.е. заведомо голоценовые.

Вместе с тем использование инструментальных методов в ряде случаев выходит далеко за пределы настоящего времени, т.е. жизни нескольких поколений, позволяя определять величину движений в пределах столетий и тысячелетий. Так, астрономически определяемое изменение азимутов сторон основания египетских пирамид позволяет судить о вращательных движениях Северной Африки за последние 4 тыс. лет. Геодезическим и океанографическим методами можно измерять подвижки земной поверхности, сопровождавшие катастрофические извержения и землетрясения прошлых веков и тысячелетий, так же как медленные движения за столетия и тысячелетия на берегах водоемов.

Во-вторых, быстрые сейсмические и вулканические движения при жизни последних поколений могут изучаться (и действительно изучаются) не только инструментальными, но и геолого-геоморфологическими методами. Например, опускание на десятки метров в заливе Провал в 1862 г. на юго-восточном берегу оз. Байкал, изменения высот на отдельных островах Средиземноморья — на 0,8 м в 1891 г. на о. Пантелеерия, на 65 м с 1822 по 1892 г. на о. Пальмаролла, изменение глубин и высот морского берега во время катастрофических землетрясений — Чилийского 1960 г. до 8 м и Аляскинского 1964 г. до 13 м¹. Разрабатываются геоморфологические (гидролого-геоморфологические) методы изучения медленных движений

¹ Многочисленные примеры можно найти в сводках по геологии и сейсмичности (Scott, 1937; Горшков, Якушова, 1973, и др.).

за десятилетия и столетия. В труднодоступных местах, в том числе под водой, современные геодезические методы имеют значительно меньшие возможности, чем геолого-геоморфологические.

Развернутая критика методического подхода дана В.Г. Рихтером (1965), который справедливо отметил, что при этом "какое-либо поднятие может оказаться новейшим, молодым или современным в зависимости от применяемых методов изучения". Действительно, если завтра произойдет крупная подвижка участка земли во время землетрясения и мы измерим ее только по геоморфологическим признакам, она не перестанет от этого быть современной и не перейдет в разряд новых.

Возрастной подход. Такой подход присущ специалистам в области тектоники – В.В. Белоусову (1954), Н.И. Николаеву (1962), В.Е. Хаину (1973), Г.П. Горшкову и А.Ф. Якушовой (1973). Первенствующим в выделении движений в этом случае служат не методы их изучения, а время проявления.

Развернутое изложение этого принципа мы находим во втором издании "Общей геотектоники" В.Е. Хаина (1973, стр. 55): "Под современными тектоническими движениями понимаются движения земной коры, проявившиеся в историческом и проявляющиеся в настоящее время и поддающиеся непосредственными, в том числе инструментальным, наблюдениям. Точнее, под современными движениями удобно понимать движения последних шести тысяч лет, в течение которых уровень океана относительно стабилизировался. Период современных движений в указанном понимании совпадает с историческим периодом развития человечества; к их изучению применимы, следовательно, не только геодезические, но и историко-археологические методы".

Естественны и правомерны попытки и других специалистов этой группы определить нижнюю возрастную границу рассматриваемых движений. Предложение Н.И. Николаева (1965) ввести подразделение на "современные движения" продолжительностью несколько десятилетий и на "современную тектонику" за период 10–12 тыс. лет по существу правильно, но неудобно из-за одинакового звучания разных понятий и возможной поэтому путаницы.

В.Г. Рихтер (1965, стр. 13) предлагает "принять за нижнюю границу современных тектонических движений начало голоцен, т.е. под современными движениями следует подразумевать движения, происходившие на протяжении последних 9000–11 000 лет..., что оправдано теми изменениями, которые произошли в физико-географической среде на нашей планете за послеледниковый период".

Эти предложения вполне резонны с точки зрения геологической и палеогеографической и могли бы быть приняты, если бы речь шла о природном феномене, изучаемом только специалистами-геологами, геоморфологами, физико-географами с помощью специфических методов исследования.

Однако мы должны обратить особое внимание на специфику движений за десятилетия, годы и более короткие промежутки времени, когда движения могут быть действительно изучены главным образом (но не исключительно!) инструментальными методами. Иными словами, остается необходимость выделять внутри голоценового времени ближайший к нашему времени отрезок, меньший, чем любое из существующих геологических подразделений.

В качестве затрудненного случая подразделения движений, определяемых комплексом методов, могут быть рассмотрены движения в Понцуоли, Италия (см. Никонов, 1974а). На этом давно обжитом вулканическом участке знакопеременные движения фиксируются различными методами – геологическим, археологическим и историческим, последним – начиная со 2 в. до н.э. Океанографический метод здесь применяется с 1898 г., геодезический – с 1953 г.

Какими называть движения этого участка за последние 2200 лет? Согласно большинству авторов – современными, поскольку они относятся к историческому времени и поддаются непосредственным наблюдениям. С геологической позиции, строго говоря, движения последних тысяч лет несомненно принадлежат голоцену и могут считаться молодыми. Считать движения последних 2200 лет современными,

а предшествующие молодыми, т.е. разделять геологические процессы лишь потому, что мы не можем их восстановить целиком (на данном участке и при данной степени изученности), несомненно, было бы совершенно искусственным, навязанным природе. Ни по характеру проявления, ни по методам изучения невозможно также и естественное разделение движений последних 2200 лет на молодые и современные, хотя они и поддаются изучению, в том числе геоморфологическими методами. Подразделение по времени начала инструментальных измерений также в данном случае было бы искусственным и неоднозначным.

Иными словами, любой вариант вынуждает нас в этом случае (показательном, но вполне рядовом), если мы хотим подразделять движения и выработать твердые понятия, навязать природе свое, удобное нам подразделение и понимание.

По нашему мнению, вся сумма имеющихся в настоящее время данных показывает (и никто из исследователей этого не оспаривает), что в рассматриваемых временных рамках порядка 10 000 лет движения по своей природе и характеру не могут быть подразделены сколько-нибудь определенно естественным образом. Как мы видели, движения не могут быть строго подразделены и по методам исследования. Все рассмотренные подразделения являются в той или иной мере искусственными и употребляются в целях удобства исследования и отдельных исследователей. Рассчитывать на то, что граница подразделений может быть установлена с точностью в сто лет или более, трудно. Иначе говоря, в настоящее время вряд ли может быть предложен другой критерий подразделения, чем целесообразность и договоренность исследователей.

С точки зрения автора, эта цель будет достигнута, если подразделение: 1) не противоречит общепринятым геохронологическим и геологическим подразделениям, 2) применимо для различных в геолого-геоморфологическом отношении, по степени и времени освоенности и изученности территорий и в принимаемых пределах времени, 3) удобно для использования различных, прямых и опосредствованных, качественных и количественных, методов.

Исходя из этого автор считает наиболее приемлемым подразделение движений последних примерно 10 000 лет (голоцен) на голоценовые и современные или, может быть, точнее, выделение современных движений из голоценовых.

Условимся называть *современными движениями земной коры* движения и деформации на поверхности Земли и в ее недрах (земной коре) под воздействием внутриземных и внешних относительно литосферы причин, происходящие в настоящее время и последние несколько сотен лет. Нижний возрастной предел не может быть строго ограничен, но, поскольку сознательное изучение явления началось в XVIII в. и для многих районов накоплены данные за 100–200 лет, эта продолжительность представляется удобной. Длительность движений, доступная измерениям существующими методами, не меньше секунд или долей секунды, поэтому пределы длительности современных движений принимаем равными 10^{-8} – 10^2 лет.

Движения земной коры, происходившие в интервале от первых сотен и примерно до 10 000 лет (10^2 – 10^4 лет), которые могут изучаться главным образом геологогеоморфологическими методами, будем называть голоценовыми. Название "молодые" может быть употребляемо в качестве синонима голоценовых, послепедниковых (как делают многие, в том числе и автор, вслед за Ю.А. Мещеряковым (1961б)) либо в качестве термина свободного пользования.

Фактически предлагаемое понимание очень близко большинству исследователей-практиков и, следовательно, не вызовет ломки существующей практики накопления и обобщения материала. Предлагаемый временной объем понятия "современные движения" близок к таковому Ю.А. Мещерякова, особенно в последней его работе (Artyushkov, Mescherikov, 1971), но покоятся не столько на специфике методов изучения и геолого-геоморфологических особенностях их проявления, сколько на удобстве изучения, измерения и рассмотрения явлений.

Глава 2

О ПРИРОДЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ И ИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИИ

Понятие о тектонических движениях вообще, опыты их классификации и связанные с этим трудности охарактеризованы в ряде капитальных исследований и статей последних лет (Белоусов, 1954; Николаев, 1965; Косыгин, 1969; Михайлов, 1971; Хайн, 1973, и многие другие).

Тектоническая природа новейших, четвертичных и молодых движений несомнена, поскольку результаты этих движений запечатлены в доступных изучению осадочных толщах и структурах земной коры. Установить природу современных движений, в частности в малоподвижных областях, значительно труднее, так как здесь мы обычно имеем дело с многофакторным и текущим процессом, геологический результат которого либо еще не накопился, либо столь мал, что не распознается геологическими и геоморфологическими методами.

При рассмотрении современных движений необходимо решить вопрос о различии движений земной поверхности и земной коры — вопрос, который является частью проблемы выявления тектонических движений или определения их природы и классификации. Проблема эта весьма сложна ввиду тесного взаимодействия как оболочек внутри твердой Земли (осадочных слоев, кристаллических пород земной коры, астеносферы и мантии), так и литосфера в целом и гидросфера, атмосфера и даже биосфера, не говоря уже о планетарно-космических прямых или опосредствованных воздействиях на каждую из этих оболочек.

Строго говоря, движения, определяемые только с помощью инструментальных методов, мы правомочны считать лишь движениями поверхности, на которой они и измеряются¹. Не будь несомненных геолого-геоморфологических и частью геофизических признаков и методов определения движений геологического прошлого и современных, мы вряд ли могли бы вообще судить о движениях земной коры по результатам инструментальных измерений поверхности.

Существуют следующие прямые (не от противного) доказательства тектонической природы современных движений: 1) различия интенсивности и контрастности современных движений в тектонически активных (геосинклинали и активизированные зоны земной коры) и в относительно стабильных (платформы) районах; 2) вообще прямое во многих случаях соответствие современной тектонической подвижности геоструктурным зонам и отдельным геологическим структурам, в том числе на обширных площадях, где отсутствует осадочная оболочка; 3) соответствие во многих регионах распределения современных движений положению и характеристике геофизических полей (полю силы тяжести, тепловому потоку, полю напряжений и др.); 4) наличие современных горизонтальных движений, объяснить которые иначе, как тектоническими причинами, невозможно; 5) наличие во многих случаях тесной пространственной и временной связи современных движений с землетрясениями и вулканическими проявлениями.

Все эти данные в значительной мере обобщены в опубликованных работах (Мещеряков, 1963, 1965, 1973; Гзовский, 1963, 1975; Гзовский, Никонов, 1968, 1969, 1973; Донабедов, Сидоров, 1968, 1973; Гофштейн и др., 1971; Сильдээ, 1973; Никонов, 1974а; Artyushkov, Mescherikov, 1971). Часть их приводится в дальнейшем изложении. Но и использование комплекса признаков и методов (что далеко не всегда возможно и не всегда применяется) лишь в отдельных случаях позволяет установить, имеем ли мы дело с движениями коры или поверхности (поверхностного слоя). Для облегчения попыток выделения и оценок тектонических движений первостепенное значение имеет их правильное подразделение.

Известны подразделения современных движений на региональные и локальные, вертикальные и горизонтальные, медленные и быстрые, экзогенные и эндогенные, тектонические и нетектонические.

¹ Отдельные факты измерений в горных выработках не меняют положения по причине неразработанности этого вопроса и незначительной глубины (сотни метров—километр) проникновения человека в недра по сравнению с мощностью земной коры (30—70 км).

По объему и площади охватываемых ими частей Земли современные движения, как и более ранние движения и тектонические структуры, вероятно можно разделять на глобальные, региональные, зональные и локальные, как частично и делают многие авторы (Николаев, 1965; Гзовский, Никонов, 1968, 1969; Гофштейн и др., 1971; Солоненко, 1973а; Хайн, 1973). Однако имеющийся материал по современным и гоноценовым движениям заставляет нас в большинстве случаев ограничиться рассмотрением *региональных и локальных*. Региональные движения, свойственные территориям порядка сотен и тысяч километров в поперечнике или в длину, охватывают плиты или щиты, синеклизы и антеклизы на платформах, мегантиклиории и мегасинклиории в подвижных поясах. Локальными считаются движения на участках шириной менее 100 км, связанные с глубинными или внутрипокровными складками и зонами разломов. В случаях большого протяжения зон может быть нужно выделять зональные движения.

Подразделение по направленности движений на *вертикальные и горизонтальные* имеет основание и смысл лишь постольку, поскольку речь идет о преобладании в количественном выражении той или другой компоненты и об удобстве их изучения или рассмотрения. Практически мы обычно не в состоянии определить полный вектор смещений, а можем измерить лишь составляющие движений в вертикальной плоскости. Лишь в отдельных районах синхронно измеряются смещения как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях. Поэтому мы вынуждены пользоваться упрощенным представлением о существенно вертикальных и существенно горизонтальных движениях, пытаясь разделить их по количественно преобладающим направлениям смещений, так же как это делается в последних работах по тектонике (Михайлов, 1971; Хайн, 1973). Это подразделение необходимо, но условно.

Получило распространение также подразделение движений по временному (скоростному) признаку на *медленные и быстрые* (брadi- и тахисеймические Б. Голицына) (И.В. и Д.И. Мушкетовы, 1935; 1937; Мещеряков, 1963). Кроме медленных (вековых) и быстрых (сейсмических) движений за счет внутриземных причин Ю.А. Мещеряков выделял короткопериодические колебания коры и поверхности, связанные с внешними космическими и гидрометеорологическими воздействиями. Это подразделение весьма условно, и чем больше углубляются наши знания о современных движениях, тем меньше оно отвечает действительной картине динамики движений. Относительность такого подразделения особенно ясно обнаружилась после того, как было установлено применительно к тектонически, вулканически и сейсмически активным районам (Мещеряков, 1968, 1973; Boulanger et al., 1970; Никонов, 1971; 1974а; Lensen, 1971; Fujii, 1973) существование коротких периодов резко повышенной скорости на фоне длительных периодов с ее низким значением и во многих случаях постепенность изменения скорости. Стремясь к максимальной дифференциации движений по временному (скоростному) характеру их проявления, мы тем не менее в ряде случаев не можем отказаться от подразделения движений на медленные и быстрые.

Казалось бы, наиболее естественным и простым было бы подразделение движений на *эндогенные* (тектонические), т.е. движения земной коры, и *экзогенные* – гидротермические, атмосферные, антропогенные (поверхностные). Так делает большинство исследователей (Николаев, 1960, 1962; Мещеряков, 1963; Певнев, 1968; Лилиенберг, Сетунская, 1969; Леонтьев, 1963, 1969). Однако эта простота лишь кажущаяся и не проясняет вопроса.

Во-первых, далеко не все движения земной коры (и даже, вероятно, верхов мантии) вызваны исключительно эндогенными причинами. Ледниковые покровы возбуждали и приводили в движение земную кору на всю ее толщину и до сих пор на огромных площадях суши и частью морского дна обуславливают современные движения земной коры. То же самое можно сказать о влиянии на движения земной коры увеличения и уменьшения объема внутренних морей (например, современное поднятие поверхности на 120 мм за 1928–1957 гг. в результате понижения уровня и отступания Каспийского моря – Леонтьев, 1963), создания искусственных водохранилищ (см. далее) и накопления осадков на поверхности в одних местах и денудационного сноса в других (Бронгулев, 1971; Асеев и

др., 1974). По расчетам В.В. Бронгулеева, для начала движений требуется нагрузки в первые десятки килограмм на квадратный сантиметр, если рассматривать территории попечником в тысячи – десятки тысяч километров. Все названные процессы являются несомненно экзогенными, внешними по отношению к земной коре, а между тем непосредственно воздействуют на ее движения, в том числе и современные.

Во-вторых, трудности различения эндогенных и экзогенных движений можно показать на примере соляной тектоники. Известно, что соляные купола (штоки) могут проникать на поверхность из глубин (протыкая чехол осадочных отложений) от нескольких сотен метров до 9–14 км и иметь диаметр до 100 км (Косыгин, 1969; Хайн, 1973). Измеряя рост куполов на поверхности, в частности геодезическими методами (скорости от долей миллиметров до 12,5 мм/год), мы, казалось бы, несомненно фиксируем эндогенные тектонические движения. Между тем вздыбление куполов и возникновение вокруг них компенсационных мульд связаны с выдавливанием относительно легких соленосных толщ под давлением выше лежащих осадков. Во всяком случае, на платформах в таких участках, как Прикаспийская синеклиза, Днепровско-Донецкая синеклиза и Польско-Германская впадина, это – единственный фактор, тогда как в областях активизации складко- и горообразования (Афгано-Таджикская впадина, Предкарпатье, Закарпатье) он может быть усугублен действительно эндогенными причинами – боковым давлением, наличием разломов и трещин, активизацией тектонических движений и т.д. Таким образом, даже внутрикоровые, назалось бы, заведомо эндогенные и даже активные современные движения могут быть по сути экзогенными, а в других условиях те же движения являются и эндогенными. Но даже если поднятие соли с глубин в несколько километров считать эндогенными движениями, изменения отметок реперов на соляном куполе на 1–4 мм/год нельзя считать исключительно следствием движений на глубине, поскольку они могут быть обусловлены нарастанием вторичного кепрока или его размывом в условиях временно повышенной влажности (Певнев, 1968).

Сочетание эндо- и экзогенных сил характерно также для гравитационного складкообразования и его проявления в современную эпоху как на поверхности, так и в толще отложений.

Следовательно, мы должны прийти к выводу о неудовлетворительности подразделения современных (и голоценовых) движений на эндо- и экзогенные. Во всяком случае, такое деление не помогает выявлению поверхностных движений, поскольку многие виды движений, называемых экзогенными, воздействуют не только на поверхность, но и сложно сочетаются с эндогенными движениями в глубине земной коры.

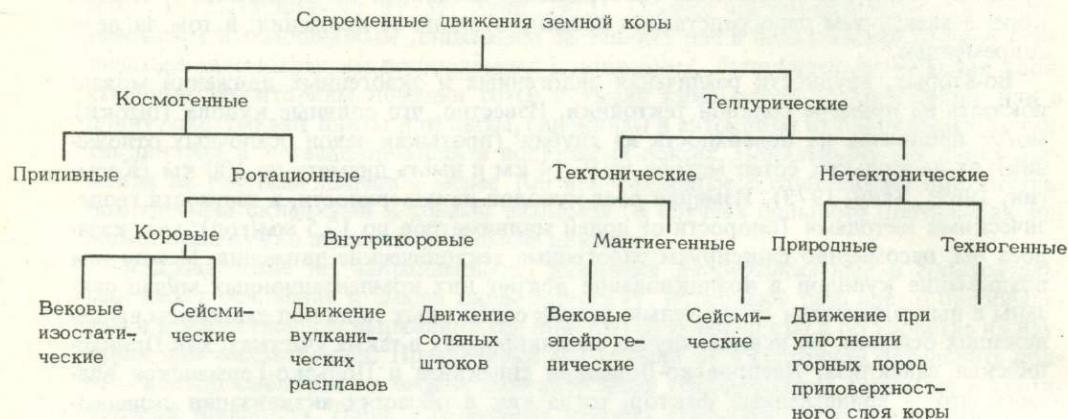
Относительно последовательной и полной является классификация современных движений, данная И.Д. Гофштейном (Гофштейн, 1971; Гофштейн и др., 1971). Он справедливо поставил вопрос о разграничении современных движений земной коры и земной поверхности, хотя не рассмотрел его подробно. В его классификации (табл. 1) современных движений земной коры движения космогенные справедливо отделяются от внутриземных (тектонических), а последние подразделяются на тектонические и нетектонические движения земной поверхности. Однако дальнейшее подразделение тектонических движений на коровые, внутрикоровые и мантиегенные не полно и не вполне отчетливо: не ясно, что такое "дислокационные движения" и почему они выделены только в коровых, в то время как сейсмические – в коровых и мантиегенных, но не во внутрикоровых; движения нетектонические разделены уже по признаку глубинности.

Упомянутые опыты подразделения и классификации современных движений не являются вполне удовлетворительными, так как оторваны от тектонической классификации, в недостаточной мере учитывают принцип глубинности и масштабности проявления движений.

В значительной мере указанные недостатки преодолены в общей классификации тектонических движений Н.И. Николаева (1962), которая, однако, представляется слишком сложной, но одновременно недостаточной применительно к современным

Таблица 1

Классификация современных движений земной коры, предложенная И.Д. Гофштейном (1971)



движениям. Позднее Н.И. Николаев (1965), рассматривая преимущественно современные движения, дал более простую классификацию, выделив регионально или глобально действующие, условно названные "собственно тектоническими", связанные с внутритечными и планетарными процессами, и локальные, включающие эндогенетический компонент, пластические перемещения пород, движения, связанные с землетрясениями. Такое подразделение, во многом справедливо, однако, не отвечает нашей главной цели — попытке разделения тектонических—нетектонических и проявляющихся на разных уровнях глубинности движений, а также недостаточно связано с общей тектонической классификацией.

Наиболее логичной и подробной в этом отношении представляется классификация В.Е. Хайна (1973), за основу которой взят критерий глубины заложения движений и структур в коре и мантии, тесно связанный с типом движений и масштабом создаваемых структур. Применительно к современным движениям дополнительные трудности генетической классификации обусловлены существованием видов движений, обязанных не только внутритечным и космическим причинам, но и комплексным влиянием внешних оболочек Земли — гидросфера и атмосфера.

Большое значение имело бы надежное подразделение движений на *тектонические* и *нетектонические*, но и оно вызывает определенные трудности (Белоусов, 1954). В "Справочнике по тектонической терминологии" (1970) под "тектоническими" понимаются движения, "связанные с перемещением материала Земли под влиянием внутренних сил, в том числе и силы тяжести, и вызывающие изменение форм залегания горных пород". Это определение исключает из разряда тектонических движения изостатического характера в результате поверхностных нагрузок, как бы глубоко они не воздействовали на вещество Земли и его перемещение. Приведенное определение не охватывает также движений вследствие поверхностного перераспределения масс горных пород, которым (движениям) в последнее время уделяется все большее внимание (Бронгулеев, 1971; Асеев и др., 1974). Внешние оболочки Земли (гидросфера, атмосфера) настолько тесно взаимодействуют с внутритечными, что, по-видимому, неверно было бы ограничиваться в поисках причин движений литосферы исключительно ею самой.

Другое, по нашему мнению, более точное определение гласит: "Движения тектонические — механические (в основном) перемещения в земной коре и в верхней мантии, вызывающие изменения структуры геологических тел" (Геологический словарь, т. 1, 1973, стр. 208).

Может быть, более верным будет, однако, расширенное понимание тектонических движений как движений (при пластических, упругих, вязких и блоково-разрывных деформациях) в результате перемещения материала твердой оболочки Земли под

влиянием планетарно-космических сил (гравитация, ротация), внутренних физических и физико-химических процессов и геологически значимых изменений физико-географической оболочки Земли.

При таком понимании к тектоническим можно отнести: 1) глубинные, или первично-тектонические движения, зарождающиеся в мантии за счет изменений минерального состава, фазовых превращений вещества, изменений плотности и температуры, и 2) коровые по преимуществу, или вторично-тектонические движения. К последним можно отнести все виды изостатических движений, в том числе и гляциоизостатические, магматические (вулканические), сейсмические, гравитационно-пластические (выдавливание соли, глин и т.п.). При таком понимании к тектоническим очень близки и распространяющиеся в земной коре техногенные движения.

Некоторые виды тектонических движений, казалось бы исключительно внутриземной природы, испытывают прямо или косвенно воздействие и космических факторов. Хорошо известны, например, совпадения периодической активизации сейсмических и вулканических процессов с проявлениями солнечной активности. Такого рода факты подчеркивают сложность причин современных движений и относительность подразделений движений по генетическому признаку, как это отмечалось уже Н.И. Николаевым (1962, 1965).

Среди движений нетектонической природы можно выделять гидротермические и гидрометеорологические, гидрогеологические (флюидодинамические), литогенные. Они захватывают осадочную оболочку или только верхние ее части и могут быть краткосрочными или сезонными — под действием замерзания и оттаивания грунтов, прохождения циклонов, выпадения атмосферных осадков; многолетними и вековыми — в результате внутривековой и многовековой изменчивости увлажнения, цикличности атмосферной циркуляции и др.

Приведенное подразделение, по-видимому, может считаться лишь феноменологическим, так как мы до сих пор не располагаем достаточным материалом о причинах движений и не можем создать их надежную генетическую классификацию.

Используя при дальнейшем изложении проведенное подразделение, автор попытался в ряде случаев обосновать путем выявления характера, условий, глубин проявления и количественных характеристик разных видов движений их генетическую принадлежность и различия.

Таким образом, измеряемые на поверхности современные движения являются отражением сложно интерферированных движений разного генезиса и глубины зарождения, разной интенсивности и периодичности. Приходится констатировать невозможность точного разделения современных движений поверхности и земной коры. Исключительно поверхностными, грунтовыми и подповерхностными, захватывающими верхнюю часть осадочного слоя, являются только гидротермические, между тем как все остальные виды, даже среди группы нетектонических, как будет показано, захватывают земную кору на ту или иную глубину. В этих условиях задача количественного выделения движений собственно тектонической, глубинной, природы представляется необычайно сложной и при настоящей степени изученности разрешимой главным образом в отдельных тектонически наиболее подвижных регионах.

Глава 3

СТЕПЕНЬ ИЗУЧЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ И ЗАДАЧИ НАСТОЯЩЕЙ РАБОТЫ

Если до 30-х годов нашего века многие ученые были уверены в том, что движения земной коры закончились альпийским циклом тектогенеза, т.е. в третичный период, то в настоящее время ни у кого из исследователей не вызывает сомнения факт продолжения тектонических движений в четвертичном периоде, в том числе и в голоцене, до настоящего времени.



Первые несомненные свидетельства научного характера об относительном движении суши и моря, как известно, были получены на берегах Балтийского моря. Эти наблюдения относятся еще к XVII–XVIII вв. и связаны с именами известных естествоиспытателей того времени — Цельсия, Линнея, Л. фон Буха и др. (см. Николаев, 1948б; Рихтер, 1965). В XVIII–XIX вв. сходного характера наблюдения появились и на берегах других омывающих Европу морей (Ляйель, 1866; Scott, 1937).

Более точные и охватывающие внутренние части континентов количественные данные о современных движениях земной коры стали появляться с развитием сети геодезического нивелирования. Более 100 лет назад, в 1867 г., Европейская геодезическая ассоциация впервые указала на повторение нивелировок через некоторые промежутки времени как средство выявления вертикальных движений земной коры. Научные основы производства и использования повторного нивелирования в СССР были заложены Ф.Н. Красовским еще до Отечественной войны и в дальнейшем разработаны А.А. Изотовым. Однако даже в 1948 г. В.В. Данилов (1948) вынужден был констатировать после обзора зарубежных данных, что "попытки выявить повторными высокоточными нивелировками региональные высотные движения земной коры не дали сколько-нибудь уверенных результатов как в силу значительных систематических ошибок наблюдений, особенно в старых нивелировках, так и в силу малонадежной закладки нивелирных реперов и марок".

За прошедшие десятилетия положение коренным образом изменилось.

Еще 20–25 лет назад ошибки высокоточного нивелирования достигали ± 1 (1–2) мм/км (Мещерский, 1970; Энтин и др., 1973). В настоящее время при нивелировании I класса крупных линий и полигонов Европейской части СССР достигнута высокая степень точности измерений, характеризующаяся по данным ЦНИИГАиК случайной ошибкой $\pm (0,24\text{--}0,27)$ мм/км и систематической $\pm (0,04\text{--}0,05)$ мм/км.

Имеются, однако, данные о несколько более низкой точности нивелирования I класса в СССР, а именно 0,45 мм/км (Крюков, 1973) и 0,6 мм/км (Мещерский, 1970; Крупен, 1970; Энтин и др., 1973; Мещерский, 1973). На отдельных полигонах величина случайной ошибки также находится в пределах 0,3–0,5 мм/км (Торим, 1973; Индриксон, 1973; Богданов и др., 1972).

Высокая точность нивелирных работ видна также из их сравнения с зарубежными. Случайная ошибка линий высокоточного нивелирования на 1 км хода оценивается по странам следующими величинами: ФРГ $\pm 0,28$ мм, Финляндия $\pm 0,32$ мм, Дания $\pm 0,42$ мм, Швеция $\pm 0,54$ мм, Италия $\pm 0,57$ мм (см. Кашин, 1968); по другим данным точность значительно меньше (Мещерский, 1973).

Точность вывода значений современных тектонических движений зависит не только от расчетной средней точности геодезических измерений, но также от накопления систематических ошибок на протяженных линиях, от точности определения среднего уровня моря, принимаемого обычно за уровень относимости, и влияния нетектонических процессов.

На побережьях перемещения суши относительно уровня Мирового океана обнаруживаются во многих местах при специальной обработке уровнемерных наблюдений. Величина средней ошибки определения скорости движений, по уровнемерным данным, на основных метеорографических пунктах, как правило, не превышает теперь $\pm 0,3\text{--}0,4$ мм/год (Победоносцев, 1973б).

Рассчитанные геодезистами путем уравнивания точности определения скорости движений составляли $\pm 2,0$ мм/год в 1956 г. (Современные вертикальные движения..., 1958), $\pm 0,7\text{--}1,1$ мм/год в 1963 г. (Синягина, 1963; Матцкова, 1963) и $\pm 0,3\text{--}2,6$ мм/год для узловых пунктов карты 1971 г. (Энтин и др., 1973). Для отдельных участков Прибалтики и Украины с радиусом в 10 км случайная составляющая ошибок не превышает 0,5–0,8 мм/год (Панкрушин, 1973). По расчетам Ф.М. Урманцева (1970), точность определения скорости движений на линии в 100 км, повторенной через 20 лет, составляет 1 мм/год с 70%-ной достоверностью и 2 мм/год с 95%-ной достоверностью.

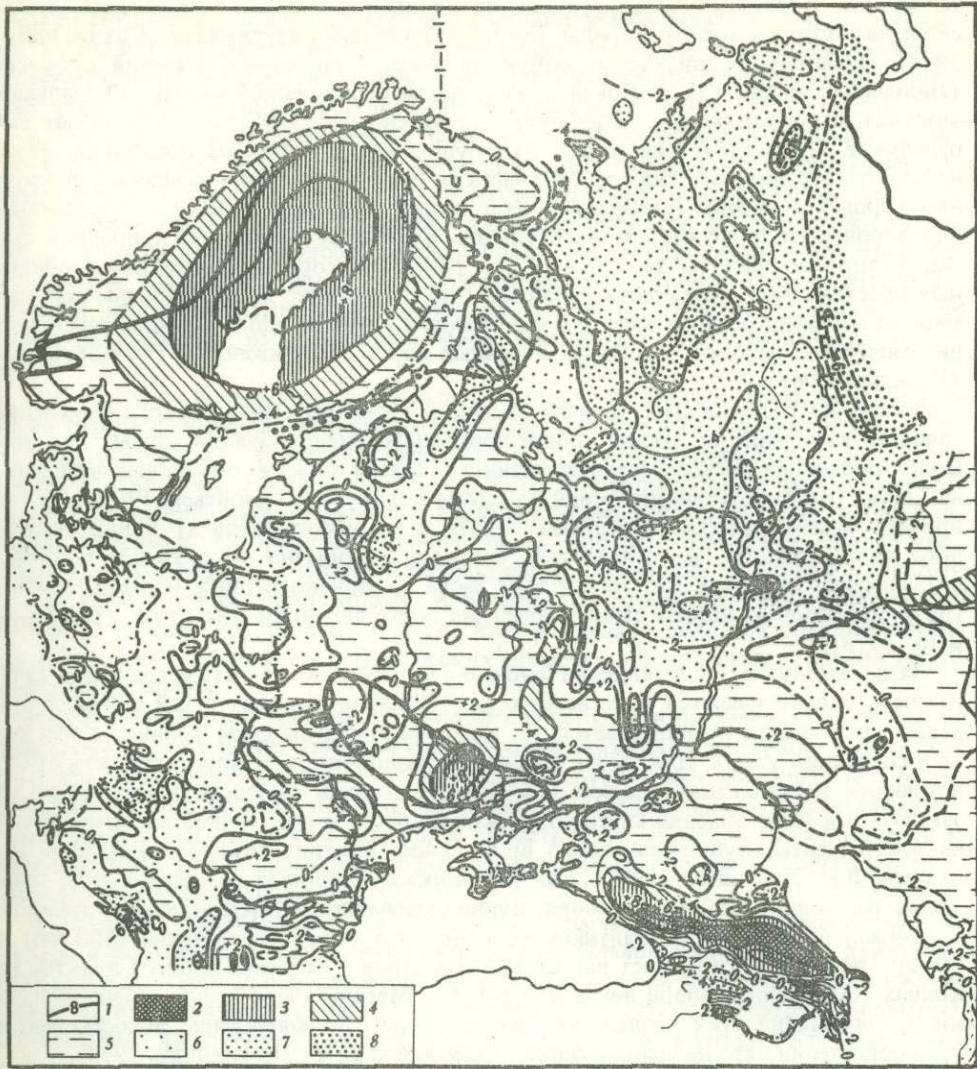


Рис. 1. Схема вертикальных современных движений Северной и Восточной Европы. Составил Д.А. Лилиенберг по карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы 1971 г. под ред. Ю.А. Мещерякова

1 – изолинии скоростей движения, мм/год; 2–5 – области поднятий: 2 – наиболее интенсивных (более +10 мм/год), 3 – интенсивных (+6 \div +10 мм/год), 4 – умеренных (+4 \div +6 мм/год), 5 – слабых (0 \div +4 мм/год); 6–8 – области опусканий: 6 – слабых (0 \div -2 мм/год), 7 – умеренных (-2 \div -6 мм/год), 8 – интенсивных (свыше -6 мм/год). Жирные линии – границы докембрийских щитов

Огромная заслуга в использовании инструментальных методов для определения и научного анализа современных движений земной коры в СССР принадлежит Ю.А. Мещерякову. Серьезное усовершенствование и резкое расширение использования геодезического, океанографического и геолого-геоморфологического методов за последние десятилетия позволило перейти от выяснения движений отдельных пунктов земной поверхности через изучение протяженных линий к площадной характеристике современных движений (рис. 1). Для карты современных вертикальных движений земной коры Европейской части СССР и Кавказа точность геодезических измерений, увязанных с уровнемерными данными (24 пункта), считается достаточной для проведения изолиний скорости через 2 мм/год, хотя геодезисты указывают на неодинаковую точность основы, местами выходящую за указанные пределы (Энтин и др., 1973; Корокина, 1973). Несомненно

также, что в ряде случаев уравнивание полигонов, особенно межнациональных сетей на карте Восточной Европы (Карта современных вертикальных движений..., 1973), значительно снизило исходную точность выведенных значений скорости (Лилиенберг и др., 1972). Причины неточности составленной карты на отдельных участках могут заключаться в недоучете техногенных воздействий. В то время как отдельные ненадежные знаки или их группы исключаются из обработки, этого нельзя с уверенностью сказать об участках опускания (чаши оседания) в крупных городах и портах. Наоборот, в ряде портов (Таллин, Одесса), с доказанным или вероятным погружением в результате изменения человеком природной среды, футишки приняты за опорные для расчетов скорости движений на обширных пространствах континента. Возможны, но совершенно не исследованы неравномерные оседания реперов вместе с вмещающим грунтом вдоль линий интенсивных динамических нагрузок, особенно железных дорог с напряженным грузооборотом (Леонтьев, 1969).

Искажения рассчитанных величин скорости возможны из-за резкого изменения точности измерений на стыках линий повторного нивелирования разных лет, особенно на бывших государственных границах. Таким образом объясняют появление на картах отрицательных движений на западе Белоруссии (Леонтьев, 1969). Другая причина может крыться в разрывах (хотя и немногочисленных) линий повторного нивелирования, чем объясняют, например, необычно высокие для платформы значения скорости (до 10 мм/год) части Украинского щита (Сомов, 1974а), где уточненные по новым данным значения достигают лишь 5 мм/год (Бондарук и др., 1973).

Названные помехи в выявлении движений частично могут быть устранены в дальнейшем, однако имеются и такие факторы, влияние которых с той или иной степенью уверенности предполагается, но которые при нынешнем уровне знаний мы не в состоянии учесть. Для таких больших и разнообразных территорий, как СССР, источники значительных ошибок при выводе величин скорости движений могут заключаться в накоплении систематических ошибок за счет теплового воздействия на инструменты, лунно-солнечного притяжения, влияния морских приливов. По данным Ф.М. Урманцева (1970), влияние морских приливов исчезающе мало только на расстоянии 500 км от моря, лунно-солнечное притяжение может привести к мнимой разнице высот Балтийского и Черного морей (расстояние 2500 км) в 60–90 мм, а ошибки за счет нагревания приборов – к разнице высот пунктов на концах 1000-километровой линии в 0,2–0,3 м. Методы учета, количественной оценки и элиминации этих воздействий разработаны еще совершенно недостаточно и при составлении карт не используются (Урманцев, 1970; Панкрушин, 1973).

Невозможно пока что учесть и, по-видимому, фиксируемые геодезическими измерениями движения в результате вероятных многолетних флуктуаций атмосферной циркуляции (барическое воздействие, количество и режим атмосферных осадков), гидрологического режима, а также естественного колебания уровня грунтовых и подземных вод. Преобладание пространственных флуктуаций скоростей по параллели, а не по меридиану (Панкрушин, 1973) может служить косвенным указанием на участие атмосферной циркуляции в имеющейся картине распределения современных движений Европейской части СССР (Карта современных вертикальных движений..., 1973), где выделяются субмеридиональные полосы поднятий и опусканий.

Климатологи, например, не сомневаются в существовании 20–24-летнего цикла в ходе осадков теплого периода в умеренных широтах Европейской территории СССР (Курдяевцева, 1973), однако влияние этого цикла на движения не изучено.

Вполне возможно отнесение движений как за счет указанных причин, так и за счет собственно тектонических движений, которые при существующем уровне знаний и методике не могут быть оценены раздельно.

Из изложенного следует, что составленные карты для крупных территорий можно рассматривать как качественную или полукачественную характеристику распределения современных движений для определенного периода, помня, что отдельные участки могут быть искажены одним из названных осложняющих факторов

или их совокупным влиянием. Очень серьезные, может быть еще не оцененные полностью, трудности связаны с выделением из получаемой общей картины собственную тектонической составляющей (от гидрометеорологической, эндогенитогенной, гидрологической составляющих движений) и, следовательно, с правильной геологической геоморфологической интерпретацией современных движений.

В этих условиях необходимо быть очень осторожным в выводах о несоответствии плана современных движений плану голоценовых (четвертичных, новейших), о молодой перестройке структурного плана, колебательном характере современных тектонических движений, величине скорости тектонических движений и непостоянстве мощности земной коры. Во всяком случае, это относится к участкам платформ с мощным покровом рыхлых плиоцен-четвертичных отложений и неглубоким залеганием грунтовых вод. Между тем эта осторожность не всегда соблюдается в достаточной мере (Фиалков, 1965; Лилиенберг и др., 1972).

Собранный за последние годы большой материал по современным, преимущественно вертикальным, движениям земной коры относится главным образом к территории платформ – Восточно-Европейской, Северо-Американской, в том числе щитов Балтийского, Украинского, Канадского. Появились также данные о современных движениях ряда участков в пределах современных областей горообразования, например Альпийского горного пояса Европы, Тянь-Шаня, Северо-Американских Кордильер, а также в переходной от Азиатского материка к Тихому океану зоне на территории Японии. К настоящему времени объем накопленного материала таков, что реальным стало количественное сопоставление современных движений в разных геотектонических областях и в областях с разным тектоническим режимом.

По мере накопления данных о движениях поверхности на больших территориях естественно встала задача изучения современных движений на глубине, оценки современной тектонической жизни геологических структур как объемных тел. Более того, стремление познать причины движений и генеральные закономерности их проявления в масштабе континентов и мегаструктур обратило исследователей к поискам связи между движениями поверхностных частей земной коры и глубинными подкоровыми процессами.

В последние десятилетия годы резко возрос объем, усовершенствованы методы и повышена точность измерений горизонтальной составляющей движений. Измерения горизонтальных движений производятся путем астрономических наблюдений, повторных триангуляций, дальномерных измерений (лазерные дальномеры) и с помощью простейших измерительных устройств – измерителей крипа. Достигнутые в настоящее время точности (порядка 1 мм/км) обеспечивают надежные данные о смещениях по отдельным разломам или в зонах шириной порядка первых десятков километров. Поэтому имеющийся во всем мире материал о современных горизонтальных движениях относится именно к отдельным зонам разломов или их участкам, значительно уступая по охвату площади, долговременности и точности наблюдений данным о современных вертикальных движениях. Однако по ряду участков, особенно при учете сейсмологических и геологических материалов, накопленные данные позволяют делать обобщения и сопоставления.

В последние годы с развитием частых повторных измерений, особенно в сейсмически и вулканически активных районах Земли, появилась возможность изучения закономерностей современных движений во времени. Введение этой четвертой координаты позволяет рассматривать современные движения в динамическом аспекте, пытаться коррелировать их с динамикой внешних природных и техногенных факторов, с одной стороны, с сейсмическими и вулканическими проявлениями и изменениями геофизических полей, с другой (Мещеряков, 1963, 1968, 1973; Донабедов, Сидоров, 1971; Донабедов и др., 1972; Boulanger et al., 1972; Гзовский, 1964, 1975; Гзовский, Никонов, 1973; Гзовский и др., 1973; Магницкий и др., 1973; Певнев и др., 1973; Буланже, Никонов, 1973; Буланже, Магницкий, 1974, и др.).

Ряд общих задач, а также практических вопросов корреляции современных движений с геофизическими полями, землетрясениями, стрелянием горных пород, выбросами газа, расположением нефтяных месторождений и других решается на специальных геодинамических полигонах. На территории СССР в настоящее время функционируют 20 таких полигонов. Инициатива их создания и координация выполняемых работ принадлежит Ю.Д. Буланже (Современные движения земной коры, 1965, 1968, 1973; Проблемы современных движений..., 1969; Буланже, Магницкий, 1974).

Задачи настоящей работы и выбор основных регионов. Не претендуя на полный охват связанных с темой геоморфологических, геологических и сейсмотектонических проблем, автор стремился сосредоточить внимание на следующих основных задачах.

1. Получить количественные оценки голоценовых и современных вертикальных движений разных геоструктурных областей, прежде всего платформенных областей и подвижных поясов, и движений разного генезиса.

2. Собрать данные о четвертичных и современных горизонтальных движениях с тем, чтобы количественно сопоставить их, где возможно, с вертикальными.

3. Проследить временные закономерности хода движений в последние фазы геологической истории и в настоящее время. В частности, попытаться найти объяснение парадокса скорости современных движений, заключающегося в резком преувеличении измеряемых величин скорости современных вертикальных движений над величинами скорости движений более ранних.

4. Выявить закономерности проявления и величины современных и голоценовых быстрых, сейсмических, движений (сейсмотектонических дислокаций) и их связь с интенсивностью землетрясений в разных геоструктурных зонах в связи с оценкой сейсмической опасности.

Все эти задачи в той или иной мере связаны с весьма важным и сложным вопросом, которому до сих пор исследователи не уделяли специального внимания, а именно: в какой мере инструментально измеряемые на поверхности современные движения в разных тектонических областях отражают движения тектонической природы, а в какой – влияние атектонических факторов.

Прямое количественное решение вопроса в настоящее время невозможно из-за несопоставимости частоты и густоты наблюдений за динамикой процессов в атмосфере и гидросфере, с одной стороны, и современными движениями поверхности, с другой. Для решения этого вопроса автор избрал другие, доступные геолого-геоморфологическим методам исследования пути рассмотрения и примерной оценки порядка величин некоторых нетектонических геологических факторов, на которые до сих пор не обращали внимания: сравнение величин современных движений в разных геотектонических областях с величинами голоценовых движений; оценка современной тектонической активности разных областей не только по данным о величинах скорости и градиента, но и по данным о напряжениях в земной коре; количественное сопоставление с современными вызванными деятельностью человека движениями, т.е. движениями с известной причиной и исходной нагрузкой; сопоставление величин скорости вертикальных многофакторных движений с таковыми горизонтальных сдвиговых движений заведомо тектонической природы.

В качестве основных количественных показателей современных и голоценовых движений для сопоставления их между собой и с более древними используются величины (амплитуды) смещений, величины (модули) скорости и значение градиента скорости движений.

Последнее нередко вызывает вопросы и дискуссии и потому требует нескольких пояснений. Градиентом скорости вертикальных движений мы называем меру изменения скорости движений, измеренной на поверхности вкрест простирания изолиний скорости или известных тектонических структур:

$$\frac{V_A - V_B}{l_{AB}} = \frac{\Delta h_A - \Delta h_B}{l_{AB}} = |\text{grad } V|.$$

Получается размерность $\text{мм}/\text{мм} \cdot \text{год} = \text{год}^{-1}$. Мы оперируем только модулем градиента и только для вертикальных движений, т.е. речь идет о горизонтальном градиенте скорости вертикальных движений (Гзовский и др., 1958; Гзовский, 1963; Гзовский, Никонов, 1968, 1973).

Практически градиент скорости региональных движений рассчитывался на участке в десятки—первые сотни километров, а для локальных движений — первые километры—один километр. Для зон разломов расчет также проведен на условную ширину в 1 км, что дает условные (приведенные), но зато сравнимые величины градиента. Использование градиента в этих случаях не отражает деформации участков коры, но оправдано получением унифицированных величин интенсивности движений, независимо от того, знаем ли мы (и с какой точностью) абсолютную скорость смещения. Чтобы исключить влияние возможных неточностей определения градиента, мы используем полученные цифры главным образом с точностью до десятичного порядка. Наконец, при некоторых механизмах деформирования, градиент может быть использован для оценки величины касательных напряжений в недрах (Гзовский, 1963, 1975).

Перечисленные задачи имеют не только самостоятельное значение, но и тесно переплетаются между собой, определяя две главных линии работы — историко-геологическую и сейсмотектоническую.

Большое значение, естественно, имел выбор опорных регионов исследования. Чтобы не ставить возможность решения большинства задач в зависимость от трудностей и неопределенностей разделения тектонических и нетектонических составляющих движений, целесообразно было выбрать такие регионы, где тектонические движения заведомо являются господствующими. Кроме того, в целях исследования регионы должны быть различны в структурно-тектоническом и историко-геологическом отношениях, но сейсмически активны и к тому же комплексно изучены в отношении современных и более ранних движений. Каждый из выбранных регионов является не только характерным в отношении той или иной разновидности движений, но и заключает определенную, связанную с современными движениями, проблему, обычно дискуссионную.

Поэтому региональный раздел работы имеет целью не только систематизировать и обобщить региональный материал, но и на этой основе решить некоторые принципиальные вопросы. Среди таких регионов автор выбрал: 1) платформенную область Фенноскандии, классическую область проявления гляциоизостазии, 2) орогенную, активную тектонически и сейсмически, область Средней Азии на сочленении Центральноазиатского и Средиземноморского подвижных поясов и 3) область сочленения двух сдвигающихся друг относительно друга блоков земной коры в пределах Калифорнии.

Специфика настоящей работы (стремление получить реальные, максимально дифференцированные во времени, в рамках геологических структур и морфоструктур количественные оценки) потребовала раздельного, но сопряженного изучения в каждом регионе голоценовых и современных (на фоне четвертичных и предшествующих), региональных и локальных, медленных и быстрых, вертикальных и горизонтальных (где возможно) составляющих движений.

Материалы по многим другим регионам привлечены для сопоставления, установления общих закономерностей и характерных количественных показателей.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

Глава 1

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО И СОВРЕМЕННОГО ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ПЛАТФОРМ И ПОЯСОВ ДРЕВНЕЙ СКЛАДЧАТОСТИ

1. Характерные черты поздне- и послеледниковых движений Фенноскандии

С точки зрения познания голоценовых и современных вертикальных движений Фенноскандия является одним из наиболее показательных регионов в мире. Тот факт, что на большей ее части на поверхность выходят кристаллические породы фундамента, позволяет считать молодые и современные движения собственно движениями фундамента, не трансформированными процессами в осадочном чехле. Фенноскандия — классическая область изучения поздне- и послеледникового поднятия с наиболее длительной историей, тщательно разработанными методами и четкими во многих отношениях результатами (см. обзоры Горшков, 1947; Николаев, 1948б; 1949; Kääriäinen, 1953; Хольтедаль, 1958; Sauramo, 1958; Бискэ, 1959; Лаврова, 1960; Donner, 1965; Кошечкин, 1971; Можаев, 1973, и др.). Благодаря длительному и подробному изучению положения, возраста и деформаций поднятых береговых линий получена надежная картина региональных и в ряде случаев локальных поздне- и послеледниковых движений, которая дает прочную основу, "предысторию" для современных движений, позволяя проследить динамику движений в пространстве и во времени. Изучению современных движений региона благоприятствует наличие внешних и внутренних морей, ограниченное распространение и небольшие мощности осадочных отложений поверх фундамента, слабое развитие экзогенных процессов, нарушающих устойчивость геодезических знаков. Наконец, ряд участков благоприятен для сопряженного инструментального изучения вековых и сейсмических движений.

Не имея здесь возможности рассматривать проблемы неотектоники, которым посвящена огромная литература, отметим только главнейшие черты неотектонического развития: 1) проявление значительной унаследованности развития от древнего структурного плана наряду с новообразованиями, в разной мере зависимыми от ранних структур; 2) общая тенденция регионального поднятия в течение новейшего этапа суммарно на 200–400 м (локальные блоки на 500–600 м, а Скандинавские горы, — возможно, и более); 3) проявление дифференцированных блоковых движений новейшего времени, преимущественно отрицательных по периферии региона; 4) вероятная активизация региональных и локальных движений в третичном периоде, возможно в конце его; 5) в плейстоцене смена общего поднятия чередованием поднятий и опусканий в связи с процессами гляциации и дегляциации, общее воздымание в позднем плейстоцене с колебаниями меньшего масштаба.

Эти положения, хотя и требуют дальнейших подтверждений, не вызывают существенных расхождений между исследователями. Однако количественные оценки доголоценовых движений затруднены недостатком материала, неточностью датировок и сложностью учета эвстатических колебаний уровня моря. Несравненно более точные данные имеются по голоценовым движениям.

Общее сводовое поднятие Фенноскандии. Среди дискуссионных вопросов голоценовой тектоники центральным можно считать вопрос о том, является ли поздне- и послеледниковое поднятие региона сводовым или мозаично-глыбовым. Этот вопрос отражает дискуссию по проблеме природы голоценовых движений — гляциоизостатической или собственно тектонической.

Огромный фактический материал по положению, датировке и последующим перемещениям поздне- и послеледниковых береговых линий собрали в разные годы Г. де Геер, А. Хёгбом, Ф. Нансен, В. Таннер, М. Саурено, Э. Хюпия, М. Мартинуссен, И. Доннер, С. Флорин, С.А. Яковлев, А.А. Полканов, Г.И. Горецкий, С.В. Яковleva, Б.Ф. Земляков, Г.Ю. Верещагин, Е.Н. Дьяконова-Савельева, М.А. Лаврова, К.К. Марков, К.К. Орвику, В.К. Гуделис, А.И. Животовская, А.Ф. Гравчев, П.М. Долуханов, Х.Я. Кессел и многие другие. Все они и ряд других авторов принадлежат к создателям и последователям представлений об общем куполообразном поднятии Фенноскандии в поздне- и послеледниковое время и к защитникам его гляциоизостатической природы.

С 1966 г. против вывода о закономерном сводовом воздымании Фенноскандии в результате разгрузки от ледникового покрова в голоцене выступает Н.И. Николаев (1966; 1967а; Николаев и др., 1967), развивающий представление о преимущественно блоковых тектонических движениях и ведущей роли смещений по разломам. Близкие к этим взгляды были представлены и в зарубежной литературе сначала в качестве предположения (Härmte, 1963; Paarha, 1963), а затем как утверждение (Talvitie, 1971). В этом же направлении собирают материал Г.С. Бискэ (1970; Бискэ и др., 1971), Г.Ц. Лак и А.Д. Лукашов (1967), В.И. Богданов (1965; Богданов, Ходотов, 1967), разделяющие подобную точку зрения об особенностях и причинах голоценовых движений.

Третий путь — выяснения реальных соотношений региональных сводовых и локальных блоковых движений, определение времени и места перехода от одних к другим в пределах региона при признании взаимодействия гляциоизостатических и тектонических движений. Наметил его В. Таннер (Tanner, 1930; 1936), следовали Н.И. Николаев (1962; Николаев и др., 1967), Г.С. Бискэ (1959), М.А. Лаврова (1960), в этом направлении работают автор (Никонов, Панасенко, 1963; Никонов, 1965; 1967; 1973 в; Nikonov, 1966) и Б.И. Кошечкин (1968, 1973).

При выяснении характера молодых движений земной коры Балтийского щита автор исходит из необходимости строго разграничивать движения по отдельным, насколько возможно коротким, промежуткам времени и отдельным конкретным участкам, чтобы избежать смещения частного и общего, как это встречается в работах сторонников локальных блоковых движений.

Последняя фундаментальная работа по всей Фенноскандии в целом принадлежит М. Саурено (Sauramo, 1958), который подтвердил и обосновал на новом уровне следующие положения: 1) регион испытывал закономерное сводовое поднятие с максимумом вокруг северной части Ботнического залива; 2) оно замедлялось в течение последних 10 тыс. лет, особенно сильно сразу после дегляциации; 3) сводовое поднятие осложнялось несколькими поясами резкого изменения интенсивности поднятия (флексурными или шарнирными линиями) во время дегляциации — соответственно около 11 и 9 тыс. лет назад. Поднятие в вершине свода после последнего оледенения оценивается величиной 500—700 м, из которых менее половины непосредственно определяется по высоте поднятых береговых уровней возраста порядка 9 тыс. лет.

Последующие тщательные исследования зарубежных авторов с использованием новейших достижений радиоуглеродной хронологии вполне подтвердили и уточнили первые два положения, в частности, в северной, западной и южной Норвегии (Хольтедаль, 1958, рис. 51, 60, 70; Kvale, 1966, рис. 6), в южной и центральной Швеции (Florin, 1963, рис. 1, 3; Nilsson, 1970, рис. 2, 10), в южной половине Финляндии (Huuprää, 1966, рис. 1—10, 13; Hyvärinen, 1966, рис. 2; Okko, 1967; Donner, 1969, рис. 2—5; Saarnisto, 1970, рис. 11, 13; 1971, рис. 10). Никаких резких изломов или нарушений береговых линий, которые бы подтверждали мозаично-глыбовый характер движений в голоцене, не было установлено.

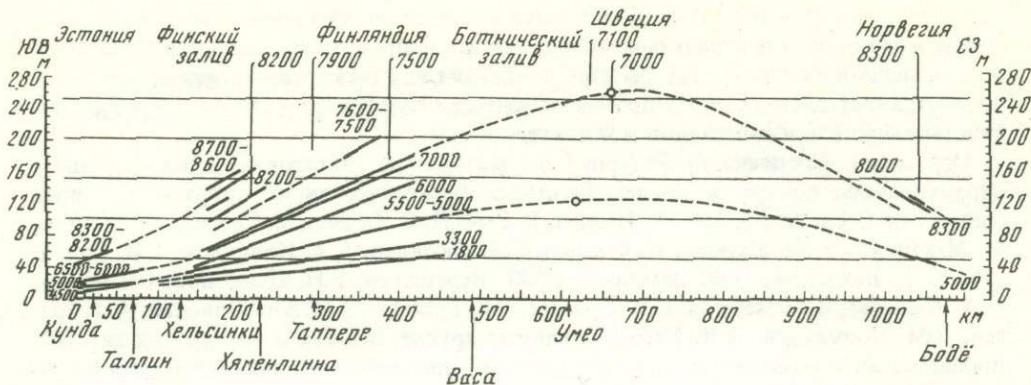


Рис. 2. Комбинированная диаграмма деформации береговых линий по профилю через Фенноскандию согласно Доннеру (Donner, 1969)

Вертикальные линии — положение края льда. Возраст береговых линий в годах до н.э. и положения края льда обозначены цифрами

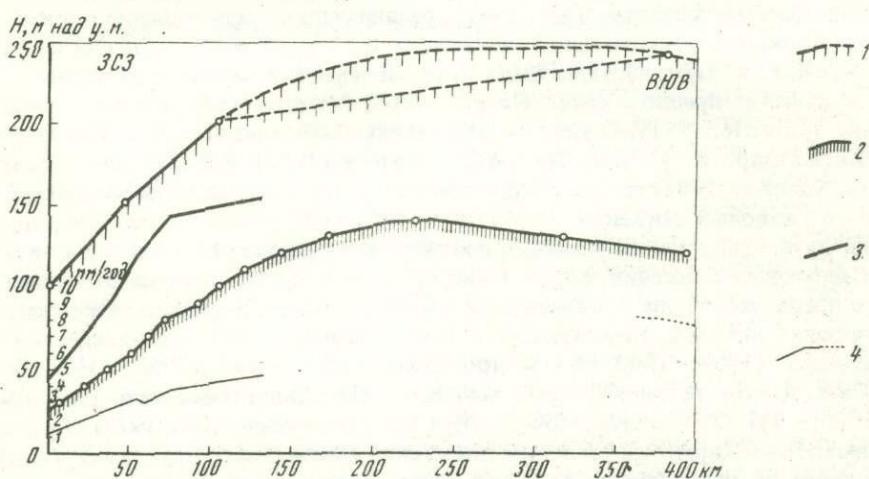


Рис. 3. Современные и голоценовые движения Западной Фенноскандии по профилю с запад-северо-запада на восток-юго-восток около Тронхейма в Центральной Норвегии согласно Квэле (Kvale, 1966)

1 — положение верхней морской границы, м над ур. моря; 2 — положение максимального уровня трангрессии тапес (около 7,5 тыс. лет назад), м над ур. моря; 3 — кривая поднятия за 1924—1930—1964 гг., мм, по данным повторного нивелирования; 4 — кривая скорости поднятия, мм/год, за тот же период, для Ботнического залива (справа) за 1825—1927 гг.

Наиболее показательным с точки зрения интересующей нас региональной картины поднятия Фенноскандии является региональный поперечный профиль (рис. 2) через всю Фенноскандию с юго-востока на северо-запад (Donner, 1969). Обоснование возраста поднятых береговых уровней, использованных в этой работе, базируется на всем комплексе геоморфологических, варвометрических, палеонтологических, палинологических, диатомовых, археологических и радиоуглеродных анализов. Это делает надежным определения и возраста отдельных уровней, и их синхронизацию. Несмотря на не строго перпендикулярное по отношению к изобазам (современных движений) проведение профиля и наличие перерывов над акватуриями Финского и Ботнического заливов, а также над Скандинавскими горами, рассмотрение этого профиля (см. рис. 2), как и более короткого для Норвегии и Швеции (Kvale, 1966) (рис. 3), четко и надежно приводит к следующим заключениям.

Подтверждается закономерный куполообразный характер поднятия региона в течение последних 10 тыс. лет (рис. 4). Вершина поднятия располагается к се-

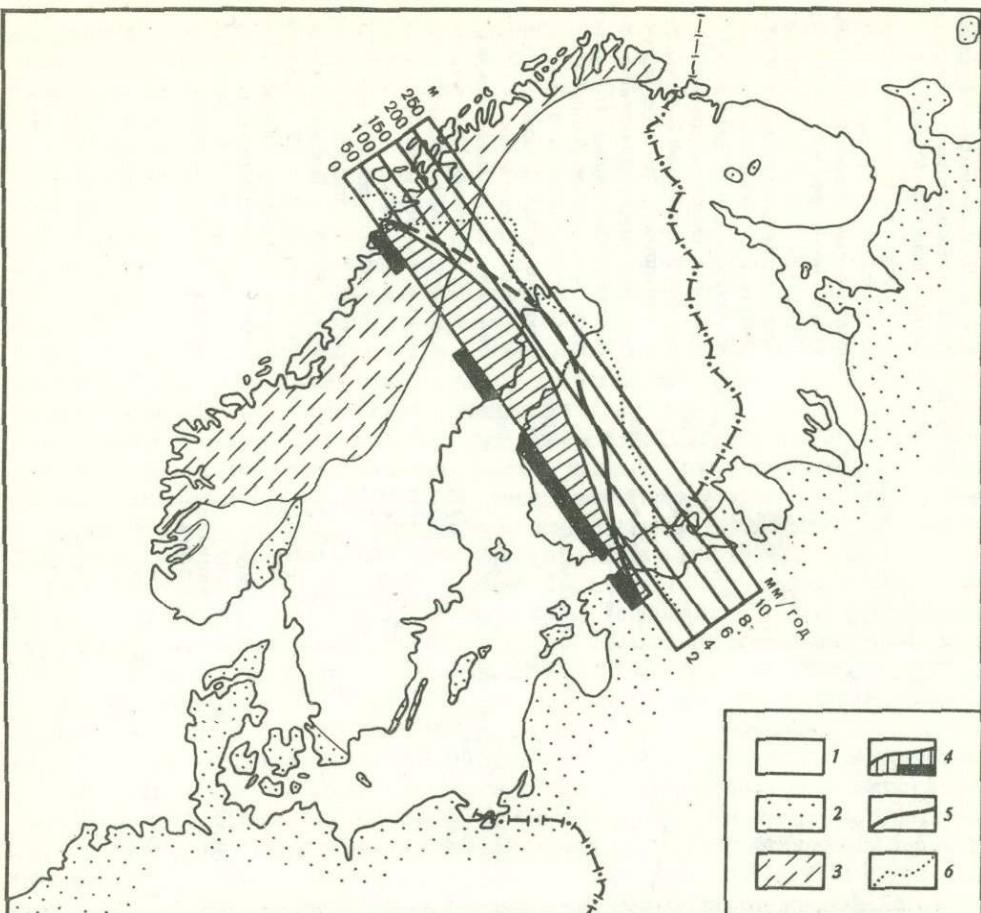


Рис. 4. Схема Фенноскандии и ее движений по поперечному профилю с юго-востока на северо-запад согласно Доннеру (Donner, 1969; дополнения автора)

1 — Балтийский щит, докембрийские породы; 2 — палеозойские осадочные и изверженные породы; 3 — норвежские каледониды; 4 — профиль поднятия, м, за 7—7,5 тыс. лет по данным о береговых линиях, жирная полоса в основании — участки, обеспеченные фактическим материалом; 5 — профиль современного поднятия, скорость, мм/год, по данным повторного нивелирования и уровнемерных наблюдений; 6 — профиль поздне- и послеледникового поднятия, м (Николаев, 1967)

веро-западу от Ботнического залива, где дольше всего сохранялись остатки ледникового покрова; юго-восточное крыло несколько более пологое, чем северо-западное, на котором стаивание льда происходило медленнее и закончилось позднее; связи между формой поднятия и основными или локальными структурными элементами не наблюдается; вероятно, существовала полоса аномальной деформации (шарнирная линия) над Финским заливом, и нельзя исключить такую же вдоль Норвежского побережья. С этим фактически обоснованным профилем не согласуется профиль (см. рис. 4), построенный по схеме суммарных поздне-послеледниковых поднятий Н.И. Николаева (1966, 1967а) на основе гипотетических соотношений рельефа, характера земной коры и нагрузки ледникового покрова.

Для восточной части Балтийского щита автор (Никонов, 1973в) составил субмеридиональный профиль вдоль линии Мурманской железной дороги (рис. 5). На этом профиле в его северной (правой) части, где он сечет изобазы поднятия почти под прямым углом, хорошо видно общее воздымание береговых линий, максимальное и с более крутым изгибом у более древних сравнительно с более молодыми. В соответствии с изгибом в плане изобаз и простирациями линии профиля

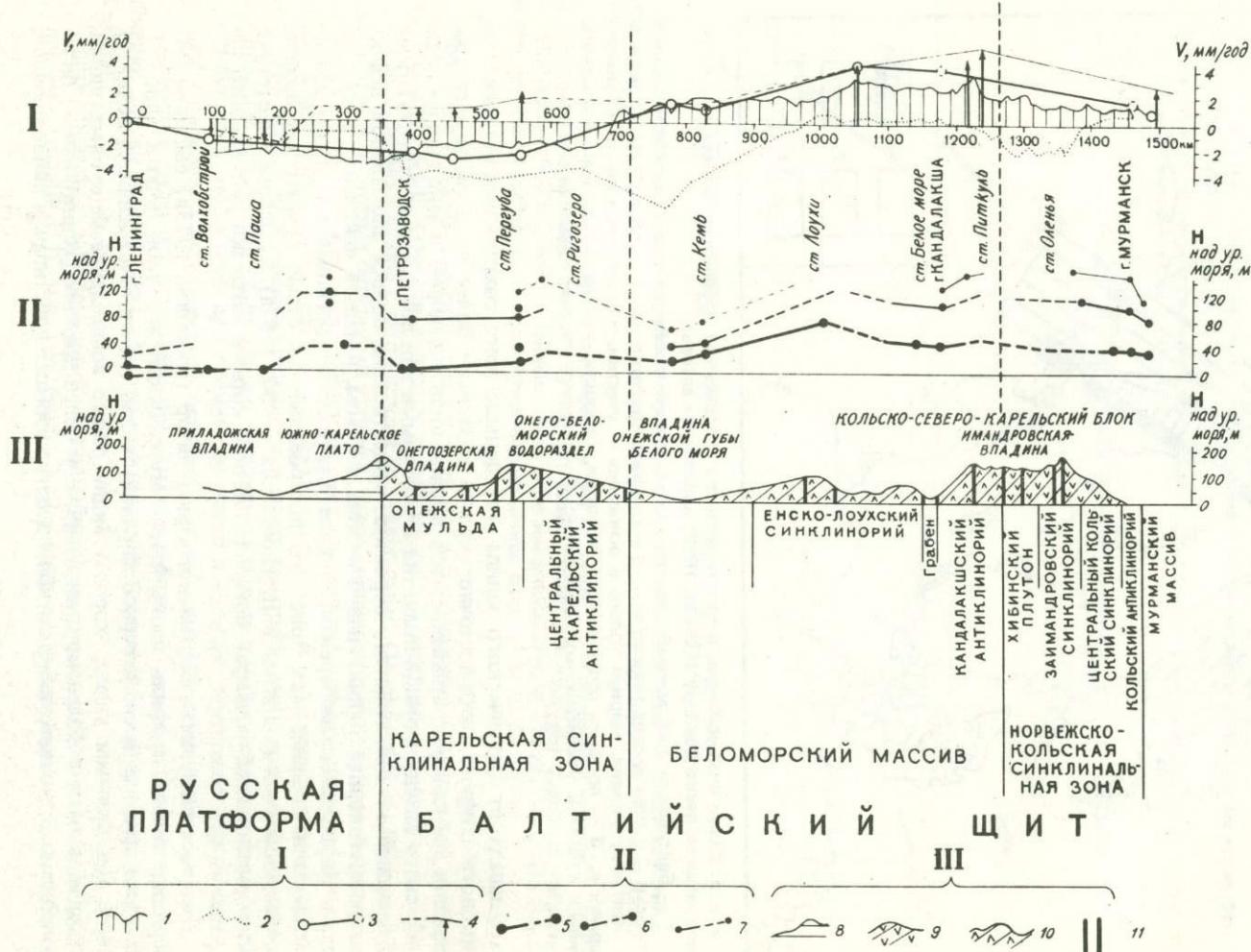


Рис. 5. Комплексный профиль вдоль линии повторного нивелирования Ленинград—Мурманск

I — современные движения земной коры: 1 — кривая скорости современных движений по результатам нивелирования 1947 и 1969—1970 гг.; 2 — то же, по результатам нивелирования 1931 и 1947 гг.; 3 — величины скорости по уровням данным; 4 — величины скорости движений в среднем за последние 2—4 тыс. лет по комплексу геоморфологических, палеогеографических и археологических данных; II — голоценовые движения земной коры: 5 — за последние 5—7 тыс. лет (уровень моря литорина-Тапес); 6 — за последние 9 тыс. лет (уровень моря портландия-иольдия); 7 — за последние 11 тыс. лет (уровень готигляциального бассейна и первого Балтийского ледникового озера).

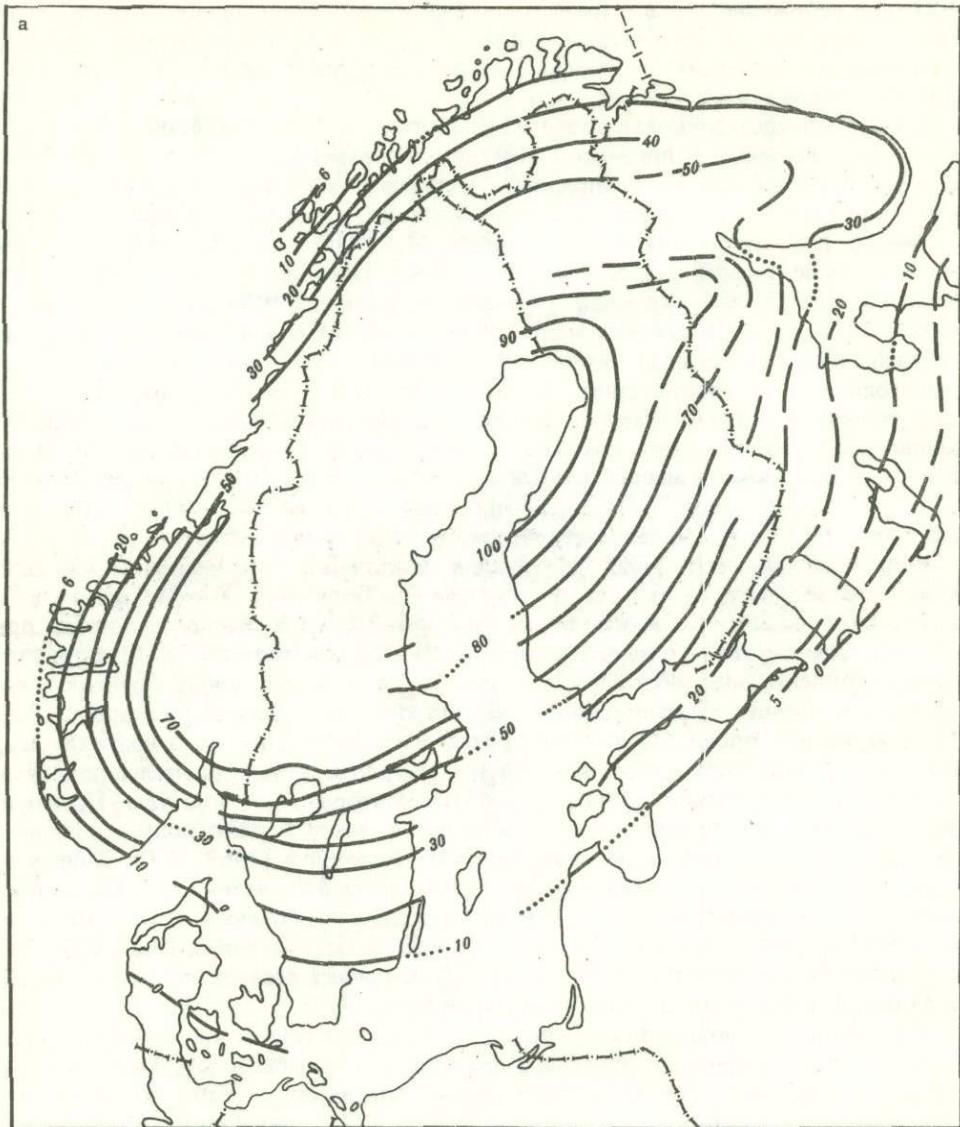
III — геологическая структура и рельеф: 8 — платформенная область; 9—10 — Балтийский кристаллический щит; 9 — синклинальные структуры щита; 10 — антиклинальные структуры щита; 11 — рельеф по трассе нивелирования и основные разломы

высотное положение террас отражает не единый свод, а состоящий из двух воздыманий, разделенных относительным прогибом на месте Беломорской впадины. Распределение поднятий на профиле существенно иное, чем следует из схемы Н.И. Николаева (1967а).

Поздне- и послеледниковые поднятия Кольского полуострова устанавливаются по ряду морфологических признаков (Никонов, Панасенко, 1963), а главное — по наличию и распределению приподнятых голоценовых береговых уровней и осадков. Закономерности голоценовых движений полуострова намечены в работах В. Рамзая, А.А. Полканова, Г.И. Горецкого, М.А. Лавровой (Лаврова, 1960), развиты в последующих работах А.А. Никонова (Никонов, 1964; 1965; 1967; Nikonov, 1966), А.Д. Арманда (Арманд, Самсонова, 1969), Б.И. Кошечкина (1968, 1972, 1973; Кошечкин и др., 1971, 1973) на основе анализа береговых уровней последовательных значительных трангрессий (морских бассейнов): раннеголоценовой (портландия), среднеголоценовой (тапес) и позднеголоценовых (тривия и острея). Датировка основных уровней района главным образом основывалась на геологических материалах, данных археологии, спорово-пыльцевого и диатомового анализов, но в дальнейшем стала получать подтверждение данными радиоуглеродного датирования на соседней территории Норвегии (Никонов, 1965) и на советской территории (Арсланов и др., 1974).

Весь комплекс собранных материалов показывает, что материковая часть Кольского полуострова (к западу от меридиана Териберка — Умба) испытывала интенсивные поднятия с максимумом (до 200—250 м) на западе-юго-западе при 120 м в окрестностях Кольского залива и 140—170 м в вершине Кандалакшского залива. Относительное постоянство высот морских террас вдоль северного, восточного и южного берегов самого полуострова дало автору (Никонов, 1965, 1967) основание проводить изобазы средне- и позднеголоценового поднятия так, что они не секут полуостров, как это изображалось прежними исследователями (Sauramo, 1958; Лаврова, 1960), а почти повторяют его контуры. Практически горизонтальное протяжение береговых линий вдоль берегов полуострова подтверждено тщательными исследованиями Б.И. Кошечкина (1969, 1971; Кошечкин и др., 1971; 1973). Подтвержден также вывод автора о поднятии крайнего востока полуострова в течение позднего и тем более среднего голоцена в отличие от прежних представлений о его погружении в это время. Намечавшиеся изломы береговых линий на Терском берегу (Граве, 1972) оказались псевдоизломами в результате ошибок в корреляции террас (Кошечкин и др., 1973).

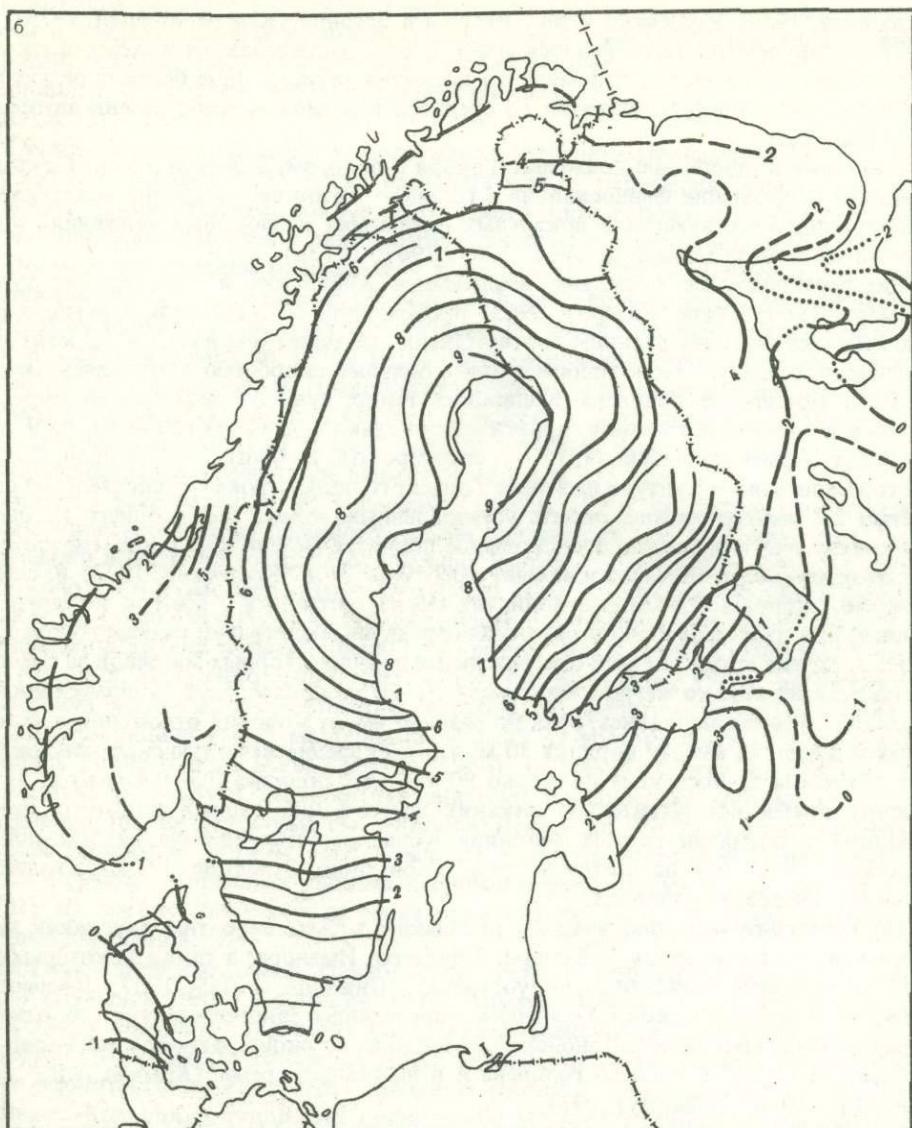
Эти данные свидетельствуют о поднятии Кольской глыбы как единого целого, но не означают равенства поднятий в пределах всей глыбы и тем более не могут рассматриваться как свидетельство только эвстатических (Sauramo, 1958) или собственно тектонических (Кошечкин, 1968; 1973) движений. Общее слабое (порядка нескольких десятков метров) водообразное вздутье глыбы в голоцене следует из распределения максимальных высот позднеплейстоценовых морских отложений (см., например, Кошечкин, 1972), независимо от того, относить ли их к бореальной или беломорской (средневалдайской) трангрессии. Оно подтверждается также высотным распределением находок бассейновой морены позднеледникового времени (Никонов, 1966), наклоном раннеголоценовых озерных уровней в Верхне-Понойской котловине (Арманд А.Д., Арманд Н.Н., 1966), слабым наклоном и схождением во вне, к югу, позднеледниковых террас на спектре береговых линий в долине р. Варзуги на южном побережье полуострова (Кошечкин и др., 1973, рис. 22). Градиент наклона линии на этом спектре, рассчитанный перпендикулярно к берегу (т.е. к предполагаемому ходу изобаз, а не по долине реки), получается около $4 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ для раннего голоцена (портландия) и около $3 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ для среднего голоцена (тапес), что очень близко к соответствующим значениям в вершине Кандалакшского залива и в окрестностях Кольского залива. Таким образом, есть основания считать и голоценовые поднятия собственно Кольского полуострова гармоничным водообразным вспучиванием единой глыбы. Небольшие величины поднятия восточной части Кольского полуострова (порядка 50—90 м против 250 м на крайнем западе) и равная высота древних бер-



Р и с. 6. Движения Фенноскандии голоценовые (а), в м, за последние 5–7 тыс. лет и современные (б), мм/год. (с учетом эвстатического повышения уровня Мирового океана 0,8 мм/год). Составлено с использованием данных L. Asplund, T. Kukkamäki, A. Kvale, E. Käärläinen, E. Litszin, M. Sauvamo, Г.А. Желнина, А.А. Никонова, С.В. Победоносцева и др.

говых уровней вдоль побережья в отличие от западной части объясняются тем, что Беломорский язык последнего ледникового покрова проходил южнее побережья и имел значительно меньшую мощность по сравнению с массивным ледниковым покровом на западе.

В тех немногих работах по Карелии, авторы которых составляли спектры береговых линий перпендикулярно изобазам, совершенно определенно устанавливается тенденция равномерного в пространстве, но замедляющегося во времени воздымания северо-западной части Карелии относительно юго-восточной, т.е. перекос от центрально-ледниковой и позднее освободившейся от льда области к периферической. Среди довоенных работ такого рода не потеряли своего значения до сих пор исследования С.А. Яковлева и К.К. Маркова на территории Ленинградской области, К.К. Маркова, Б.Ф. Землякова и др. в бассейнах Ладожского и Онежского озер, М.А. Лавровой в бассейне Белого моря. Результаты этих работ нисколько не



поколеблены исследованиями в Центральной Карелии (Г.С. Бискэ и др., 1971), но уточнены, дополнены и развиты применительно к южной периферии Балтийского щита (Знаменская, 1969), бассейну Онежского озера (Панкрущев, 1966) и побережью Белого моря (Животовская, 1960; Лаврова, 1960). Весьма тщательные и обоснованные исследования на территории Эстонии полностью подтверждают тезис о сводообразном замедляющемся поднятии Балтийского щита на его южной периферии в течение голоценена, вполне соглашаясь с данными по Финляндии (Орвику, 1960; Гуделис, 1973; Кессел, Мийдел, 1973; Можаев, 1973).

Учет новых дополнительных данных об определенно датированных морских уровнях в восточной части щита позволил дать вариант мелкомасштабной карты голоценовых движений всей Фенноскандии (Никонов, 1973), уточненный по сравнению с известным вариантом (Sauramo, 1958). В настоящее время позднеледниковое соединение Балтийского и Белого морей через территорию Финляндии и Карелии по-прежнему дискутируется и не может считаться надежно установленным. Поэтому мы не приводим новую схему изолиний поднятия Фенноскандии для времени Иольдьевого моря, примерно 10 тыс. лет назад (Sauramo, 1958, рис. 133, 142). Следует только подчеркнуть, что полученные с тех пор данные о позднеледниковых береговых уровнях на Кольском полуострове (Никонов, 1964; Арманд,

Самсонова, 1969; Кошечкин и др., 1971) и в Эстонии (Кессел, Мийдел, 1973), не говоря о зарубежной части Фенноскандии, вполне укладываются в схему интенсивного позднеледникового равномерного поднятия региона. Еще более определенно это подтверждается для поднятия со среднего голоцене — трансгрессии литорина-тапес (рис. 6,а).

Блоковые и локальные движения. Говоря о пологом, в общем и целом куполообразном воздымании Фенноскандии в голоцене, автор неоднократно подчеркивал факты, свидетельствующие о локальных смещениях и блоковых движениях в восточной части щита (Никонов, 1964; 1965; 1967; 1973в).

Дифференциальные блоковые воздымания Хибинских и Ловозерских тундр (Арманд, 1960; Граве, Евзеров, 1963) происходили со скоростью, превышающей поднятие окружающей равнины соответственно не менее чем на 0,3 и 1,2 мм/год в среднем за большую часть голоцене или с большей скоростью в ограниченные его отрезки. Локальные поднятия Колвицких тундр, судя по деформации морских уровней на несколько метров, происходили только в древнем голоцене, до 9 тыс. лет назад (Арманд, Самсонова, 1969), со скоростью не более 2–10 мм/год. Поднятие гор Сариселян – Тунтури на западе Кольского полуострова с относительной скоростью 2,2 мм/год можно считать установленным только для позднего голоцене (Никонов, 1964). Вероятно относительное поднятие Печенгских тундр, где граница позднеледникового бассейна изменяет высоту на 19 м (Кошечкин, 1972) и, следовательно, скорость локального поднятия могла составлять 2 мм/год в расчете на голоцен или до 8 мм/год, если движения ограничивались только ранним голоценом.

Во всех известных случаях относительные поднятия горных массивов за голоцен составляли несколько метров, максимум 10–20 м. Ловозерские тунды с межледникового времени поднялись, судя по разнице высот морских отложений в их пределах и вовне, на высоту порядка 30 м, что дает среднерасчетную скорость локальных движений за последние примерно 90 тыс. лет порядка 0,3–0,4 мм/год. В настоящее время нет решительно никаких фактических данных для того, чтобы говорить о поднятии горных массивов Кольского полуострова на 500–600 м (Sauramo, 1958) или на "сотни метров" (Кошечкин, Стрелков, 1974) за голоцен, разве что в целом за кайнозой.

По геолого-геоморфологическим признакам весьма вероятны опускания межгорных впадин с озерами Умбозеро, Ловозеро, Имандра, а также некоторых депрессий на плато Кольского полуострова (Никонов, 1965, 1967; Кошечкин, 1969). Геоморфологические признаки определенно свидетельствуют об относительном опускании Верхне-Понойской котловины со скоростью порядка 4 мм/год, во всяком случае с раннего голоцене и в настящее время (Арманд А.Д., Арманд Н.Н., 1966; Рубинаут, 1974).

Особого внимания заслуживают факты блокового локального погружения на восточном склоне Балтийского щита. В частности, доказано погружение в среднем голоцене (7–4 тыс. лет назад) вершинной части Двинского залива Белого моря. Об этом свидетельствуют залегание торфяников раннеголоценового возраста на 18–20 м ниже уровня моря и их нормального положения в спектре террас в устье р. Северной Двины (Животовская, 1960) и нахождение следов неолитических стоянок (4500–3700 лет и моложе) на внешних частях Летнего и Зимнего берегов Белого моря на высотах около 10–12 м, а в глубине Двинского залива на высоте 4–5 м. Самая низкая позднеголоценовая терраса понижается на этом участке постепенно к юго-востоку, свидетельствуя об отсутствии локальных погружений в позднем голоцене.

Сведения о молодом погружении Мезенской губы на фоне поднятий ее берегов, о блоковых опусканиях в Кандалакшском заливе и в Горле Белого моря носят более или менее предположительный характер.

Интересные данные о локальных блоковых движениях в котловине Онежского озера получены в последние годы группой исследователей Карелии (Бискэ и др., 1971). Смещения по разломам северо-западного простирания, наследующие разломы древнего заложения, происходили в северной части котловины, вблизи Повенецкого залива и в зоне Сегозерско-Остерских разломов, где они наследовали структу-

ры древнего заложения. Установленные амплитуды голоценовых смещений находятся в пределах первых десятков метров, время оживления движений — ранний голоцен, местами средний и поздний голоцен. Особенности блоковых погружений котловины Онежского озера явствуют также из субмеридионального профиля (см. рис. 5).

Средне- и позднеголоценовое погружения в средней Прибалтике (Кессел, Мийдел, 1973; Гуделис, 1973) также располагаются по периферии области поднятия. В целом, таким образом, вокруг Балтийского щита хорошо выявляется система опусканий, проявившихся с разной интенсивностью в среднем и позднем голоцене.

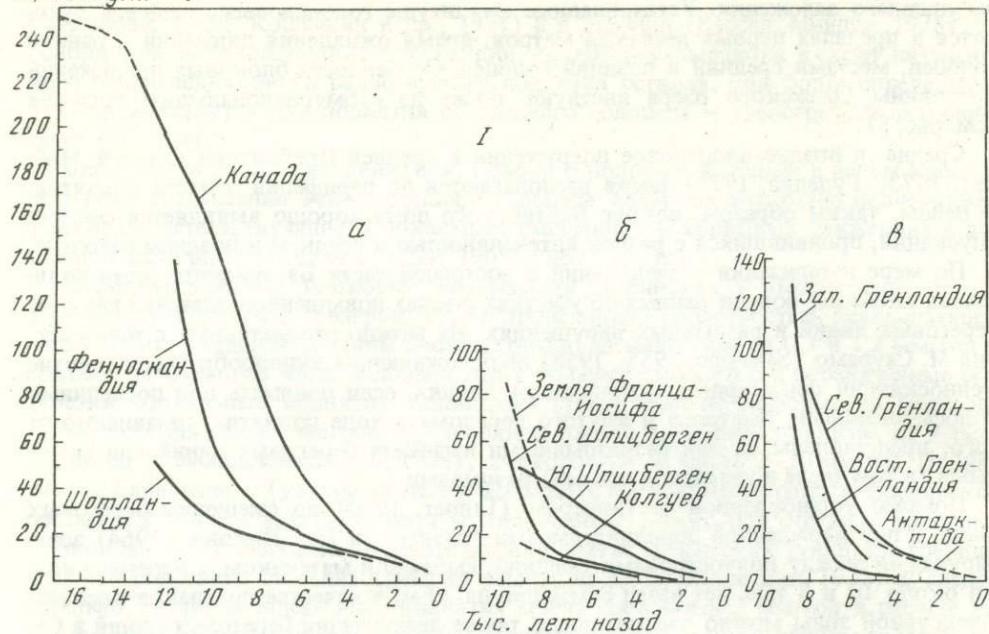
По мере детализации исследований в восточной части Балтийского щита появляется также все больше данных об участках и зонах повышенных значений наклона береговых линий и разрывных нарушениях. Их можно рассматривать с точки зрения М. Саурамо (Sauramo, 1955, 1958) об осложняющих куполообразное поднятие Фенноскандии флексурных (шарнирных) линиях, если понимать под последними полосы аномально быстрого и крутого перелома в ходе поднятия, независимо от того, представлены ли они безразрывными изгибами береговых линий или молодыми (в том числе и унаследованными) разрывами.

Помимо установленной В. Таннером (Tanner, 1930) по смещению береговых линий и подтвержденной дополнительными признаками (см. Никонов, 1964) зоны нарушений между полуостровами Средний, Рыбачий и материком, с перемещениями около 10 и 8 тыс. лет назад суммарно на 20 м, в качестве признаков внешней флексурной зоны можно рассматривать также деформации береговых линий в Северном Финмаркене и Вестеролене (по Грёнли, см. Sauramo, 1958; по Таннеру, см. Никонов, Панасенко, 1963; по Ундосу, см. Кошечкин, 1973), нарушения на подводном склоне вдоль Восточного Мурмана, морфологические и геологические следы субмеридиональных молодых нарушений на востоке Кольского полуострова вдоль Горла Белого моря (Козлов, 1966), на южном берегу полуострова, где в низовьях р. Варзуги известна тектонически раздавленная морена последнего оледенения (по Введенскому, см. Никонов, Панасенко, 1963). В обоих последних случаях подвижки должны быть отнесены к древнему голоцену, поскольку в ранне- и среднеголоценовых уровнях нарушения не фиксируются (Кошечкин и др., 1973); на востоке полуострова снова проявляются (Козлов, 1966) позднеголоценовые нарушения.

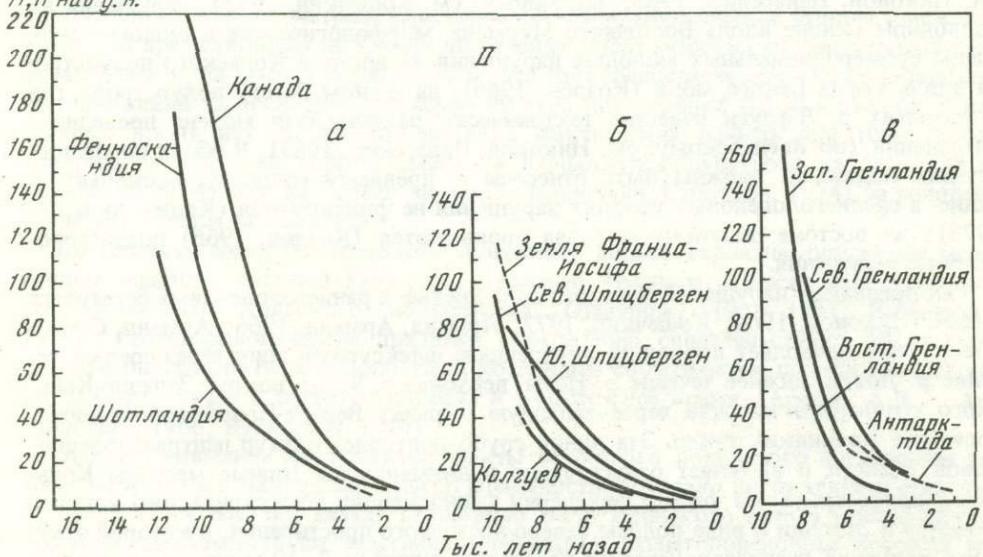
Ряд признаков нарушений плавного хода древне- и раннеголоценовых береговых линий (Никонов, 1964; Кошечкин, 1972; Арманд, Арманд, 1966; Арманд, Самсонова, 1969) позволяет проводить внутреннюю флексурную зону через среднее течение р. Лотты, нижнее течение р. Ноты, верховья р. Колы, вокруг Западно-Кейвского гранитного массива через западную окраину Верхне-Понойской впадины, восточнее Колвицких тундр. Эта линия грубо повторяет контур центрально-ледниковой области и включает относительно поднимавшиеся горные массивы Кольского полуострова. На южной периферии Фенноскандии флексурная зона устанавливается в Эстонии в виде полосы северо-восточного простирания, в которой отмечены смещения древнеголоценовых береговых линий на 7–10 м при равномерном ходе среднеголоценовых (Орвику, 1960; Мийдел, 1966; Кессел, Мийдел, 1973). На западном берегу п-ова Сконе в юго-западной Швеции известны ограничивающие материк субмеридиональные разрывы (Sauramo, 1955).

При сопоставлении материалов по древнебереговым линиям Эстонии и Южной Финляндии И. Доннер обнаружил значительные различия в их наклоне в каждой из областей, что привело его сначала к предположению, а затем к выводу о существовании линии перегиба вдоль Финского залива (Donner, 1969, 1970). Сравнение кривых изменения величин наклона береговых линий во времени показывает, что изгиб коры начался уже 10 тыс. лет назад и продолжался примерно до 4000 лет назад. По другим данным (Okko, 1967) в северо-восточной части побережья Финского залива отмечаются нарушения среднеголоценового времени. Подобные несоответствия выявляются также на Карельском перешейке (Donner, 1970), что позволяет говорить о зоне или флексурной линии вдоль хода изобаз поднятия по южной периферии Фенноскандии на протяжении не менее 400 км. Возможно,

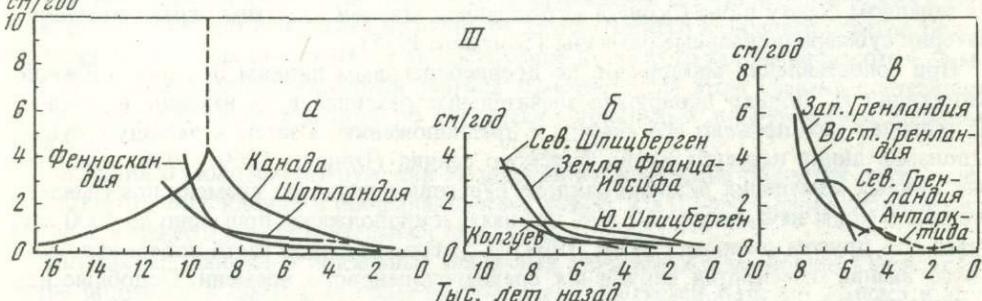
H, м над у. м.



H, м над у. м.



см/год



Таким образом, даже на востоке Балтийского щита, где голоценовые блоковые и отдельные разрывные движения проявились наиболее определенно, они происходят на фоне регионального куполообразного воздымания и измеряются метрами — первыми десятками метров. Подчиненный характер молодых блоковых движений и разрывных смещений следует из локальности их проявления, ограниченности времени проявления в пределах голоцена и, может быть, наиболее определенно — из сравнения величин движений (метры — первые десятки метров против десятков — первых сотен метров региональных движений) и скорости движений (0,2—2,0 мм/год против нескольких мм/год — нескольких см/год).

На сегодняшнем уровне знаний вполне справедливо утверждение, что "из спектров, как правило, следует гармонический ход поднятия, и несогласные колебания блоков следует представить как строго локальные явления" (Tanner, 1936, стр. 57).

Изменение характера и скорости движений во времени. Распределение скорости поднятия в течение голоцена не оставалось постоянным. Область поднятия сокращалась и скорость уменьшалась на протяжении по крайней мере последних 8 тыс. лет, причем в центре области поднятия замедление происходило более интенсивно, чем на периферии (Kääriäinen, 1953, см. также Марков, 1960; Schofield, 1964). Анализ изменений скорости голоценовых движений зарубежной Фенноскандии (и Канадского щита) на основании свыше 400 радиоуглеродных определений возраста морских отложений и террасовых уровней проведен А.Ф. Грачевым и П.М. Долухановым (1969, 1970). С учетом поправки на эвстатическое повышение уровня Мирового океана авторы пришли к следующим принципиальным выводам. Знак движений на протяжении последних 11 тыс. лет не менялся, а величина скорости сокращалась в разных районах различно: в центрально-ледниковой области — от 13—8 см/год 9,5 тыс. лет назад до примерно 2 см/год 6—7 тыс. лет назад (1 см/год в настоящее время) или суммарно — от 6 см/год 11 тыс. лет назад до 0,5 см/год 6—7 тыс. лет назад (рис. 7). Время проявления максимальных значений скорости поднятия в разных участках региона соответствует времени окончания дегляциации в них с запаздыванием примерно на 2 тыс. лет. Резкое замедление скорости поднятия раньше всего (10—9,5 тыс. лет назад) наступило на периферии Фенноскандии, позднее (8—8,5 тыс. лет назад) — ближе к центрально-ледниковой области, где мощность ледникового покрова была наибольшей.

Для северо-востока Балтийского щита расчеты скорости движений (Никонов, 1964, табл. 6; 1965, табл. 1, 2; 1967; Nikonov, 1966, табл. 1, 2) подтверждают и дают количественное выражение выводам о замедлении движений со временем, о смещении волны максимума поднятия концентрически к центрально-ледниковой области вслед за сокращением ледникового покрова. Дальнейшее подтверждение и обоснование этих выводов принадлежит Б.И. Кошечкину (1968, 1972, 1973, Кошечкин и др., 1971).

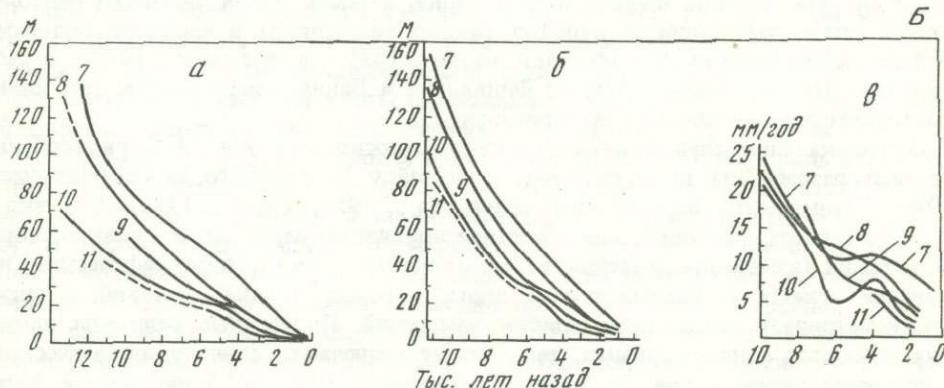
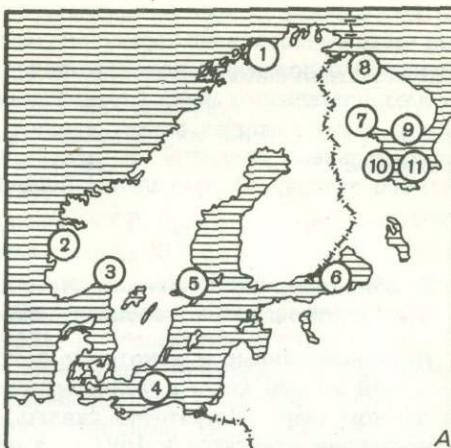
В настоящей работе автор предпринял новую попытку рассчитать изменения скорости движений в голоцене для нескольких участков, наиболее обеспеченных исходным фактическим материалом по береговым линиям и их датировке (рис. 8). Среди таких районов выбраны окрестности Кандалакши — Колвицы (Арманд, Самсонаева, 1969), Кольский залив (Лаврова, 1960; Никонов, 1964), долина р. Варзуги (Кошечкин и др., 1973), западное Беломорье около г. Кемь и Онежский полуостров (Животовская, 1960; Никонов, 1965; Г.И. Горецкий, Э.И. Девятова и др.) с таким расчетом, чтобы иметь данные по участкам, различно удаленным от центрально-ледниковой области. На рис. 8, а демонстрируется изменение высотного положения береговой линии на каждом из участков в течение последних примерно 12 тыс. лет. На рис. 8, б для каждого из тех же участков даны графики поднятия земной коры с учетом эвстатического повышения уровня Мирового океана, согласно кривой в работе А.Ф. Грачева и П.М. Долуханова (1969)¹. Наконец, на рис. 8, в представлены графики изменения скорости поднятия земной коры на тех же участ-

¹ Использованная кривая эвстатического повышения уровня Мирового океана мало отличается от других (см., например, (Schofield, 1964; Каплин, 1973)), но удобна для сравнения с графиками поднятия зарубежной Фенноскандии и Канады.

Рис. 8. Схема расположения участков, где подробно изучены и датированы поднятые береговые линии поздне- и послеледникового возраста (A) и графики голоценовых движений восточной части Балтийского щита по данным о поднятых береговых линиях (Б)

1–6 – Западная Фенноскандия, по данным Грачева, Долуханова (1969, 1970); 7–11 – Восточная Фенноскандия, по данным автора: 7 – Кандалакша и Колвица; 8 – Кольский залив; 9 – Варзуга; 10 – Кемь; 11 – Онежский полуостров.

а – графики поднятия суши относительно современного уровня моря; б – то же, с учетом кривой эвстатического повышение уровня Мирового океана, приведенной в работе Грачева и Долуханова (1969, рис. 1); в – графики скорости движений земной коры (участки, для которых составлены графики, см. на рис. 8, А)



ках. Из приведенных на рис. 8 данных следует, что амплитуда и скорость поднятия в течение всего голоцена были меньше в районах, более удаленных от центрально-ледниковой области, по сравнению с ближе к ней расположенными. Величина и скорость поднятия сокращались на протяжении голоцена. В течение древнего и раннего голоцена (до 10–6 тыс. лет назад) скорость равномерно сокращалась от 25–20 до 12–5 мм/год. В позднем голоцене (4–1 тыс. лет назад) скорость убывала от 7–10 до 2–5 мм/год. Эти выводы согласуются с полученными для зарубежной территории Фенноскандии (Kääriäinen, 1953; Грачев, Долуханов, 1969, 1970) и ее южной периферии (Орвику, 1960; Знаменская, 1969; Кессел, Мийдел, 1973; Гуделис, 1973). Например, в северо-западной Эстонии скорость поднятия уменьшалась от 27–18 мм/год 12–9,5 тыс. лет назад до 4–1 мм/год в среднем и позднем голоцене. Резкое замедление скорости поднятия в древнем голоцене на приводимых графиках не устанавливается, возможно, из-за недостатка данных по древнейшему голоцену. Переломы в графиках скорости поднятия, приходящиеся на средний голоцен (примерно 6–4 тыс. лет назад), аналогичны таковым не только Кольского полуострова (Кошечкин, 1968; Арманд, Самсонова, 1969; Кошечкин и др., 1971), но и Эстонии (Кессел, Мийдел, 1973), Финляндии (Donner, 1970) и отмечают стабилизацию скорости поднятия (убывание замедления скорости движений). Они могут быть в значительной мере обусловлены эвстатическим повышением уровня моря (до современного или выше) во время климатического оптимума, которое не учтено использованной эвстатической кривой, но предполагается многими авторами на основе геологических данных по берегам Белого, Баренцева, Балтийского и Северного морей и в других частях океана (Каплин, 1973; Никифоров, 1975). В этом случае полученные для позднего голоцена величины скорости оказываются завышенными главным образом в периферических участках.

Приведенные данные позволяют считать, что для голоценовых движений восточной части Фенноскандии характерно следующее: 1) в целом сводовый характер поднятия; 2) осложнение сводового поднятия блоковыми движениями положительного и отрицательного знака (преимущественно на периферии) и смещениями по разрывам, часть которых может входить во флексурные зоны; 3) приуроченность максимальных поднятий к центральноледниковой области на севере Ботнического залива; 4) замедление поднятия в течение голоцена вслед за дегляциацией.

2. Закономерности проявления современных движений Фенноскандии и их соотношения с голоценовыми

Исходные данные и некоторые результаты. Изучение собственно современных движений земной коры в Фенноскандии началось, пожалуй, раньше, чем где-либо на земном шаре. Достаточно сказать, что самые ранние *уровнемерные данные* в Финляндии относятся к 1697 г., а первая уровнемерная марка заложена Шведской Академией наук на берегу Ботнического залива еще в 1731 г. К настоящему времени именно Швеция и Финляндия, а также Дания обладают наиболее густой сетью уровнемерных пунктов (около 30 станций) и наиболее длинными рядами наблюдений на них (соответственно с 1825 г. в Швеции и с 1852 г. в Финляндии). Эти же страны, особенно Финляндия и Дания, имеют густую сеть линий повторного высокоточного нивелирования.

Методика определения движений суши относительно уровня моря особенно хорошо разработана применительно к бассейну Балтийского моря (Николаев, 1949; Современные вертикальные движения..., 1958; Рихтер, 1965). Она включает учет таких факторов, как 19-летние приливные вариации, влияние метеорологических (изменения давления, ветровые нагоны и др.) и гидрографических (изменение солености, удельного веса воды, морских течений) условий, а также предусматривает исключение ошибок измерений. Полученные величины движений являются относительными, так как не включают величину эвстатического повышения уровня моря (по разным авторам, от +0,8 до 2,3 мм/год, см. Калинин и др., 1975).

Показателем надежности получаемых этим методом результатов служит хорошее согласование данных для одних и тех же пунктов у разных авторов даже для неодинаковых периодов (Lisitzin, 1963, табл. 2, 1966, табл. 1; Якубовский, 1965; табл. 3; Победоносцев, 1973а, рис. 2, табл. 3; ср. также Современные вертикальные движения..., 1958, табл. 4; Lisitzin, 1963, рис. 1; 1964, рис. 3; Якубовский, 1965, рис. 2). Имеющиеся отдельные расхождения объясняются недостаточным или различным учетом метеорологических факторов и относительной краткостью рядов наблюдений в отдельных пунктах.

Основные результаты по бассейну Балтийского моря включают следующие положения: 1) относительные вертикальные движения почти всех уровнемерных пунктов линейны во времени (точность в пределах $\pm 0,1 \div 0,4$ мм/год), колебательный характер выявляется почти исключительно в южной части Балтики, где скорости минимальны и движения часто отрицательны; 2) наблюдающиеся отклонения от линейности поднятия вдоль берега находятся в пределах 5–8 мм на 100 км расстояния (за 70 лет) и могут быть объяснены неравномерным ходом движений земной коры в плане; 3) вертикальные движения берегов отрицательны (до -1 мм/год) только в самой южной части Балтийского моря, а на остальной (большей) части положительны, достигая значений $+2 \div +5$ мм/год в центральной и $+7 \div +8$ мм/год в северной частях Ботнического залива; 4) изобазы поднятия берегов образуют субконцентрические, выпуклые к юго-востоку дуги, хорошо согласующиеся (с учетом поправки на эвстатический подъем уровня моря в $+0,8$ мм/год) с изобазами, полученными путем геометрического нивелирования на суше; 5) выделяются участки с различными градиентами скорости вертикальных движений, возможно, связанные с шарнирными линиями (разломами), одна из которых намечается от побережья Южной Швеции через север о. Готланд к вер-

шине Пярнуского залива, другая (?) — на северном побережье Финского залива, западнее и восточнее г. Хельсинки.

Уровенные наблюдения на внешних берегах Скандинавии вполне подтверждают общее поднятие региона со скоростью от долей миллиметра в год до 5 мм/год, кроме отдельных опускающихся участков в южных частях Швеции и Норвегии, при значении ошибок в пределах $\pm(0,2 \div 1,6)$ мм/год (Kvale, 1966; Simonsen, 1969; Kukkamäki, 1969; Bakkelid, Klöve, 1973).

В восточной части Фенноскандии, в пределах СССР, признаки движения суши относительно уровня моря отмечались, начиная с конца XIX в., в трудах А.А. Иностранцева, Н.В. Кудрявцева, В. Фаусека, В. Рамзая, А.А. Полканова, А.А. Григорьева, Г.Д. Рихтера, Б.В. Шостаковича, Г.Ю. Верещагина, Б.Ф. Землякова и др. (см. Бискэ, 1959; Никонов, Панасенко, 1963). В послевоенные годы географические и геоморфологические признаки современных движений на отдельных участках отмечаются в целом ряде работ (Арманд, 1960; Никонов, Панасенко, 1963; Арманд, Арманд, 1966; Козлов, 1966; Никонов, 1965; Лак, Лукашев, 1967; Кошечкин, 1969; Рубинраут, 1974), причем в отдельных случаях даже удается определять не только направленность, но и скорость движений.

В 60-х годах нашего столетия появляются публикации, где на основе уровнемерных наблюдений на постах Белого и Баренцева морей даны более или менее надежные количественные оценки современных движений на побережьях.

При составлении сводной карты современных движений земной коры Восточной Европы (Карта современных вертикальных движений..., 1973) использованы наблюдения за средним уровнем моря в течение 20–30 лет (лишь в пункте Кемь-порт за 50 лет, с 1920 г.) на постах Белого и Баренцева (15 пунктов) и Балтийского (6 пунктов) морей, а также Онежского и Ладожского озер (11 пунктов). В отличие от прежних уровнемерных работ было использовано не только большее количество пунктов и более длинные ряды наблюдений, но также оригинальная методика определения движений по отклонению от среднего расчетного уровня моря (Победоносцев, Розанов, 1971; Победоносцев, 1973а). Величины вертикальных смещений определены для большинства пунктов с точностью $\pm 0,4 \div 0,6$ мм/год. Полученные значения не учитывают эвстатического повышения уровня моря.

Важным выводом является установление линейного характера движений в большинстве пунктов, аналогично установленным уровнемерными наблюдениями на зарубежных берегах Фенноскандии. Волновой характер изменений уровня в таких пунктах, как Мурманск, Полярный, Архангельск, пока однозначно не объясняется. Он может быть связан с положением этих пунктов в зоне влияния стоковых вод или с нахождением в тектонически нестабильных участках вблизи разломов.

Подтверждается и уточняется, что Западно-Мурманский берег, берега Кандалакшского залива и Карельский берег Белого моря поднимаются с максимальной скоростью +4,5 мм/год на южном берегу Кандалакшского залива; к востоку скорость поднятия сокращается, и в восточной части Беломорского бассейна берега погружаются со скоростью до $-2 \div -4$ мм/год. Опускания отдельных пунктов на северном берегу Кольского полуострова выпадают из общей закономерности.

Определение современных движений земной коры путем повторного нивелирования наиболее результативно на территории Финляндии и Швеции. Первая нивелировка в Финляндии относится к 1892–1910 гг. и характеризуется вероятной ошибкой ± 1 мм/км, вторая нивелировка проводилась в 1935–1956 гг., ее точность 0,32 мм/км (Kääriäinen, 1953, 1963, 1966). Общая длина линий, охваченных обеими нивелировками, превышает 3 тыс. км, а количество общих реперов — 1200. Расчетные значения приведены к эпохам 1900 и 1944 гг., между которыми и определяются скорости поднятия. Средняя ошибка значений ежегодного поднятия в отношении уровня моря составляет $\pm 0,30$ мм/год. Определенные геодезически и океанографически закономерности и величины скорости поднятия на территории Финляндии хорошо согласуются между собой, расходясь

лишь на десятые доли миллиметра в год (Kääriäinen, 1953, 1966). Интересно, что и расчеты поднятия на основе долговременных уровнемерных наблюдений на озерах юго-восточной Финляндии с учетом гидрометеорологических факторов (Siren, 1963) вполне согласуются (с точностью в среднем 0,3 мм/год) с данными повторного нивелирования как в отношении протяжения изобаз, так и величин скорости.

Нивелировки на территории Дании (1895–1905 и 1938–1953 гг.) также отличаются большой густотой и высокой точностью, согласуясь с уровнемерными данными, точность которых находится в пределах $\pm 0,11 \div 0,22$ мм/год (Simonsen, 1969). Нивелирования в Швеции (1886–1905 и 1951–1967 гг.) приведены к эпохам 1892 и 1960 гг.; из-за невысокой точности первого нивелирования ошибка в подсчете поднятия суши достигает $\pm 0,67$ мм/год (Asplund, 1969). Во всех названных странах уровнемерные посты включены в сеть повторного нивелирования и обработка данных ведется сопряженно.

Наименее обеспечена геодезическими данными территория Норвегии, по которой до сих пор надежно обработаны данные лишь одной линии (нивелировки 1924–1930 и 1964 гг.) субширотного протяжения длиной около 200 км в западной Норвегии от побережья до шведской границы (Kvale, 1966; Bakkelid, Kløve, 1973).

Геодезические данные о современных движениях земной коры в пределах советской части Фенноскандии основаны на повторном нивелировании по трассам Волховстрой–Мурманск (через Петрозаводск–Беломорск–Кандалакшу) и Беломорск–Обозерская, а также короткой (29 км) линии Апатиты–Кировск на Кольском полуострове.

Линия Беломорск–Обозерская длиной 340 км субширотно пересекает восточный склон Балтийского щита между линиями Волховстрой–Мурманск и Москва–Вологда–Архангельск и выходит на территорию Русской платформы. Нивелирования в 1945 (II класс) и 1966 гг. (I класс) дали возможность построить кривую скорости движения в этот период (рис. 9). В западной части трассы, вдоль побережья Онежской губы Белого моря, кривая сохраняет тот же уровень, что и в Беломорске, а восточнее последовательно снижается до -2 мм/год у г. Онега и $-(3 \div 4)$ мм/год в низовьях р. Сев. Двина.

Основная трасса Волховстрой–Мурманск протягивается субмеридионально на 1366 км, пересекая геологические структуры, древние и обновленные (см. рис. 5). Трасса нивелировалась в 1927–1931, 1945–1947 и 1969–1970 гг. по программе I класса; дополнительно в 1937 и 1945–1947 гг. высокоточное нивелирование проведено в обход Кольского залива от г. Мурманск до г. Полярный для включения в сеть существующих футштоков.

Характеристика трассы, геодезических работ, состояния знаков и интерпретация данных опубликованы (Никонов и др., 1972, 1973). Здесь отметим, что, хотя проведенное нами полевое обследование по известной методике (Современные вертикальные движения..., 1958) показало устойчивость (надежность) 75% знаков на трассе, большая величина систематической ошибки в первых нивелированиях и недостатки привязки к уровнемерным постам не позволяют принимать полученные по результатам первых нивелировок величины движения за абсолютные. Результаты между второй и третьей нивелировками более надежны. Главная закономерность распределения движений по рассматриваемому профилю (см. рис. 5) заключается в следующем: в северной части (Кольский полуостров, Северная Карелия) наблюдается поднятие, максимально до 3,2 мм/год в Северной Карелии, а в южной его части – опускание до 3 мм/год на границе щита и Русской платформы.

Уровнемерные и геодезические данные о движении региона на многих участках дополняются и подтверждаются геоморфологическими, археологическими и историческими исследованиями. Так, свидетельства отрицательного перемещения береговой линии в течение последних столетий и тысячелетий изучен в Ботническом заливе (Ase, 1969) и на Норвежском побережье (Хольтедаль, 1958; Kvale, 1966). В наиболее подробном и комплексном исследовании такого рода

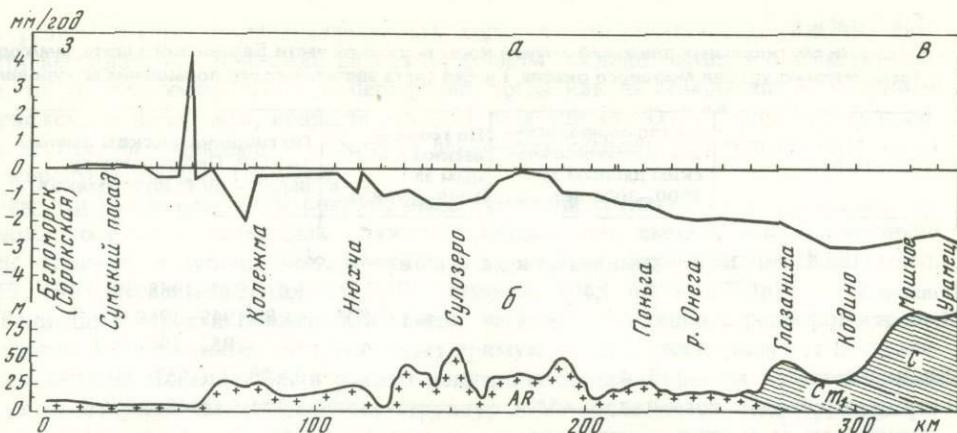


Рис. 9. Современные движения земной коры на восточном склоне Балтийского щита по линии Беломорск—Обозерская. Составили Т.В. Гусева и А.А. Никонов

а — кривая скорости по данным нивелирования 1945 и 1966 гг.; б — профиль и разрез по трассе нивелирования

(Åse, 1969) обращают внимание, во-первых, близкое совпадение скорости среднего за последние 4 тыс. лет относительного поднятия суши (5 мм/год) со средней скоростью поднятия за последние столетия по уровням недральным данным ($4,82 \text{ мм/год}$) и, во-вторых, неравномерность скорости как в течение 4 тыс. лет (в пределах $10\text{--}3,5 \text{ мм/год}$), так и в течение последних 200 лет ($4,9 \pm 0,6 \text{ мм/год}$ в 1774—1846 гг. и $3,8 \pm 0,1 \text{ мм/год}$ в 1847—1965 гг.), при общей тенденции сокращения скорости.

Для количественной оценки современных и позднеголоценовых движений в восточной части Фенноскандии также удалось в значительном объеме использовать геолого-геоморфологические данные вместе с археологическими и палеогеографическими (Никонов, 1964, 1965; Кошечкин, 1968, 1969; Никонов и др., 1973). Особое внимание уделено нами использованию точных данных о возрасте прибрежных форм рельефа и отложений путем привлечения археологических материалов и радиоуглеродных датировок в тех опорных пунктах, где можно сравнить полученные разными методами значения скорости. Не имея возможности подробно рассматривать исходные данные, подсчеты и сопоставления, ограничимся ссылкой на табл. 2 и график (см. рис. 5) скорости движения вдоль субмеридионального профиля Никонов, 1973в; Никонов и др., 1973).

В целом, если сопоставить скорости движений, полученные разными методами в одних и тех же пунктах, можно убедиться, что в одних случаях имеет место хорошее согласие величин скорости (в пределах $1\text{--}1,5 \text{ мм/год}$), а в других — резкие расхождения их (до 4 мм/год ; см. Победоносцев, Розанов, 1971). Согласование присуще пунктам со значительной скоростью ($\geq 0,5\text{--}1 \text{ мм/год}$), а отмеченные расхождения — пунктам, близким к нулевой изобазе. Здесь, в переходной зоне, естественно ожидать в течение последних тысячелетий смены поднятий опусканиями в процессе сокращения области последовательных поднятий.

Обращает также внимание замедление скорости во всей области поднятия в течение последних 3 тыс. лет. На периферии области поднятия вблизи нулевой изобазы фиксируется несколько трансгрессий в среднем и позднем голоцене, которые можно связывать не только с колебаниями уровня Мирового океана (Schofield, 1964; Никифоров, 1975), но и с колебательным характером движений земной коры в этой зоне.

Сводовое поднятие Фенноскандии и смещения по разломам. На основе уровнямных, геодезических, а по восточной части региона также и геолого-геоморфологических данных составлен уточненный вариант сводной карты современных вертикальных движений Фенноскандии (Kukkamäki, 1969; Никонов, 1972б, 1973в).

Таблица 2

Скорости вертикальных движений земной коры восточной части Балтийского щита, мм/год
(относительно уровня Мирового океана, т.е. без учета эвстатического повышения его уровня)

Пункт	По геоморфологическим, археологическим данным за 2000–3000 лет	По геодезическим данным за 1949–1969 гг.*	По гидрологическим данным (по С.В. Победоносцеву, Вардэ – по Т. Куккамяки)
М у р м а н с к о е п о б е р е ж ь е			
Полярный	2,0–2,7	≤1,0 (?)	1,0 (1937–1968 гг.)
Мурманск			+1,8 (1949–1968 гг.) +5,2 (1952–1968 гг.)
Дальние Зеленцы			
	3–4	–	2,6 ± 0,63 (1957–1968 гг.)
П-ов Варангер, Вардэ	2–3; 3–4**	–	2,9 ± 1,5 (1948–1965 гг.)
Б а с с е й н Б е л о г о м о р я			
Кандалакша	3,7–5,5; 3–6	2,5 (4)	4,3 (1928–1948 гг.) –2,98 ± 0,60 (1948–1968 гг.)
Ковда	4,55***	3,1 (3,9)	4,5 ± 0,48 (1947–1968 гг.)
Кемь (Кемь-порт)	1–1,6	2,0	1,26 ± 0,40 (1920–1968 гг.)
Беломорск (Сорокская, Разнаволок)	2,0 (?)	0,8	1,57 ± 0,44 (1936–1968 гг.)
Нюхча	0,6–2,0	–0,6	–
Онега	~1–1,2	–1,2	–1,4 ± 0,60 (1943–1969 гг.)
Архангельск	–(0,6–1,0)	–3,8	–3,23 ± 0,88 (1936–1968 гг.) –0,16 ± 0,69 (1920–1968 гг.)
Б е р е г а О н е ж с к о г о о з е р а			
Медвежьегорск	2,0–2,5	–1,8	–2,3
Повенец	2,0–2,4	–	16 (?) (1885–1929 гг.)
Петрозаводск	2,5 (5400–4100 л.н.) 1,1 (последние 2000 лет)	–2,6	–2,3
Мегра (юг Онежского озера)	–(0,5–1,6)	–	–2,6
Б е р е г а Л а д о ж с к о г о о з е р а			
Паша (Усть-Рыбежна)	–(1–2)	–2,2	–
Волхов (Новая Ладога)	≥(–0,7)	–2,5	–1,4
Сортавала	0,5 ?	2,6	0,9
Ленинград (Кронштадт)	~0,1	–0,3	–0,2

* Для Южного Беломорья за 1945–1966 гг. **За 850 и 1500 лет. ***За 330 лет.

Эта сводная карта, несмотря на наличие белых пятен, несомненно обнаруживает следующие закономерности современных движений: 1) регион в целом испытывает закономерное сводовое вздымаение эллипсовидной в плане формы с длинной осью, вытянутой в юго-запад – северо-восточном направлении; 2) вершинная часть свода с максимальной скоростью поднятия 9–9,5 мм/год¹ приходится на северную часть залива, т.е. на центрально-ледниковую область, но не на область наиболее позднего таяния остатков ледникового покрова – на северо-востоке Скандинавских гор; 3) линии равных величин скорости поднятия отклоняются от строго эллипсоидальной формы (до 1 мм/год), местами показы-

¹ С учетом эвстатического повышения уровня моря +0,8 мм/год.

вая резкие изгибы и непараллельность хода; 4) горизонтальный градиент скорости вертикальных движений на юго-восточном "склоне" свода в общем неизменен, на южном уменьшается к периферии, тогда как на северо-западном, вблизи Норвежского побережья, возрастает в 2–3 раза (до $(3\text{--}4)\cdot10^{-8}$ год $^{-1}$); 5) крайняя южная, юго-западная и восточная периферии региона испытывают опускания со скоростью порядка 1 мм/год.

Все эти закономерности современных движений согласуются с основными закономерностями голоценовых движений региона (см. выше), как это частично было отмечено в публикациях по отдельным районам или профилям (Kääriäinen, 1953, 1963; Kvale, 1966; Donner, 1970; Никонов, 1965, 1967, 1973в).

Величина скорости движений не имеет четкой корреляции с рельефом, за отдельными исключениями, но показывает прямую связь с расстоянием от центрально-нордической области. Линии равных величин скорости поднятия большей частью секут простиранье докембрийских структур и не согласуются с контурами гравитационных аномалий; на периферии во многих случаях одни и те же структуры оказываются частью вовлеченными в поднятие, частью – в опускание. На востоке, например, поднимаются более северные части Ладожского синклиниория и западные Беломорского антиклиниория, между тем как соответственно южные и восточные части того и другого погружаются.

В то же время при рассмотрении карты (см. рис. 6, б) и профиля (см. рис. 5) намечается соответствие рисунка изолиний и направленности современных движений некоторым морфоструктурам и структурным элементам восточной части Балтийского щита: относительное поднятие Хибинского массива (до 0,8 мм/год), Кандалакшского антиклиниория (1,5–1,8 мм/год), относительное погружение Имандровской впадины (0,3–0,4 мм/год), Кандалакшского грабена (0,5 мм/год) и Северо-Онежско-Сегозерского блока (до 2 мм/год)¹. Специальные повторные нивелирования между городами Апатиты и Кировск не установили относительного поднятия Хибинского массива над прилежащей равниной в 1967–1970 гг. за пределами долей миллиметра в год (Богданов и др., 1973).

Нельзя не обратить внимания на отражение в современных движениях относительных погружений новейших, частью унаследованных грабенов, рассекающих краевые части Балтийского щита – Осло, Кандалакшского, Верхне-Понойского, Онежско-Сегозерского. Сходные явления не исключены в Варангер-фьорде и Кольском заливе.

На восточной периферии щита, в переходной к Русской платформе зоне, современные движения обнаруживают значительную дифференцированность и общую пространственную согласованность с крупными блоками субширотного и северо-западного простираний, отражающими глубинное строение фундамента и новейшие морфоструктуры по данным последних исследований (Зандер, 1972; Ференс-Сороцкий, Сафонов, 1973). Эта особенность присуща именно восточной периферии Балтийского щита (Никонов, 1967, 1973в; Лиленберг и др., 1972). Не только в восточной, но и в южной (Мещеряков, 1961б, 1965; Можаев, 1973) части Фенноскандии, особенно при переходе к Русской платформе, современные движения отражают новейшие тектонические структуры в большей степени, чем на остальной территории региона.

Весьма вероятны смещения по отдельным разломам, возможно, в связи с землетрясениями. Косвенными признаками смещений по разломам могут служить, например, аномальные направления перекоса и переливания озер и болот. Известно, что на территории Балтийского щита происходит закономерный перекос озерных ванн и переливание озер к периферии области поднятия, т.е. осушение проксимальных и подтопление дистальных берегов (см., например, Верещагин, 1931; Siren, 1963; Никонов, Панасенко, 1963). Но западнее и северо-западнее Онежского озера на Сямозере, по наблюдениям Н.Н. Гуриной и Ю.В. Литинского, поднимаются юго-западный и южный берега, а северо-западный подтопляется (на 1,5–2 м за последние тысячи лет). Аномальные перекосы озерных террас к юго-

¹ Приведенные величины скорости не могут считаться долговременными.

востоку и следы молодых дисъюнктивных нарушений северо-западного простирания с вероятными современными подвижками обнаружены в Заонежско-Сегозерской зоне Карелии (Бискэ и др., 1971). Убедительны геоморфологические и гидрогеологические признаки продолжающихся движений по Южно-Кейвскому разлому, ограничивающему Верхне-Понойскую котловину на Кольском полуострове (Арманд А.Д., Арманд Н.Н., 1966; Рубинраут, 1974).

С точки зрения локальных движений по разломам в породах фундамента можно объяснить резкие местные изгибы и частные нарушения в правильном ходе изолиний равных величин скорости поднятия на территории южной половины Швеции и Финляндии, особенно в случае соответствия изгибов изолиний простиранию разломов (см. карты в работах Kääriäinen, 1953, 1963, 1966; Kukkamäki, 1969; 1975). С этой точки зрения интересны местные изломы кривой превышений по единственной в пределах Фенноскандии линии трехкратного нивелирования Волховстрой—Мурманск, где ряд участков повышенного градиента скорости современных движений соответствует разломам, выявленным по геологическим и геоморфологическим признакам. Изменения величин скорости движений на таких участках обычно составляют доли миллиметра в год и не всегда совпадают по знакам на кривых скорости между I-II и II-III нивелировками, т.е. могут быть знакопеременными. Повышенные градиенты скорости движений (ступени на кривой скорости в доли миллиметра в год на фоне поднятия 5–6 мм/год) над перпендикулярными к изобазам разломами отмечены и в Южной Финляндии (Talvitie, 1971).

Обращает внимание, что различия в величинах скорости движений по уровнемерным наблюдениям на соседних постах или на одном и том же посту за разные годы, а также различия между геодезическими и уровнемерными данными для одного и того же пункта обнаруживаются именно в местах с признаками локальных позднеледниковых и, вероятно, современных движений по разломам и с сейсмическими проявлениями (например, в вершине Кандалакшского залива, в Заонежье, на северном побережье Ладожского озера, в Кольском заливе).

Убедительный пример знакопеременных относительных смещений по разлому приведен В.Г. Рихтером (1965). Сравнение надежных уровнемерных наблюдений за 1889–1932 гг. на разных берегах фьорда (и разных крыльях разлома) около Стокгольма показало существование колебаний одного блока по отношению к другому блоку до 3–6 см за отдельные двух-трехлетия, между тем как результирующая относительных движений за 43 года оказалась почти равной нулю, а средняя расчетная скорость относительных движений блоков составила 0,1 мм/год. Показательно также, что среди уровнемерных постов южной части Балтийского моря наибольшие отклонения от среднего во времени хода (до 8 см) установлены на пункте Пирну (Победоносцев, 1973б), который располагается на линии шарнира, наследующей древнюю зону разлома.

При всей недостаточности материала по временному ходу локальных движений имеющиеся данные все же приводят к предварительному выводу о колебательном, знакопеременном характере относительных движений по отдельным разломам. Вместе с тем ясно, что инструментальные данные о современных движениях не отражают дробной дифференцированности смещений по разрывам и трещинам разного порядка, сколь бы явно они не проявлялись в приповерхностных частях земной коры региона. При пристальном внимании к случаям современных движений по разломам не будем забывать, что: 1) они единичны; 2) аномалии изолиний занимают площадь порядка нескольких десятков квадратных километров; 3) активность демонстрирует небольшая часть разрывов, отраженных на геологических, геоморфологических картах, аэрофотоснимках вдоль линий повторного нивелирования. Иными словами, мелкие активные разрывы не являются границами устойчиво движущихся блоков, и нет оснований считать современные движения мозаично-блоковыми, как предполагали или утверждали некоторые авторы (Härme, 1963; Paagma, 1963; Богданов, Ходотов, 1967).

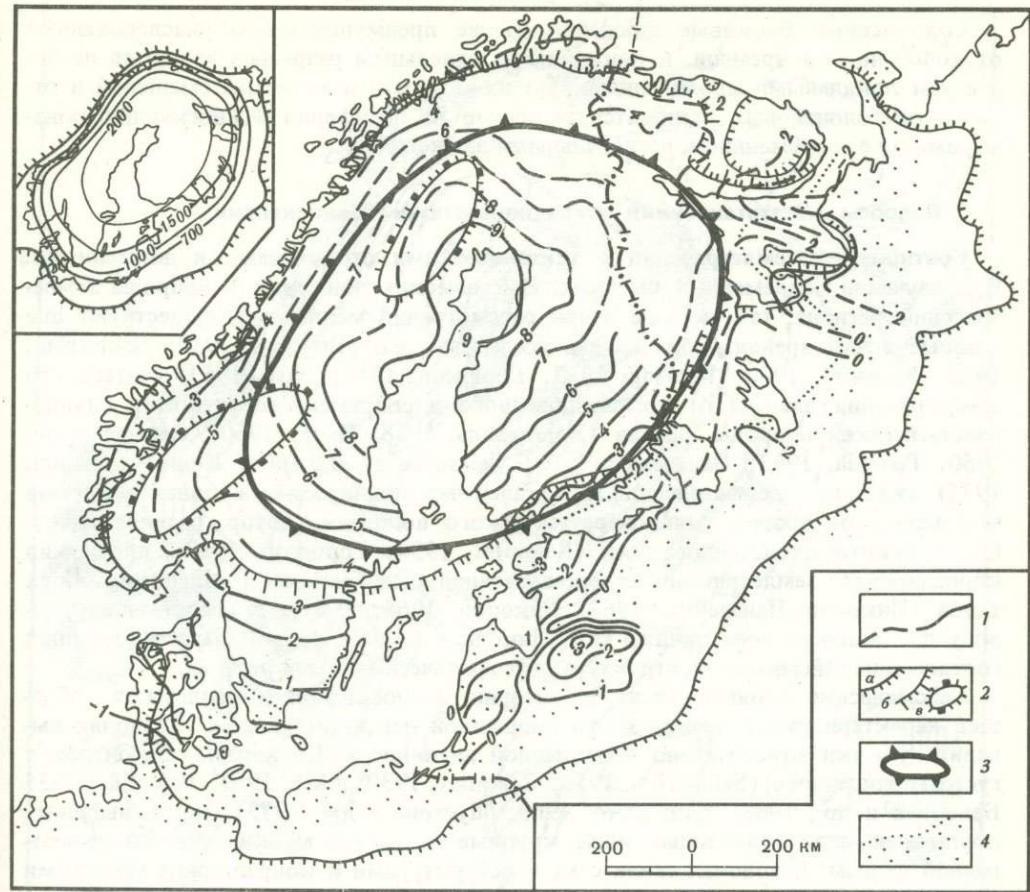


Рис. 10. Карта соотношения современных движений Фенноскандии с расположением и мощностью последнего ледникового покрова

1 — изолинии скорости современного поднятия (Kukkämäki, 1975; Никонов, 1972); 2 — положение края ледникового покрова (Асеев, 1974; Никонов, 1965; Sauramo, 1958): а — 18—20 тыс. лет назад при максимальном распространении; б — 9—11 тыс. лет назад во время стадии Сальпаусселья; в — 7—8 тыс. лет назад во время Анцилового озера; 3 — центральная область наибольшей мощности ледникового покрова порядка 2000 м (Асеев, 1974); 4 — граница щита и плиты. На врезке: изогипсы поверхности материкового льда во время максимума последнего оледенения, м, над современным ур. м, и граница максимального распространения Скандинавского ледникового покрова (Асеев, 1974)

Флексурные линии в современных движениях не установлены определенно, хотя участки повышенных градиентов скорости, отмеченные на Западнонорвежском побережье, в Центральной Балтике (см. выше), возможно на Мурманском побережье и вдоль отдельных разломов в Беломорье и на территории Карелии могут быть связаны именно с зоной шарнирного типа.

Таким образом, сведения о блоковых движениях и смещениях по отдельным разломам не противоречат главной закономерности современных движений Фенноскандии — выводу о продолжающемся сводовом поднятии региона вокруг области максимальной мощности ледникового покрова (рис. 10).

Сопоставление современных движений с голоценовыми показывает, что современные движения на большой части региона наследуют сводообразное воздымание поздне- и послеледникового времени (см. рис. 4—6), причем скорость поднятия уменьшилась особенно резко в центральных частях региона (см. рис. 8), область поднятия концентрически сократилась, а на периферии поднятия сменились опусканиями (см. рис. 6, 10).

Современные блоковые движения, также преимущественно унаследованные от голоценового времени, и движения по отдельным разрывам являются не более чем локальными проявлениями, но их скорости и величины смещений в отличие от голоценовых становятся, особенно на периферии Фенноскандии, соизмеримыми с современными региональными движениями.

3. Вопросы сейсмотектоники и гляциоизостазии Фенноскандии

Соотношение землетрясений с тектоническими структурами и движениями. При изучении современных быстрых, сейсмических движений и природы землетрясений региона, так же как и при рассмотрении медленных, существуют две главные точки зрения. Одна группа исследователей (Högbohm, 1912; Sahlström, 1930; Renquist, 1930; Witting, 1943; Горшков, 1947; Bath, 1953) считает, что землетрясения зависят от последелникового и современного поднятия гляциоизостатической природы, другая (Хольтедаль, 1958; Kvale, 1960; Vesalanen et al., 1960; Penttilä, 1963; Панасенко, 1969; Teisseire et al., 1969; Кошечкин и др., 1971) связывает землетрясения с локальными подвижками в зонах разломов независимо от общего гляциоизостатического поднятия. Автор, развивая допущения некоторых исследователей (Renquist, 1930; Горшков, 1947), предложил коррелировать землетрясения северо-восточной части региона с явлениями обоих типов (Никонов, Панасенко, 1963; Никонов, 1965, 1967). К аналогичному выводу для всего региона пришел Н.И. Николаев (1965), подробно рассмотревший соотношение сейсмичности, структуры и геофизических полей региона.

Сейсмические проявления на территории Фенноскандии и прилежащих областей характеризуются прежде всего площадной неравномерностью, позволяя выделить участки относительно повышенной активности. По картам эпицентров и густоты эпицентров (Sahlström, 1930; Renquist, 1930; Bath, 1953; Penttilä, 1963; Белоусов и др., 1968; Панасенко, 1969; Шустова и др., 1973) можно выделить крупные и мелкие линейные зоны, крупные области и мелкие участки изометричной формы. В поисках связи с морфоструктурами и корреляции с молодыми и современными движениями мы выделяем следующие сейсмотектонические единицы.

1. Крупная линейная зона вдоль Норвежского побережья (Норвежского канала), связанная с глубинным разломом на границе воздымающего материка и погружения дна Норвежского моря (Хольтедаль, 1958; Kvale, 1960; Николаев, 1960; Белоусов и др., 1968). Здесь преобладают более сильные ($5 < M < 6,5$) и глубокие коровье и подкоровье (20–72 км) землетрясения (Bath, 1953; Шустова и др., 1973). Возможно, аналогичный характер, но с более редкими и слабыми землетрясениями, имеет и Мурманская сейсмогенная зона, выделенная Г.Д. Панасенко (1969) вдоль северного побережья Кольского полуострова. Так же как и Н.И. Николаев (1966), мы не связываем Западно-Норвежскую зону исключительно с гляциоизостатическим воздыманием; в то же время нельзя не обратить внимания на совпадение ее (и Мурманской зоны) с полосой повышенных градиентов молодого и современного поднятия вдоль древних структурных линий.

2. Наиболее показательной с точки зрения сопоставления с молодыми и современными движениями является известная крупная Ботническая зона, вытянутая к северо-востоку на 800 км, при ширине около 250 км, в которой отмечается 20–30 землетрясений в столетие против 0–5 землетрясений вне ее. Новые инструментальные определения эпицентров землетрясений вполне подтверждают вывод прежних авторов (Högbohm, 1912; Sahlström, 1930; Renquist, 1930; Witting, 1943; Bath, 1953 и др.) о совпадении этой зоны с максимумом Фенноскандинавского голоценового и современного поднятия. Указанное совпадение хорошо видно при сравнении карт эпицентров и числа землетрясений (рис. 11, 12) с уточненными картами молодых (см. рис. 6, а) и современных (см. рис. 6, б) движений (см. также Никонов, Панасенко, 1963; Никонов, 1965; Nikonov, 1966; Kataja et al., 1969; Панасенко, 1969).

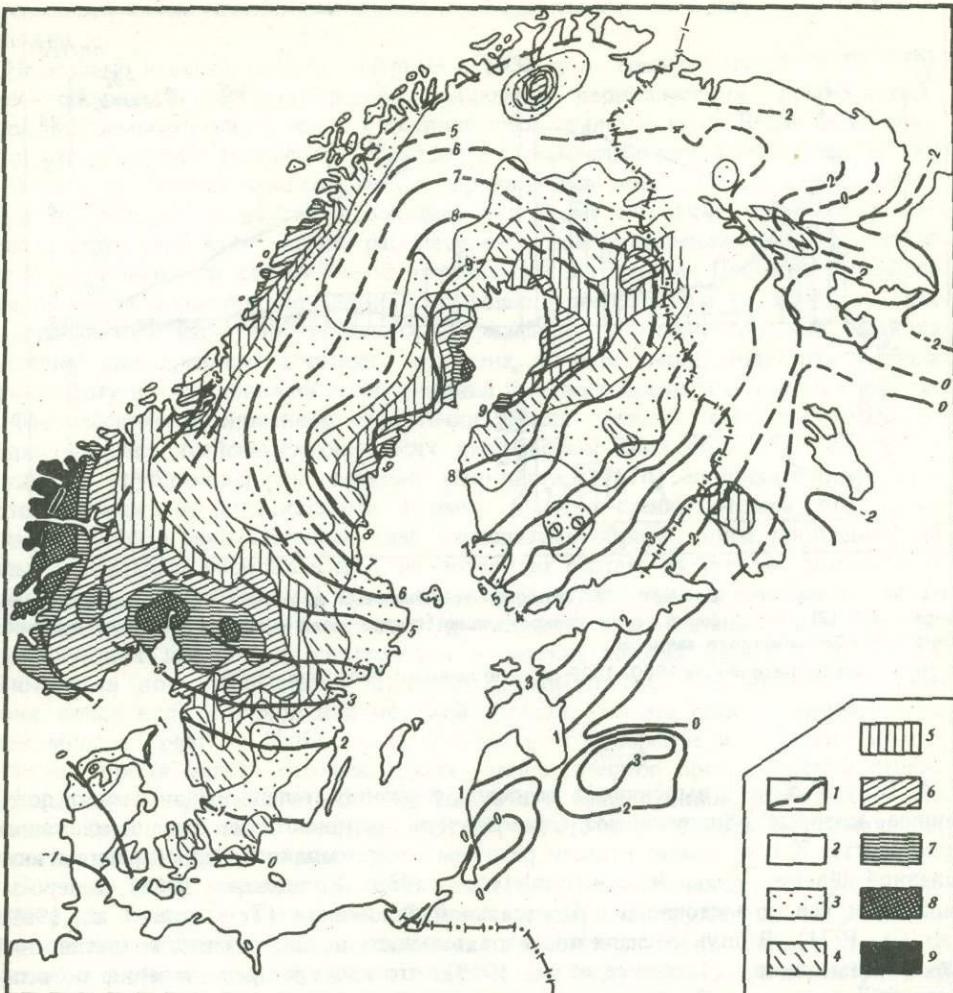


Рис. 11. Сопоставление современных движений и сейсмичности Финноскандии

1 — изолинии современных движений, мм/год (Kukkämäki, 1975; Никонов, 1972); 2—9 — количество землетрясений (для зарубежной части — по данным (Sahlström, 1930) за 1600—1925 гг.; для территории СССР — по данным Панасенко (1969), Ананышина (1968) за 1600—1955 гг.): 2 — 0—2; 3 — 3—5; 4 — 6—8; 5 — 9—11; 6 — 12—17; 7 — 18—23; 8 — 24—29; 9 — ≥ 30

По мере уточнения локализации эпицентров в этой зоне оказалось возможным группировать многие эпицентры землетрясений таким образом, что они вытягиваются в линии, совпадающие с разломами фундамента. Это привело к представлению (Penttilä, 1963; Teissseyre et al., 1969) о связи землетрясений этой зоны с расколами кристаллического фундамента. Такая связь весьма вероятна, но пока недостаточно обоснована, тем более, что множество эпицентров, не классифицированных по глубинам, можно группировать в линии различным образом и всегда часть из них совпадет с известными разломами.

3. Особым типом сейсмоактивных структур региона можно считать расчленяющие окраины щита новейшие (унаследованные) грабены — Осло и Кандалакшский, возможно Варанггер-фиордский. Эти морфоструктуры демонстрируют относительные блоковые опускания грабенов (изгиб изобаз внутрь области поднятия, повышенные градиенты скорости на бортах, наличие активных разрывов) и повышенную сейсмическую активность (Хольтедаль, 1958; Белоусов и др., 1968; Панасенко, 1969). Именно в грабене Осло известно наиболее сильное землетрясение Финноскандии ($6 < M < 6,5$).

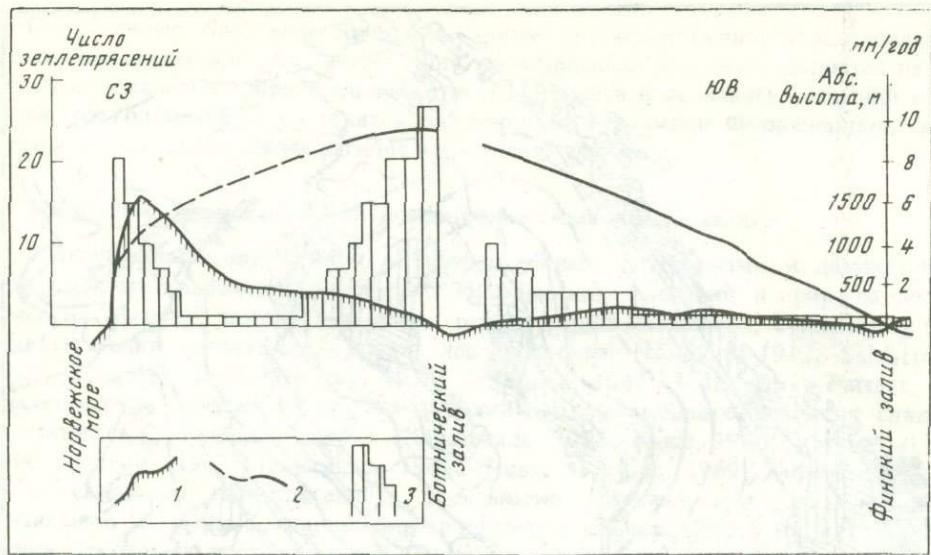


Рис. 12. Соотношение рельефа (1), скорости современных движений (2) и количества землетрясений (3) по профилю через Фенноскандию (северо-запад — юго-восток через вершины Финского и Ботнического заливов).

Число землетрясений за 1600—1925 гг. — по данным (Sahlström, 1930)

4. В ряде случаев выделяются разломы, в разной степени выраженные и доказанные, которые обнаруживают сейсмическую активность на фоне прилежащих пространств. К ним можно отнести разломы северо-западного простирания в юго-западной Швеции у оз. Венерн (Sahlström, 1930; Хольтедаль, 1958), северо-западного и северо-восточного в Центральной Финляндии (Teisseyre et al., 1969; Talvitie, 1971). В двух случаях последовательность возникновения землетрясений вдоль зоны такова (Teisseyre et al., 1969), что ведет к представлению о "вспарывании" разломов. Примечательно, что оно происходит от центра Фенносканди-навского поднятия к периферии, перпендикулярно к изобазам. Но аналогичная, активная в голоцене и в настоящее время, Заонежско-Сегозерская зона разломов в последние столетия не обнаруживает признаков сейсмичности.

5. Нельзя не обратить внимания на небольшие по размерам (порядка десятков километров в поперечнике) участки сгущения эпицентров в Северном море к югу от южной оконечности Норвегии, в Южной Финляндии около Куопио и Тампере, у северного побережья Ладожского озера, в Хибинском массиве, в устье р. Карас-Иоки в Северной Финляндии. Предположительно их можно связывать с пересечением разломов или локальными блоковыми структурами (как, например, в Хибинском массиве). На территории с детальной рисовкой изолиний скорости современного поднятия обращает внимание хорошее совпадение участков сгущения локальных эпицентров (северный берег Ладожского озера, участки Куопио и Тампере в Южной Финляндии) с резкими изгибами изолиний, по всей вероятности отражающими современные локальные движения участков фундамента.

Таким образом, на западном ограничении Фенноскандии землетрясения связаны с глубинной зоной разломов и могут отражать гляциоизостатические движения лишь опосредованно, а на остальной, большей части региона, плотность распределения эпицентров и выделенной сейсмической энергии в целом согласуется с интенсивностью современного гляциоизостатического воздымания и расположением конкретных тектонических структур.

Сейсмотектонические проявления. Для уточнения вопроса о генезисе землетрясений полезно рассмотреть данные о временном распределении региональной

и локальной сейсмической активности, хотя данные эти малочисленны и не всегда надежны.

Насколько известно автору, впервые в 1930 г. В. Таннер (Tanner, 1930) стремился обосновать для всего региона выделение периодических, "прерывистых" движений земной коры в связи с активизацией землетрясений. Выше было показано, что в течение голоцене на фоне общего замедляющегося поднятия региона в разных его частях кратковременно проявлялись локальные движения (в течение одной-двух тысяч лет, возможно, и в более короткие промежутки времени). Этот результат можно рассматривать как подкрепляющий представление о периодичности сейсмической активизации в голоцене. Поскольку наибольшая скорость поднятия, большинство смещений по разломам (и, вероятно, максимальные изменения тектонических напряжений) в течение голоцене были характерны для древнего и раннего голоцене, то естественно допустить наибольшую частоту и интенсивность землетрясений именно в древнем и раннем голоцене.

Фактическим обоснованием этой точки зрения могли бы быть данные о сейсмодислокациях (сейсмотектонических импульсных движениях). К сожалению, скучность опубликованных сведений (Николаев, 1967б) о признаваемых сейсмотектоническими дислокациями формах (свежие стенки отрыва, столбы отседания, сейсмогравитационные рвы, ступенчатые сбросы, зоны дробления, обвалы в скальных породах и др.) не позволяет считать их генезис доказанным. В условиях раздробленного кристаллического фундамента аналогичные формы первично могли возникнуть задолго до голоцене при медленных или быстрых тектонических движениях, сохраняться в течение многих десятков тысяч лет, обновляться под воздействием мощных флювиогляциальных потоков (каналы стока талых вод), озерной или морской абразии. Именно таким образом возникали многие "рвы" в Хибинах, на Мурманском побережье и в других местах. В то же время нельзя исключить сейсмотектоническое происхождение отдельных расколов кристаллического фундамента в виде трещин, разбитых и смещенных бараньих лбов, которые, кстати, тяготеют к области максимального поднятия и наибольшей сейсмичности.

Но даже если признать сейсмотектонический генезис некоторых форм (например, в Заонежско-Сегозерской зоне Карелии), то трудно по их размерам дать оценку интенсивности породивших их землетрясений. Дело в том, что в каждом регионе существует своя зависимость между магнитудой землетрясений и размерами сейсмотектонических дислокаций (подробнее см. ниже). Это не позволяет считать обоснованным вывод о возможности на Балтийском щите в прошлые столетия и в будущем землетрясений интенсивностью X баллов (Николаев, 1967а, б). Приведенные выше данные о резком снижении не только скорости, но и контрастности региональных движений от начала голоцене к настоящему времени дают основание принимать в общем одновременное снижение показателей сейсмичности. Современные землетрясения по периферии региона, которые можно считать собственно тектоническими, по интенсивности не превышают те, что связываются с гляциоизостатическим воздыманием и, следовательно, не противоречат высказанному положению.

Факты современных локальных движений и сейсмодислокаций во время известных землетрясений Фенноскандии единичны. Имеются указания на опускание под воду участка суши в Северной Финляндии во время сильного землетрясения 1626 г., появление трещин у пос. Териберка при землетрясении 1917 г. с $M = 4,5$ (Панасенко, 1969); возможно, с локальными землетрясениями связано возникновение трещин на северном берегу Ладожского озера (обнаружены Г.Ц. Лаком). До сих пор единичны и случаины инструментальные данные о локальных смещениях в связи с землетрясениями. В Северной Финляндии вблизи эпицентров землетрясений интенсивностью III балла и одного IV балла (1956 г.) нивелирования 1946 и 1962 гг. обнаружили на участке 4 км поперек зоны разломов смещение всего 5 мм, т.е. в пределах ошибок измерения (Кярийайнен, 1969). В Центральной Финляндии повторное нивелирование 1897–1903 и 1946 гг. через зону разломов, с которой связывают ряд землетрясений, в том

числе 1.VIII 1963 г. с $M = 4,3$ и 11.I 1964 г. с $M = 3,2$, установило смещение на 2 см (среднерасчетная скорость 0,1–0,2 мм/год (Talvitie, 1971). В обоих случаях из-за малых величин смещения и больших интервалов нивелирования невозможно надежно определить, были ли смещения по разломам импульсными, единовременными и знакопеременными, т.е. связаны ли они с землетрясениями, или происходили направленно и сравнительно равномерно в интервалах между землетрясениями.

Мы проследили (по данным С.В. Победоносцева) без учета метеорологических факторов ход уровня моря на постах Мурманск, Полярный, Териберка в годы, близкие землетрясению 24.X 1968 г. с $M = 4,2$ вблизи Кольского залива, а также в пунктах Ковда и Умба в годы до и после землетрясения 20.V 1967 г. с $M = 4,7 \pm 0,3$ в Кандалакшском заливе. Эта попытка выявить локальные аномалии в ходе современных движений не дала однозначных результатов.

Таким образом, для региона пока что можно констатировать, что если аномалии в ходе современных движений (сейсмотектонические дислокации) в связи с землетрясениями $3 \leq M \leq 5$ и существуют, то величина их не превышает 1–2 см.

Наконец, в плане рассматриваемой темы интересен вопрос о периодической активизации современных землетрясений и медленных движений регионального характера. В нескольких ранних работах отмечена по данным уровнемерных наблюдений активизация современных движений в отдельные годы (до 1927 г.), совпадающие с годами относительно более сильных или частых землетрясений (Witting, 1943; Siren, 1963; см. также Горшков, 1947; Николаев, 1967б).

Для таких крупных районов, как юго-восточная часть Балтийского щита и прилежащие части Восточно-Европейской платформы, северо-восток и юг Восточно-Европейской платформы и Средний Урал, периоды повышения и понижения сейсмической активности устанавливаются по графикам высвобождения суммарной энергии землетрясений (Ананьев и др., 1973). Изменения интенсивности и знака современных медленных движений по имеющимся данным сопоставляются с ними только условно.

На юго-востоке Балтийского щита, например, последние периоды повышенной сейсмической активности падают на 1927–1940 и 1956–1968 гг. (на северо-востоке – 1910–1917 и 1960–1968 гг.), между тем как по данным трехкратного нивелирования вдоль Мурманской железной дороги период между нивелированиями 1927–1931 и 1945–1947 гг. характеризовался преимущественными погружениями, а между 1945–1947 и 1969–1970 гг. – преимущественными поднятиями. Неполная корреляция, в частности, может объясняться несовпадением сравниваемых периодов и регионов. В бассейне Балтики для последних десятилетий сопряженный анализ данных не производился, поэтому мы пытались наметить периодичность только сейсмических проявлений для некоторых районов Балтийского щита (табл. 3). Несмотря на неполноту и недостаточную сопоставимость данных, можно сделать несколько следующих выводов: 1) для наиболее сильных землетрясений выбранных участков региона ($4,5 \leq M \leq 5,5$), которые, как известно (Bath, 1953), высвобождают главную долю сейсмической энергии, характерна неравномерность и периодичность возникновения; 2) наибольшая (в расчете на равную площадь) частота землетрясений (периодов активности) и величина высвобожденной сейсмической энергии присуща Северной и Центральной Финляндии, т.е. области, ближней к максимуму современного поднятия и бывшей ледниковой нагрузки; 3) основные сейсмические события повторяются в области максимума поднятия через 20–30 лет, а на северо-востоке щита – через 40–60 лет и в разных участках региона они не совпадают или только частично совпадают во времени. На этом основании будущие землетрясения можно ожидать в годы, указанные в нижней части табл. 3¹.

¹ После сдачи настоящей работы в печать произошло землетрясение в Эстонии 25 октября 1976 г. с $M = 4,7$.

Таблица 3

Распределение сейсмической активности Балтийского щита во времени
(для землетрясений $4,5 \leq M \leq 5,5$)

Составлено по данным: Renquist, 1930; Горшков, 1947; Bath, 1953;
Панасенко, 1969; Ананыин, 1968 и др.

Северная и Централь- ная Финляндия, ~ 200 тыс. км 2		Северо-восточная насть щита, ~ 300 тыс. км 2		Юго-восточная часть щита и пограничные районы Вос- точно-Европейской плат- формы, ~ 600 тыс. км 2	
Годы	Промежутки	Годы	Промежутки	Годы	Промежутки
1626	111	1626	—		
1737	21		146		
1758	99	1772	39		
1857	25	1811	62		
1882	16	1873		1881- 1882	21-22
1898- 1902- 1909			37-44	1902- 1904	
	20-28				9-15
1926- 1929		1910- 1917		1911- 1919	8-15
			34-40	1926- 1927	10
	39-42			1936- 1937	20-23
				1956- 1960	
1968		1960			
1984- 2010	(?)	2000- 2010(?)		1975- 1980(?)	

Интересно, что на отдельных локальных участках (разломах, блоках) отмечаются близкие или более короткие интервалы повторяемости землетрясений меньшей магнитуды: 20–30 лет в Куопио (Talvitie, 1971), 7–12–32 года на северном берегу Ладожского озера (Miaymura, Pentillä, 1964).

Общий вывод, по нашему мнению, состоит в том, что не только региональные сводовые движения, но в значительной степени и сейсмические проявления региона приурочены к центрально-ледниковой области (см. рис. 11, 12), хотя в ее пределах они могут проявляться в локальных смещениях по новейшим или молодым тектоническим разрывам.

О соотношении гляциоизостатических и собственно тектонических движений. Для этапа новейшего развития Фенноскандии роль разрывных нарушений и блоковых движений на фоне общего медленного и пологого воздымания могла быть значительна, хотя количественные соотношения движений блоков и эпейрогенических сводовых движений не могут быть строго обоснованы. Голоценовые движения региона характеризуются господством общего сводового поднятия, усложненного (особенно на периферии), но нисколько не затушеванного автономными подвижками локальных структур и, вероятно, флексурными зонами. Ведущей чертой современных движений региона также является закономерное унаследованное сводовое поднятие, на фоне которого в центре проявляются разрывные нарушения и вместо которого на периферии развиваются общие опускания и дифференцированные движения блокового характера.

Следовательно, новые фактические данные подтверждают и уточняют схему сводового поднятия Фенноскандии в поздне- и послеледниковое время, разработанную Г. де Геером, А. Хёгбомом, В. Рамзаем, Б. Гутенбергом, М. Саурено. Существенную, а тем более ведущую роль блоковых движений в голоцене можно принимать только, если рассматривать отдельные участки и структуры на Кольском полуострове и в Карелии (Бискэ и др., 1971; Кошечкин, 1972; Кошечкин, Стрелков, 1974), но никак не применительно ко всему региону (Николаев, 1966, 1967а; Бискэ, 1970). Мы не видим оснований, чтобы признать справедливыми такие крайние высказывания, как: "схема равномерного сводового поднятия Хёгбома неверно отражает план поздне-поселедниковых движений"¹ (Николаев, 1966, стр. 125); "Фенноскандия испытывает не куполообразное поднятие, а представляет собой сложную мозаику участков с достаточно самостоятельным характером движений" (Бискэ, 1970, стр. 35).

В свете поставленной в начале раздела проблемы природы голоценовых и современных движений вкратце рассмотрим главные возражения сторонников мозаично-блокового характера движений Фенноскандии (Балтийского щита). В последних работах этих исследователей (Николаев, 1965, 1966, 1967а; Николаев и др., 1967; Бискэ и др., 1971; Бискэ, 1970; Богданов, 1965; Богданов, Ходотов, 1967), в отличие от более ранних работ (Николаев, 1949; Бискэ, 1959), отсутствуют собственные спектры береговых линий и не используются опубликованные данные, которые только и могут рассматриваться в качестве фактического материала для выводов о движениях голоценового времени. Методически неверно также обосновывать или опровергать характер голоценовых поднятий на основе сопоставлений или ссылок на возможный характер новейших и определяемый инструментально характер современных движений, тем более за пределами щита (Николаев, 1967а, стр. 56; Бискэ, 1970, стр. 35). Столь же неправомерно подменять фактические данные о голоценовых движениях представлением о том, что "неоднородность коры должна была приводить к различной реакции на воздействия, вызванные как глубинными процессами, так и внешними силами" (Николаев, 1967а, стр. 59).

Представление об усиленном воздымании Скандинавских гор в голоцене не имеет фактического подтверждения (см. рис. 2–4). Поэтому и противопоставле-

¹ А. Хёгбом, как и некоторые другие исследователи, подчеркивал, что куполообразное воздымание Фенноскандии осложнется частными разрывами.

ния якобы повышенных величин их поднятия вероятно уменьшенной мощности ледникового покрова над Скандинавскими горами не являются доказательными.

Утверждение, что внешняя граница области поднятия параллельна или совпадает не с границей последнего оледенения, а с границей Балтийского щита, по меньшей мере неточно (см. рис. 1 и 10), к тому же граница поднятия смешалась в течение голоцена. Доказанное же совпадение области максимального поднятия на севере Ботнического залива с областью максимальной мощности ледникового покрова (см. рис. 10) и пространственно-временная корреляция смещения области максимального поднятия и границы поднятия—опускания с дегляциацией (см., например, Грачев, Долуханов, 1970; Donner, 1969; рис. 4) — являются сильным аргументом в пользу их генетической связи. Кстати, прогибание земной коры под нагрузкой уже в первые килограммы на квадратный сантиметр, т.е. значительно меньшей нагрузок в областях оледенения, считается вполне реальным (Артюшков, 1967; Асеев и др., 1974) и подтверждается исследованиями современных движений в районах крупных водохранилищ и городов.

Ссылка на существование во внеледниковых равнинных областях столь же высоких (до 1 см/год) величин скорости движений не убедительна, поскольку: 1) по последним данным во внеледниковых платформенных областях скорости не достигают 1 см/год (см. стр. 61–62); 2) во внеледниковых областях участки повышенных значений скорости никогда не охватывают таких мегаструктур, как Балтийский щит; 3) во внеледниковых районах распределение скорости движений не показывает таких пространственных и временных закономерностей изменений, как в ледниковых.

Положение о несовладении интенсивности общей площади и контура голоценового поднятия (при совпадении его центра) с распределением аномалий силы тяжести утеряло силу аргумента против гляциоизостатической природы голоценового поднятия после того, как выяснилось отсутствие строгой корреляции между движениями и гравитационными аномалиями как в областях современного оледенения, так и в экстрагляциальных областях плейстоцена (Käägiäinen, 1953; Люстих, 1957; Honkasalo, 1963; Евтеев, Лазуков, 1964; Калашникова, 1970, 1971; Шустова и др., 1973). Вероятно, вопрос надо ставить не так, что распределение гравитационных аномалий в областях древнего оледенения не подтверждает представления о гляциоизостатическом поднятии, а что оно не согласуется однозначно с направленностью молодых и современных движений вообще.

Нельзя признать справедливыми следующие утверждения: "гипотеза всплыивания Фенноскандии ничем не подтверждается", "гравиметрическая съемка не только не подтверждает, но явно опровергает гипотезу всплыивания Фенноскандии" (Люстих, 1957, стр. 82–83). Не подтверждается только полное соответствие аномалий силы тяжести с распределением молодых и современных движений, откуда следует вывод о том, что распределение аномалий может быть вызвано и другими причинами. В настоящее время эти причины видят в различиях мощности коры на разных участках и в контрасте плотностных неоднородностей между породами земной коры и мантии, а также в их перераспределении при ледниковой нагрузке и разгрузке (Магницкий, 1965; Артюшков, 1967; Калашникова, 1970, 1971; Шустова и др., 1973). Е. Пенттиля (Penttilä, 1969), рассчитав величины массы на разных участках земной коры с учетом ее многослойности, нашел, что распределение величин и скорости современных (а следовательно, и голоценовых. — А.Н.) поднятий хорошо согласуется с распределением вычисленных величин масс. Вывод исследователя сводится к тому, что нарушения изостатического состояния региона обусловлены не только влиянием ледникового покрова, но также первичными различиями в толщине земной коры. К близким выводам пришла также группа советских исследователей (Шустова и др., 1973), согласно которым остаточные изостатические аномалии совпадают с тремя крупнейшими блоками земной коры. В частности, центральный, наиболее интенсивно поднимающийся блок, заключенный внутри внутренней шарнирной линии Саурено, совпадает с областью прежней максимальной ледниковой нагрузки, но также

совпадает с отрицательной изостатической аномалией над блоком максимальной мощности земной коры.

Быстрое выравнивание (10^2 – 10^3 лет) частных нарушений вскоре после снятия ледниковой нагрузки и длительные (10^4 лет) возвратные движения на обширных площадях, что как раз и установлено для Фенноскандии, по расчетам геофизиков (Магницкий, 1965; Артюшков, 1966, 1967; Ушаков, Красс, 1969; Каракин, 1973), характерны для восстановления нарушенного ледниковым покровом равновесия земной коры в условиях существования слоя пониженной вязкости (астеносфера) на глубинах 100–250 км.

Говоря о продолжении в голоцене тектонических поднятий Балтийского щита, характерных для всей фанерозойской истории его развития, противники гляциоизостазии не учитывают временных и пространственных закономерностей голоценовых движений и их интенсивности (Магницкий, 1965). Даже при средней скорости тектонических движений в 1 мм/год современная высота большей части Балтийского щита была бы превышена за 0,1–0,2 млн. лет, а за 1 млн. лет достигла бы 1 км. Фактически же даже скорость современных, замедленных по сравнению со среднеголоценовыми, движений в среднем на Балтийском щите значительно больше; скорость же тектонических движений принимают в 4 мм/год и более (Кошечкин, 1973). Уже поэтому неизбежен вывод о колебательном характере движений с периодом в десятки тысяч лет. А при этом с геологических и геофизических позиций невозможно не считать колебания гляциоизостатически обусловленными. Но даже в альтернативном варианте трудно говорить о наследовании голоценовым поднятием Балтийского щита тенденций палеозойско-кайнозойских тектонических движений (Д. Архангельский, Г. Штилле, см. Люстих, 1957; Николаев, 1966, 1967а; Шульц, 1967; Кошечкин, 1969; Кошечкин, Стрелков, 1974) при такой частоте колебаний и разнице в скоростях движений. Если говорить об унаследованности развития, то правильнее акцентировать внимание на чертах структурной унаследованности голоценовыми движениями, более древних в плане, что отмечается для ряда участков.

Среди некоторых авторов, признающих влияние гляциоизостазии, распространено мнение о завершении влияния этого фактора и перехода к чисто тектоническим движениям в пределах Фенноскандии уже к середине голоцена или к началу позднего голоцена (Мещеряков, 1965; Кошечкин, 1968; 1973; Стрелков, 1973; Николаев, 1965). Материалы, приведенные выше, свидетельствуют в пользу утверждения о сохранении на большей части региона и в позднем голоцене и в настоящее время основных признаков именно гляциоизостатических движений. Это укрепляет автора в позиции, намеченной и развивающейся в ряде работ (Никонов, 1965, 1967, 1973в; Гзовский, Никонов, 1968, 1973), а именно: продолжающиеся на большей части Фенноскандии гляциоизостатические движения на периферии заменяются блоковыми тектоническими движениями, а на остальной части только усложняются медленными или быстрыми (сейсмическими?) подвижками по отдельным разломам.

Таким образом, на северо-западе и севере Восточно-Европейской платформы гляциоизостатические движения сильно проявлялись в первой половине голоцена и почти отсутствовали в среднем голоцене, в позднем же сменялись опусканиями или дифференцированными тектоническими движениями (Современные вертикальные движения..., 1958; Мещеряков, 1961б, 1965; Гуделис, 1973; Можаев, 1973; Былинский, 1973); на периферии Фенноскандии проявилась та же последовательность со сдвигом во времени, и на основной, большей, части региона гляциоизостатические сводовые поднятия продолжают господствовать.

Итак, по мнению автора и многих других исследователей (см., например, Sauramo, 1958; Марков, 1960; Флант, 1963; Schofield, 1964; Артюшков, 1966; Ушаков, Красс, 1969; Грачев, Долуханов, 1969, и др.), о ведущей роли гляциоизостатического фактора в проявлении голоценовых и современных движений Фенноскандии свидетельствуют такие признаки, как: 1) сводовый характер поднятия в соответствии с расположением центрально-ледниковой области, формой ледникового покрова и обобщенными границами последнего оледенения (см.

рис. 10); 2) последовательное концентрическое сокращение области поднятия и изменение скорости поднятия в соответствии с ходом дегляциации; 3) повышенные по сравнению с внедниковыми платформенными районами на порядок величины скорости и градиента (см. рис. 1), их изменение во времени (см. рис. 7,8); 4) отсутствие, как правило, согласования с гео- и морфоструктурами кристаллического фундамента (см. рис. 4, 10).

4. Сопоставление с другими областями покровного оледенения и общие закономерности

Проблема гляциоизостазии и соотношения гляциоизостатических движений с тектоническими актуальна не только для Фенноскандии, но и для всех областей четвертичного и современного покровного оледенения. Масштаб явления и проблемы определяется уже тем, что ледниковые покровы и щиты (Европейский, Урало-Сибирский, Баренцевоморский, Лаврентийский, Южно-Американский) на протяжении последнего примерно 1 млн. лет четырежды возникали и исчезали; в эпоху максимального оледенения четвертичного периода они занимали около 1/4 площади современной суши; земная кора прогибалась под ними на сотни метров, до 700–800 м.

Естественно, возникает вопрос, в какой степени выявленные для Фенноскандии закономерности присущи другим областям древнего и современного оледенений. Несмотря на более слабую в целом изученность других ледниковых областей, особенно в отношении площадного охвата, для ответа на этот вопрос имеется ряд материалов по территории Северной Америки (Флинт, 1963; Innes, Weston, 1966; Грачев, Долуханов, 1969, 1970; Papers..., 1970; Walcott, 1972, 1975, и др.), по Шпицбергену и Земле Франца-Иосифа (Дибнер, 1965; Гросвальд, 1963, 1967; Семёвский, 1967; Schytt et al., 1967; Boulton, Rhodes, 1974; Ковалёва, 1974), Гренландии (Грачев, 1973а; Ten Brink, 1974) и Шотландии (Мещеряков, Синягина, 1961; Каплин, 1973).

Сопоставление опубликованных материалов, частью систематизированных в табл. 4 и на рис. 13, позволяет наметить следующие общие закономерности движений в областях недавнего оледенения, подобные отмеченным для Фенноскандии.

Контуры областей голоценового поднятия в общем согласуются с границами ледниковых щитов (Мещеряков, Синягина, 1961; Innes, Weston, 1966, рис. 1, 3;

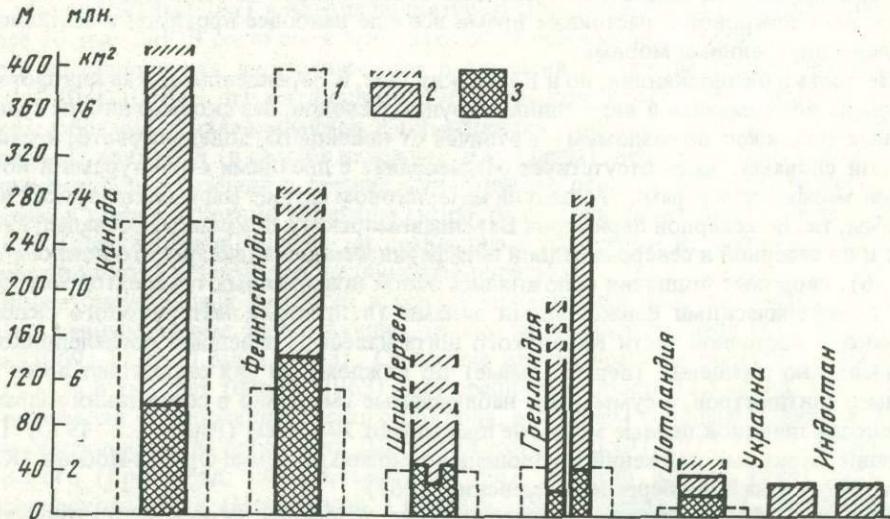


Рис. 13. Графики распределения поздне- и послеледниковых поднятий земной коры на месте разных ледниковых покровов и щитов в соотношении с их площадью

1 — площадь бывшего ледникового покрова (млн. км^2); 2 — общее поднятие с начала дегляциации, м; 3 — поднятие за последние $6 \pm 0,5$ тыс. лет, м

Таблица 4

Движения земной коры под нагрузкой ледниковых покровов.
Площадь ледниковых покровов дана в млн. км² (числитель), объем - в млн. км³ (знаменатель),
в эпоху максимального оледенения

Величины движений земной коры, м	Древние покровы			
	Европейский 5,76/7,6 (Niskanen, 1953; Kääriäinen, 1953; Sauramo, 1958)		Лаврентийский 13,1/21,1 (Флинт, 1963; Walcott, 1972; Грачев, 1973а)	
	Центр*	Северная периферия	Центр*	Северная периферия
Общая величина погружения	~700		850	
Поднятие за последние 10 ± 1 тыс. лет**	>235–285	120	>400	~100
Поднятие за последние 6 ± 0,5 тыс. лет	100	10	138	20–40
Рассчитанное будущее поднятие до изостатического выравнивания	180–210		300 ± 120	

* Центр – центральнооледниковая область, т.е. область с максимальной толщиной льда.

** С учетом эвстатического повышения уровня моря в 35 м.

Грачев, Долуханов, 1970, рис. 9, 10; Walcott, 1972, рис. 16; рис. 10 настоящего раздела). В голоцене восстановление изостатического равновесия привело к поднятию ледниковых областей на 100–400 м (см. табл. 4), причем поднятие было тем больше, чем большую площадь (известна точнее) и мощность имел ледниковый покров и чем позже он растаял (см. рис. 13). Изобазы поднятия располагаются в целом концентрически относительно центров бывшего оледенения, т.е. областей максимальной ледниковой нагрузки; над этими последними располагаются участки наибольшей величины и наибольшей скорости воздымания в голоцене.

Чем крупнее (по площади и объему) был ледниковый покров (щит), тем больше общая амплитуда движений земной коры на его месте и скорость за сравнимые отрезки времени на одинаковом удалении от его центра. Центральнооледниковые области всех покровов в настоящее время все еще наиболее прогнуты и частично затоплены внутренними морями.

Не только Фенноскандия, но и Канадский щит, и Баренцевоморская платформа в голоцене воздымались в виде единых крупных сводов, без сколько-нибудь существенных подвижек по разломам – в отличие от новейшего, доледникового, времени. Иными словами, здесь отсутствует согласование с древними структурами и новейшими морфоструктурами. Только на материковом склоне Баренцевоморской платформы, т.е. по северной периферии Баренцевоморского покрова (Гросвальд, 1967), как и по северной и северо-западной периферии Фенноскандинавского покрова (см. рис. 6), сводовые поднятия осложнялись зоной повышенных градиентов скорости, т.е. периферическими флексурными зонами (в пределах материкового склона). Только в восточной части Канадского щита известны заведомо последниковые разрывы, но смещения (вертикальные) по каждому из них составляют всего несколько сантиметров, а суммарные наблюдаемые смещения в серии таких разрывов в полосах шириной первые метры не превышают 10–20 см (Papers . . . , 1970). Проявление блоковых движений в голоцене возможно на Земле Франца-Иосифа (Ковалева, 1974) и на Шпицбергене (Семевский, 1967).

Как и в Фенноскандии, среднерасчетные величины скорости тектонических поднятий за фанерозойское время на Канадском щите (Walcott, 1972) и только за новейшее время на арктических архипелагах (Кирюшина и др., 1961) на 2–3 порядка меньше, чем величины скорости даже современных движений в центральнооледниковых областях поднятия (5–10–15 мм/год).

Древние покровы		Современные ледниковые щиты			
Баренцевоморский 2,0/2,5 (Гросвальд, 1967; Schytt et al., 1967)		Гренландский 2,2/2,7 (Грачев, 1973; Ten Brink, 1974)		Антарктический 13,9/24 (Марков и др., 1968; Воронов, 1969)	
Центр*	Северная периферия	Западная периферия	Северная периферия	Центр*	Восточная периферия
		1000		750	
>85	~100	>145 (200)	>80 (>280)		60 (?)
>35	28–33	20	35–40		≥14–20
	~200				

Весьма показательны также изменения величин (а по периферии – и знака) скорости в течение голоцена (табл. 5, рис. 7; см. также Schofield, 1964; Семевский, 1967; Грачев, Долуханов, 1970; Каплин, 1973; Ten Brink, 1974, и др.). В течение голоцена скорости поднятия уменьшались по экспоненциальному закону. В начале голоцена они составляли несколько сантиметров в год, в середине голоцена – многие миллиметры – первые сантиметры в год, а в настоящее время на большей части освободившихся от льда в голоцене территорий измеряются миллиметрами в год. Очень важно установленное пока только для Канадского щита с его наиболее древними датировками хода дегляциации (Грачев, Долуханов, 1969, 1970; Грачев, 1973а) нарастание скорости воздымания от начала дегляциации (около 17–18 тыс. лет назад) к древнему голоцену. В течение последних 18–20 тыс. лет (а может быть, и в течение 100 тыс. лет) в Канаде поднятие со скоростью более 1 см/год длилось не более 10 тыс. лет. В согласии с этим находится современная оценка продолжительности восстановления изостатического равновесия на основе геофизических данных – 20 ± 10 тыс. лет (Артюшков, 1967; Ушаков, Красн, 1969; Walcott, 1972). Таким образом, устанавливаются и объясняются краткость (10^4 лет) периода интенсивных движений (в связи с каждым оледенением), неоднократные резкие колебания скорости движений в течение четвертичного периода, меньшие на несколько порядков среднерасчетные величины скорости тектонических движений за геологическое (доледниковое) время по сравнению с голоценом и, наконец, отсутствие горных поднятий в центральнооледниковых областях.

Волна интенсивных поднятий вслед за дегляциацией прослеживается, по имеющимся данным, кроме Фенноскандии, только на Канадском щите (Грачев, Долуханов, 1969, 1970; Грачев, 1973). Смещение внутрь границы области поднятия на 260 км за 8 тыс. лет (Флинт, 1963) дает среднюю скорость 32,5 м/год. Так же, как на периферии Фенноскандинавского покрова, в позднем голоцене поднятия сменялись опусканиями на периферии Лаврентийского (Walcott, 1972, 1975), Баренцевоморского (Гросвальд, 1967; Семевский, 1967; Boulton, Rhodes, 1974) покрова и Шотландского щита (Мещеряков, Синягина, 1961; Флинт, 1963). Эти опускания можно рассматривать как пояса компенсационных опусканий вокруг воздымавшихся сводов, смещающиеся внутрь по мере сокращения последних, как это и предсказывается теоретическими расчетами (Артюшков, 1966, 1967; Ушаков, Красн, 1969).

Таблица 5

Величина скорости движений, мм/год, в течение голоценена в разных ледниковых областях
Грачев, Долуханов, 1969; 1970; Walcott, 1972; 1975; Каплин, 1973; Ten Brink, 1974;

Период	Древние ледниковые покровы					
	Лаврентийский		Европейский		Баренцевоморской	
	Центр	Восточная периферия	Фенноскандинавский центр	Шотландский центр	Шпицберген	
10–8 тыс лет назад	100–70	70	30	10	13 (30?)	
4–3 тыс. лет назад	30	3–5	10–15	4–5	3 (6?)	
Последние десятилетия	$\geq (5 \pm 2)$ (20 ± 5?)	–(2–3)	9–10	3,8–5,8	(3?)	

П р и м е ч а н и е: Эвстатическое повышение уровня Мирового океана учтено по кривой в работах А.Ф. Грачева, П.М. Долуханова (1969, 1970); скорость современного повышения уровня принята в 0,8 мм/год.

Что касается *современных* движений, то их величины и площадное распространение известны, кроме Фенноскандии, только для отдельных участков бывших покровов (рис. 14, 15). На территории Лаврентийского покрова, не пересеченной линиями нивелирования и недостаточно обеспеченной уровнемерными данными, поднятие в центре оценено в $2 \pm 0,5$ см/год путем экстраполяции данных по перекосу уровня Великих озер и по геодезическим данным, а также на основании пересчета величин скорости позднеголоценового поднятия (Papers . . . , 1970; Walcott, 1972, 1975). По геоморфологическим и археологическим материалам средняя скорость поднятия берегов Гудзонова залива за последние 1–3 тыс. лет составляет 9–12 мм/год (Bird, 1954; Papers . . . , 1970). По уровнемерным данным современное поднятие западного берега Гудзонова залива оценивается величиной всего 4 ± 2 мм/год за 1940–1969 гг. Столь малая величина может объясняться, по нашему мнению, расположением уровнемерного пункта в устье р. Черчилл на аккумулятивной косе, которая, вероятно, испытывает относительное локальное опускание за счет естественного уплотнения дельтовых осадков и увеличения в последние десятилетия строительных нагрузок.

По данным повторного нивелирования область западнее Великих озер поднимается со скоростью до 10–14 мм/год, а северо-восточнее – до 10–11 мм/год (Papers . . . , 1970; Meadé, 1975). На западной периферии покрова скорость поднятия измеряется величиной 10–16 мм/год (см. рис. 14). Показательно хорошее согласование, по данным разных методов, простирации изобаз и величин скорости поднятия в голоцене и в настоящее время на юго-восточном фланге Лаврентийского покрова, свидетельствующее об унаследованности современных движений от голоценовых (Walcott, 1975, рис. 2, 7). Центральноледниковая область в Канаде, как и в Фенноскандии, характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести (Innes, Weston, 1966; Papers . . . , 1970; Walcott, 1975), что согласуется с представлением о гляциоизостатической природе поднятий.

В Шотландии, где ледниковый щит был значительно меньше, тоньше и исчез на несколько тысяч лет раньше, скорость современного поднятия достигает только 3–5 мм/год (см. Мещеряков, Синягина, 1961; Флинт, 1963).

Величина скорости поднятия по периферии современных ледниковых шапок Северной Земли, Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Новосибирских островов по высоте и возрасту поднятых террас оценивается в 2–5 мм/год в позднем голоцене, 3–8 мм/год в настоящее время (рис. 15) (Дибнер, 1965; Баскаков, Штайхер, 1968; Борисов, 1973, 1975, 1976; Ковалева, 1974). На Новой Земле (п-ов Адмиралтейст-

(по материалам: Kääriäinen, 1953; Дибнер, 1965; Schytt et al., 1967; Марков и др. 1968; Ковалева, 1974)

Современные покровы и купола					
Баренцевоморской	Гренландский		Антарктический	Земля Франца-Иосифа	Северная Земля
Южная периферия, о. Колгуев	Восточная периферия	Западная периферия	Восточная периферия	Земля Александры	О. Большевик
18 (?)	60–70	30	4–17 (?)	8–10	12
1–2	5	3	4	1,5–2,5	1,7–3,6
–1,6					

ва) скорость поднятия в последние столетия оценена даже в 15 мм/год (Рихтер, 1965; Ковалева и др., 1974). В этих областях намечаются три особенности движений: 1) повышенные величины скорости в сравнении с участками побережий северных морей вдали от ледниковых шапок – 3–8 мм/год против 0,1–3,0 мм/год; 2) отсутствие уменьшения скорости поднятия в последние тысячи лет, вероятно даже увеличение ее, скорее всего за счет более интенсивного по сравнению с поздним голоценом (малой ледниковой эпохой) таяния льдов; 3) значительно большая сравнительно с областями крупных древних ледниковых покровов дифференцированность величин скорости современных движений на малых площадях, в общем соответствии с контурами ледниковых шапок указанных архипелагов.

В общем, в центральноледниковых областях скорости современного воздымания составляют обычно 2–5 мм/год, достигая 1–1,5 см/год. При учете ежегодного эвстатического повышения уровня Мирового океана на 1–2,6 мм/год (Калинин и др., 1975) приведенные скорости следует соответственно увеличить. Это на 0,5–1 порядок превышает скорости движений в платформенных неледниковых областях (см. табл. 19).

Уникальная возможность изучения процесса воздымания при снятии ледниковой нагрузки имеется в юго-восточной Аляске. Дело в том, что ледниковая шапка Южной Аляски не сокращалась в голоцене, как другие покровы и шапки, а, наоборот, разрасталась в результате увеличения влажности воздуха. В окрестностях залива Глейшер-бей отмечаются две фазы наступления ледников – 7 и 4,2 тыс. лет назад, а около 3 тыс. лет назад наступление ледников в этом районе стало всеобщим (вокруг залива Якутат они, например, увеличились в длину на 100 км). Интенсивное таяние и сокращение выводных ледников и ледниковой шапки в целом начались в этом районе лишь в последние столетия. Так, тот же залив Глейшер-бей, длиной около 100 км, еще 200 лет назад почти целиком заполненный льдом, в настоящее время свободен от него почти полностью. Только за период с 1880 по 1946 г. покрытая ледниками площадь уменьшилась здесь на 453 км², т.е. на 35%.

На сравнительно небольшой площади здесь имеется 31 уровнемерный пункт, часть из которых действует с конца прошлого – начала нынешнего века. Это дало возможность американским исследователям (Hicks, Shofnos, 1965) определить скорости поднятия и даже составить карту современных движений этого участка. Две особенности современных движений участка наиболее примечательны. Прежде всего это близкое к концентрическому расположение изолиний поднятия с центром как раз над участком самого недавнего и активного сокращения ледниковой шапки.

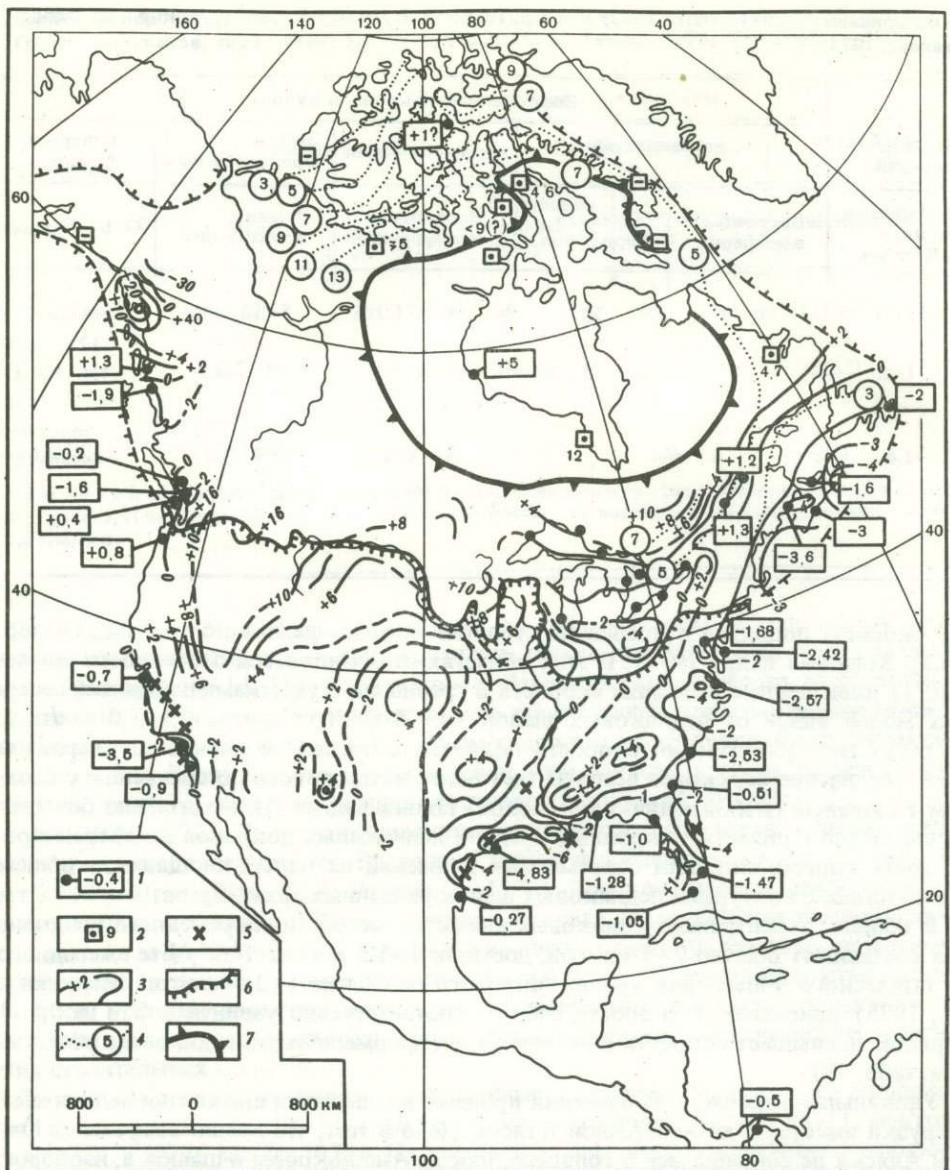


Рис. 14. Общая схема современных вертикальных движений Северной Америки. Составил автор с использованием материалов: Small, 1963; Hicks, Shofnos, 1965; Frost, Lilly, 1966; Papers..., 1970; Jong, Siebenheuer, 1972; Holdahl, Morrison, 1974; Isachsen, 1975; Vaniček, 1975; Walcott, 1975; Meade, 1975 и др.

1 — уровнемерные посты и величины скорости движения суши в них, мм/год (с учетом влияния эвстатического повышения уровня моря на 1 мм/год); 2 — пункты, где определена скорость движений в среднем за последние 3—1 тыс. лет по геолого-геоморфологическим данным и по радиоуглеродным датировкам (без учета эвстатического повышения уровня моря). В поднимающихся пунктах скорость указана сбоку, мм/год, опускание показано знаком "минус" внутри значка; 3 — изолинии скорости современных движений суши, мм/год (с учетом эвстатического повышения уровня моря на 1 мм/год); 4 — изолинии скорости современного поднятия, рассчитанные Д. Эндрюсом (Papers..., 1970) по данным о послепледниковом поднятии в результате освобождения от ледниковой нагрузки; 5 — участки аномально быстрого погружения поверхности за счет техногенных факторов, главным образом откачки флюидов; 6 — границы последнего (висconsinского) оледенения; 7 — Лаврентийский ледниковый щит в конце его существования (центральная, наиболее мощная часть Североамериканского ледникового покрова)

Распределение величин скорости поднятия совершенно не коррелируется с резко расчлененным горным рельефом этого участка. Кроме того, это очень высокие скорости поднятия — 8–20 мм/год, которые фиксируются неизменно на некоторых уровнях постах в течение всего нашего столетия или даже с 1890 г. В центре района на площади 230 км² поднятие достигает 40 мм/год и характерен большой градиент скорости, особенно в окрестностях залива Глейшер-бей — до $5 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹. Здесь только в течение нашего столетия суши поднялась почти на 2 м! Столь большие величины и скорость поднятия являются уникальными на земном шаре, если отвлечься от участков сильных землетрясений и вулканических извержений.

Резкое локальное поднятие на месте растаявших в течение 100–200 лет ледниковых залива Глейшер-бей, по-видимому, суммировалось с более обширным поднятием всего архипелага и прилежащего материка за счет таяния местной ледниковой шапки в течение последних тысячелетий. Этот пример наглядно показывает реальность гляциоизостатического поднятия.

Показательно также существование обширных поясов современных погружений вокруг воздымавшихся центрально-ледниковых областей. Аналогично поясу погружений на южной и восточной периферии Фенноскандинавского покрова погружения со скоростью 1–3 мм/год фиксируются на юго-востоке и юге Лаврентийского покрова (см. рис. 14), на юге и юго-востоке Баренцевоморского покрова (Карта современных вертикальных движений..., 1973), на юге Шотландского щита (Флинт, 1963), на периферии Таймырско-Североземельской и Новосибирской ледниковых шапок (см. рис. 15).

В более детально изученной с точки зрения современных движений области — на востоке Лаврентийского щита — аналогично восточной периферии Фенноскандии, начинают проявляться движения отдельных тектонических структур. Так, Аппалачи поднимаются с относительной скоростью 1–4 мм/год на фоне периферического пояса погружений. По данным нивелирования можно считать установленным (Recent..., 1975) рост со скоростью 2,2–2,8 мм/год гранито-гнейсового купола Адирондак на юго-восточной периферии Лаврентийского покрова. В Квебеке на фоне воздымания в 4–10 мм/год выявлен участок погружения до 4 мм/год в центре (Hamilton, 1967, 1969; Papers..., 1970). Быстрое погружение сопровождается здесь аномально высоким для щита градиентом скорости $3 \cdot 10^{-6}$ год⁻¹, отмечается совпадение с возвышенностью рельефа и положительной аномалией силы тяжести.

В отличие от Фенноскандии на Канадском щите при общем региональном сопоставлении голоценовых и современных движений земной коры с распределением эпицентров землетрясений и сейсмической активностью (Hamilton, 1967; Papers..., 1970) корреляция не обнаруживается. Но она намечается в области Шотландского и Баренцевоморского (?) ледниковых покровов.

Уточнение природы и количественной оценки тектонических движений подвергшихся оледенению щитов может быть проведено путем сопоставления с данными по щитам, оледенению не подвергшимся. Среди последних наиболее полные данные имеются по Украинскому кристаллическому щиту (Соколовский, Волков, 1965) (рис. 16 и см. рис. 1). На Украинском щите, как и на других щитах, голоценовые движения преимущественно положительны, голоценовые и современные движения пространственно не согласуются с контурами щита.

В отличие от кристаллических щитов и палеозойских массивов, подвергшихся последнему покровному обледенению, голоценовые движения Украинского щита характеризуются: 1) меньшей на порядок (5–25 против 40–400 м) величиной максимального поднятия и меньшей на порядок (0,5–2,5 мм/год против 0,5–4 см/год) среднерасчетной скоростью; 2) голоценовые деформации не образуют сводового поднятия с радиусом в 500–800 км, но, наоборот, чередующиеся друг с другом участки поднятия и опускания с попечерником в десятки — первые сотни километров (при размерах щита 900 x 250 км), как и вокруг щита на платформе; 3) локальные, резко дифференцированные деформации, по-видимому, в результате движений по разломам, имеют размах в среднем около 6 м (в 2 раза больше, чем на

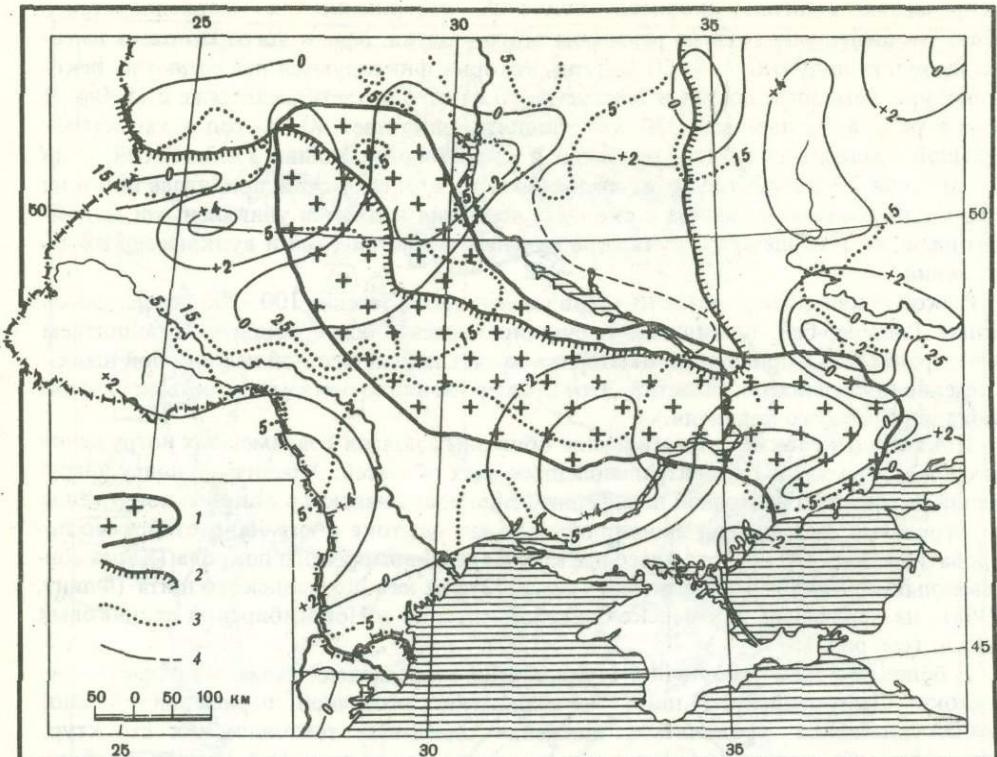


Рис. 16. Карта соотношения вертикальных голоценовых деформаций по Соколовскому и Волкову (1965) и современных движений ("Карта современных вертикальных движений"..., 1973, с исправлениями по Бондарку и др., 1973) Украинского щита и прилегающих частей Восточно-Европейской платформы

1 — Украинский щит; 2 — южная граница максимального (днепровского) оледенения; 3 — линии равных деформаций в голоцене, м; 4 — изолинии скорости современных движений, мм/год

окружающих участках платформы), т.е. соизмеримы с фоновыми движениями или максимум в 4 раза меньше фоновых, между тем как на освободившихся от последнего оледенения щитах локальные движения минимум на порядок (чаще на два) меньше региональных.

При сравнительном рассмотрении современных движений часто обращают внимание на то, что максимальные скорости поднятия в областях оледенения и на Украинском щите соизмеримы (фактически 1–1,5 см/год против 0,5 см/год). Однако это сходство максимальных величин скорости подавляется существованием очень важных различий, а именно: 1) распределение и знак современных движений на Украинском щите не согласуются с распределением голоценовых движений, так что они не могут считаться унаследованными; 2) Украинский щит отличается чередованием участков современных поднятий и опусканий, которые ни по размерам, ни по величине скорости (от –2 до –5 мм/год) не отличаются от современных движений на прилегающих участках Восточно-Европейской платформы; 3) средние и максимальные величины скорости современных движений на Украинском щите имеют тот же порядок, что и среднерасчетные скорости голоценовых движений — в отличие от областей покровного оледенения, где скорости современных движений на порядок меньше голоценовых; 4) Украинский щит в отличие от других рассмотренных щитов сейсмичен.

Приведенное сравнение показывает, что голоценовые и современные движения на щите, не подвергшемся последнему покровному оледенению, и на щитах, испытавших такое, существенно различаются и по площадному охвату движениями одного знака, и по пространственному и временному распределению, и по поведе-

нию скорости во времени. Региональных закономерностей рассматриваемых движений на Украинском щите, в отличие от щитов, освобождавшихся от ледникового покрова, обнаружить не удалось.

Показательны и количественные соотношения скорости движений (см. рис. 1, 14, 15). В областях последнего покровного оледенения скорости голоценовых и современных движений достигают 10–1 см/год, с убыванием по мере дегляциации независимо от того, развивались ли они на докембрийских щитах (Балтийский, Канадский), в областях палеозойской складчатости (каледониды Фенноскандии, Шотландии, Гренландии) или на мезозойской платформе (Баренцевоморская платформа, Шпицберген, Новая Земля). С другой стороны, Украинский докембрийский щит вне области последнего оледенения обнаруживает максимальные скорости голоценовых и современных движений, одинаковые с платформенными областями вне границ последнего оледенения и на порядок меньше, чем названные выше щиты.

С точки зрения автора, отмеченные резкие различия являются серьезным аргументом в пользу именно гляциоизостатической природы движений в областях недавнего покровного оледенения. В большинстве районов позднеплейстоценового оледенения направленность и контуры голоценовых гляциоизостатических движений (в меньшей степени) согласуются с общими доледниковыми тектоническими движениями, что затрудняет их количественное разделение. Но, например, в Исландии абсолютное гляциоизостатическое воздымание 9–11 тыс. лет назад, т.е. сразу после стаивания ледникового покрова, имело скорость до 10 см/год, между тем как общая тенденция доледниковых и послеледниковых тектонических движений состоит здесь в опускании и характеризуется скоростью $\geq 0,5$ мм/год за поздний плиоцен-плейстоцен и 1–1,5 мм/год за средний и поздний голоцен (Tryggvason, 1974).

При попытке количественного разделения гляциоизостатической и собственно тектонической составляющих современных движений в областях проявления гляциоизостазии за скорость тектонических движений можно принять скорость движений на периферии Фенноскандии или Канады, где по ряду отмеченных выше признаков (распределение изолиний скорости в соответствии с морфоструктурами, но не с общим водовым поднятием, чередование участков поднятия и опускания, замена направленных движений знакопеременными) гляциоизостатические движения постепенно прекратились. Для этих участков величины скорости составляют от долей миллиметра до 1–3 мм/год. Такие же значения скорости (при еще большей дифференциации областей опускания и поднятия) характерны для современных и голоценовых движений Украинского и Индийского (Recent..., 1975) щитов, где гляциоизостазия заведомо отсутствует. Следовательно, можно говорить о том, что *движения чисто тектонической природы, если и проявляются в областях гляциоизостатических поднятий, то со скоростью не более чем первые мм/год. т.е. их доля составляет 1/10–1/100 общей величины скорости.*

Приведенный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

Во-первых, следует принять широкое распространение (до десятков миллионов квадратных километров) гляциоизостатических движений со всеми присущими им признаками не только в голоценовое и настоящее время, но также в отдельные промежутки плейстоценовой эпохи, а судя по фактам зарождения отдельных ледниковых покровов в плиоцене (и даже в миоцене), и более древних эпох позднего кайнозоя.

Во-вторых, в течение всего этого времени области покровных равнинных (и, вероятно, полупокровных и долинных в горах) оледенений испытывали знакопеременные колебательные (с резко неравномерной скоростью) движения земной коры в соответствии с неоднократными возникновениями, исчезновениями и динамикой ледниковых покровов.

В-третьих, в областях гляциоизостатических движений в связи с каждой ледниковой эпохой (для Европейского покрова их насчитывается не менее четырех) собственно тектонические региональные движения подавлялись в течение десятков тысяч лет, а блоковые и локальные носили резко подчиненный характер.

Наконец, надо признать, что связь сейсмических проявлений с областями максимальных величин, скорости и градиента скорости гляциоизостатических движений не является всеобщей или даже распространенной. Правильнее говорить о том, что гляциоизостатические движения могут не только подавлять региональную тектоническую активность, но в ходе своего развития на разных участках и в разное время могут также возбуждать или подавлять тектоническую и сейсмическую активность отдельных структур.

Глава 2

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ВЫСОКОПОДВИЖНОМ И ВЫСОКОСЕЙСМИЧЕСКОМ ПОЯСЕ (ОРОГЕННАЯ ОБЛАСТЬ СРЕДНЕЙ АЗИИ)

Орогенная область Средней Азии является едва ли не наиболее тектонически и сейсмически активной в пределах СССР, поэтому и представляет особый интерес. История, закономерности и величины движений региона на новейшем этапе его развития отражены в большом количестве работ частного характера и нескольких капитальных трудах (Шульц, 1948; Губин, 1960; Чедия, 1972; Костенко, 1972).

В последнее время наметилась весьма актуальная тенденция поэтапной количественной оценки тектонических движений в рамках новейшего этапа и даже только четвертичного периода (Лоскутов, 1969; Трофимов, Чедия, 1970, Несмеянов, 1971; Никонов, 1970а, 1965а; Тетюхин, 1971; Чигарев, 1971; Белоусов и др., 1972, и др.). Однако последнему периоду геологической истории – голоцену и настоящему времени – уделялось до сих пор неоправданно мало внимания. Если в равнинно-платформенных районах и на Балтийском щите в особенности история изучения молодых движений насчитывает столетия, методы хорошо разработаны и основные закономерности пространственного и временного развития можно считать выявленными (Николаев, 1948б, 1962; Современные вертикальные движения..., 1958; Мещеряков, 1963, 1965; Рихтер, 1965; Былинская, 1974, и др.), то для орогена Средней Азии имеются главным образом отдельные разрозненные наблюдения и нередко противоречивые оценки локальной интенсивности молодых движений.

Трудности методического характера, малая и неравномерная изученность, локальный характер результатов не позволили дать общую площадную картину проявления рассматриваемых движений региона. Возможным оказалось систематизировать конкретные данные, наметить отдельные закономерности, дать некоторые сопоставления. При этом большое внимание уделено разрывным сейсмическим движениям (сейсмотектоническим дислокациям), которые прежде нередко выпадали из поля зрения исследователей.

1. Оценка скорости и градиента скорости медленных движений

Голоценовые движения. В Средней Азии, как и в других районах, использование геоморфологических методов, главным образом изучение продольных профилей террас, дает возможность измерить локальные движения, а для оценки региональных – использовать пропорциональные им скорости врезания рек, а также тектонически обусловленный градиент скорости перемещения поверхностей террас. Эти показатели могут быть использованы только как суммарные (алгебраические) за период от первых тысяч до первых десятков тысяч лет, т.е. усредненно характеризовать молодые движения.

Геолого-геоморфологические исследования по выявлению и оценке величин позднеплейстоцен-голоценовых медленных тектонических движений в Средней Азии немногочисленны и относятся преимущественно к Ферганской и Афгано-Таджикской депрессиям и северным предгорьям Тянь-Шаня (Резвой, 1947; Курдюков, 1948, 1951; Захаров, 1955; Финько и др., 1968; Белоусов, 1969; Ланге,

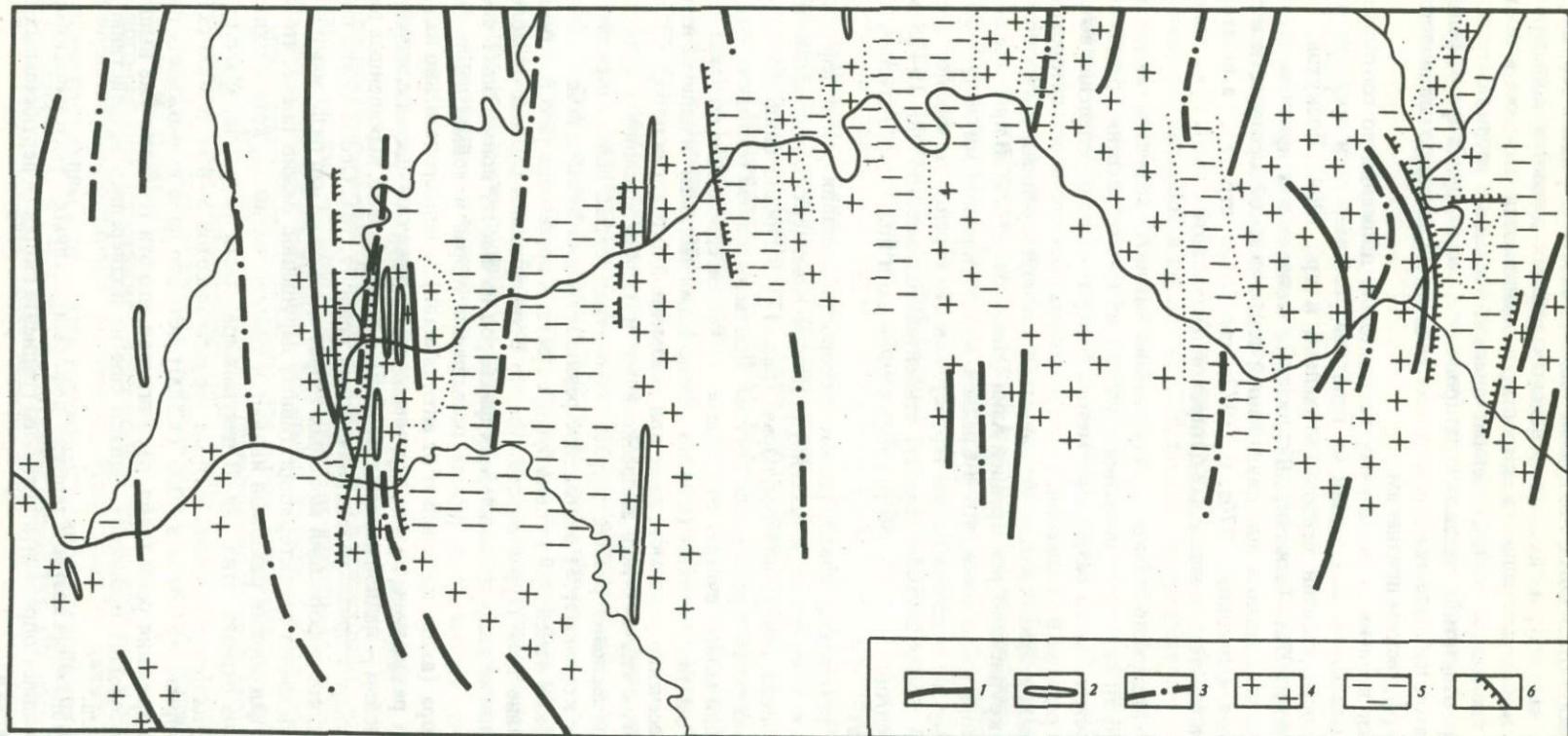
1969, Никонов, 1970в; Якубов и др., 1973; Жидков, Малиновская, 1975). В большинстве этих работ отмечаются локальные пликативные деформации террас, реже приводятся их амплитуды, лишь в отдельных работах делаются попытки расчета скорости; величины градиента скорости не оцениваются. Но даже в тех немногих работах, где даются количественные оценки, последние трудно считать достоверными из-за отсутствия надежных датировок террас и других форм рельефа. Этот же недостаток наблюдается и при оценке величин поднятия по гляциологическим и палеогеографическим признакам.

Метод оценки величин региональных голоценовых движений по соотношению их с неотектоническими, исходящий из гипотезы равномерности врезания рек и пропорциональности величин врезов (Агаханянц и др., 1964; Лоскутов, 1969; Трофимов, Чедия, 1970; Тетюхин, 1971, и др.), также нельзя признать строгим, во-первых, из-за чередования фаз повышенной тектонической активности и относительного покоя (Никонов, 1970а, б, 1972а, см. также стр. 18), а во-вторых, опять-таки из-за отсутствия надежных датировок фаз развития долин и, в частности, низких террас.

Стремление возможно точнее количественно оценить величины скорости и градиента скорости молодых движений с учетом их пространственного изменения потребовало прежде всего разработки метода более точного определения возраста молодых форм рельефа и отложений. Такие разработки осуществлены автором на основе использования археологических данных и радиоуглеродных датировок для бассейнов трех крупнейших рек Средней Азии (Никонов, 1973а). В процессе детальных исследований выяснилось, что в Средней Азии голоценовыми следует считать не только пойму и I надпойменную террасу, как это нередко до сих пор считается, но также и более высокие террасы относительной высотой до 15–25 м на равнине и в предгорьях, до 30–60 м в горах (Финько и др., 1968; Тетюхин, 1971; Никонов, 1973а).

Примеры и результаты новых расчетов скорости врезания рек и деформаций террас относятся, в частности, к бассейну р. Пяндж. Комплексный продольный профиль вдоль долины рек Пяндж-Амударья (рис. 17) наглядно свидетельствует о деформациях молодых террас вдоль долины. Подтверждением тектонической природы деформаций можно считать следующее: 1) четкое совпадение положительных изгибов террас с антиклиналями (обычно с их осевыми частями) и наличие изгибов террас при пересечении разломов, даже при неизменной литологии пород; 2) повышение во многих случаях над антиклиналями и границ руслового аллювия, и нижней границы аллювия разных террас, т.е. переход террас, поймы и русла в цокольные и даже коренные; 3) совпадение резких сужений русла и поймы, во многих случаях резких изменений уклона русла с местами пресечения рекой антиклиналей; 4) изгибание всех террас соответственно с увеличением высоты от молодых к древним. Влияние гидродинамических факторов на высоту поймы здесь сводится к минимуму. Кроме того, резкие повышения террас и поймы наблюдаются не в зоне подпора (выше по течению от антиклинали), а непосредственно над антиклиналями или разломами, так что террасы местами даже становятся следующими по счету (или пойма – надпойменной террасой). Следовательно, выявленные деформации террас следует признать тектоническими (рис. 17, 18). Особо нужно подчеркнуть тот факт, что деформации молодых террас здесь даже над разломами в большинстве случаев имеют характер пликативных нарушений. Важно также, что молодые движения над зонами разломов являются унаследованными, хотя и охватывают ограниченные отрезки этих зон. В центральной части депрессии археологическим методом удалось определить возраст террасы высотой 5–8 м в 3000 (± 1000) лет, однако террасы 15–20 м в 8000 (± 2000) лет. Это дало возможность определять скорости врезания реки (табл. 6), учитывая, что эти террасы уже вышли из под влияния русловых процессов, однако еще не подверглись воздействию склоновых процессов.

Полученные значения возраста террас, деформированных тектоническими движениями, позволяют определить величины градиента скорости вертикальных тектонических движений.



Р и с. 18. Карта голоценовых и современных тектонических движений в центральной части Афгано-Таджикской депрессии
 1 – оси антиклиналей, начавших расти в неогене; 2 – то же, в четвертичное время; 3 – оси синклиналей, развивающихся в четвертичное вре-

мя; 4 – участки голоценовых и современных поднятий; 5 – участки голоценовых и современных опусканий; 6 – разрывы, активные в голоцене (штрихи направлены в сторону опущенного крыла)

Материалы по голоценовым движениям рассматриваемой территории позволили сформулировать следующие выводы (Никонов, 1970а, б; 1975а).

1. Основные складчатые и разрывные структуры продолжают унаследованно от плиоцен-четвертичного времени расти в течение последних 10 тыс. лет. Кроме унаследованно развивающихся складок, в верхнем плейстоцене и голоцене появляются новые складки, почти исключительно в пределах синклинальных зон. т.е. общая структура депрессии усложняется (см. рис. 18).

2. В центральной части депрессии разрывы приурочены главным образом к крыльям складок (в своей основе коробчатых) и выражаются на поверхности террас в виде безразрывных деформаций с повышенным градиентом скорости движений ($1 \cdot 10^{-7}$ – $1 \cdot 10^{-6}$ год $^{-1}$) по сравнению с градиентом даже на обычных крыльях складок ($5 \cdot 10^{-8}$ – $5 \cdot 10^{-7}$ год $^{-1}$). В окраинных частях депрессии преобладают молодые дислокации, характеризующиеся фрагментарным вдоль зон распространением, импульсным проявлением и амплитудами в несколько десятков метров, градиентом порядка $5 \cdot 10^{-7}$ – $5 \cdot 10^{-6}$ год $^{-1}$.

3. В целом величины и скорости голоценового вреза и деформации возрастают к востоку, дифференцируясь, однако, по тектоническим зонам. В среднем за голоцен и за каждую его половину скорости вреза над сопряженными антиклиналями и синклиналями в центре депрессии различались не менее чем на 1–2 мм/год на западе и не менее чем на 2–4 мм/год на востоке.

Полученные величины скорости регионального врезания составляют от 1–1,5 мм/год в равнинной части территории (приблизительно 300–600 м абс. высоты) до 2–6 мм/год в горной части (примерно 1500–2500 м абс. высоты). При расчете по датированным низким террасам р. Сырдарьи и ее притоков (Финько и др., 1968; Тетюхин и др., 1972; Булатова и др., 1973) скорости врезания можно оценить в горах 1–5 мм/год, в низкогорье 1,5–3 мм/год, в предгорьях и на равнине 0,3–0,8–1,3 мм/год. Близкие значения скорости, хотя и без точных датировок террас, получаются для Приташкентского района – до 6 мм/год в среднегорье и до 2,7 мм/год в низкогорье (Якубов и др., 1973), для бортов Ферганской впадины 1–3,5 мм/год (Трофимов, Чедия, 1970; Несмеянов, 1971; Маматкулов и др., 1972), для предгорий Заилийского Алатау 0,5–3,0 мм/год (Белоусов, 1969; Жидков, Малиновская, 1975). Для характеристики величин локальных движений в Фергане показательно врезание канала над растущей антиклиналью на 12 м за последние примерно 3 тыс. лет, т.е. с ежегодной скоростью 4 мм/год (Рыжков, 1952, 1957). Градиенты скорости голоценовых движений над некоторыми локальными структурами достигают в Фергане и северных предгорьях Тянь-Шаня 10^{-6} год $^{-1}$.

По опубликованным данным произведен расчет скорости вреза рек и градиента скорости смещения поверхностей террас для районов среноазиатских геодинамических полигонов (Никонов, 1971). Полигоны Гармской группы находятся в долине р. Сурхоб в продольном тектоническом прогибе, в зоне крупнейшего Гиссаро-Кокшаальского разлома на границе двух систем поднятий – Гиссарской и хр. Петра I. Три других полигона (Алма-Атинский, Ташкентский и Ашхабадский) располагаются на сочленении интенсивно растущих горных систем (орогенов) с прилежащими равнинами (предгорными прогибами).

Как и для расчета характеристик современных движений (см. ниже), скорость и градиент здесь подсчитаны раздельно для участков вне локальных структур и над активными разломами. Рассчитанные для голоцена и послеледникового времени величины сведены в табл. 7 и изображены на рис. 19. Скорость врезания рек составляет от десятых долей до первых миллиметров в год вне разломов и от первых миллиметров в год до 10 мм/год над активными разломами. Градиент скорости движений над разломами и вне их имеет значения соответственно 10^{-8} – 10^{-7} и 10^{-7} – 10^{-6} год $^{-1}$. Иными словами, над живущими разломами скорость вреза рек и, по-видимому, скорость молодых движений на 0,5–1 порядок, а градиент скорости на 1–2 порядка выше, чем вне зон разрывов.

Особо стоит вопрос о величине и скорости движений в центральных частях горных систем и в высокогорье. На основании оценок глубин врезания рек в придон-

Таблица 6

Величины (числитель, м) и скорости (знаменатель, мм/год) вреза рек Пяндж-Амударья

Период	Равнинная территория		Предгорья в целом
	Антиклинали	Синклинали	
За первую половину голоцена, в среднем 8000 лет	15–25 — 2–3	10–15 — 1,2–1,8	30–80
За вторую половину голоцена, в среднем 3000 лет	8–12 — 3–4	2–5 — 0,7–1,7	3,7–10

ных частях долин (но без точных датировок террас) многие авторы для гор Тянь-Шаня и Памира принимают величины скорости 0,5–1,0 см/год или более (Ранцман, 1959, 1960; Агаханянц и др., 1964; Лоскутов, 1969; Трофимов, Чедия, 1970; Несмиянов, 1971; Белоусов, 1973). Относительное поднятие некоторых участков хребтов Западного Памира, Северного и Южного Тянь-Шаня, оцениваемое по каровым аномалиям и депрессии снеговой границы (Бондарев, 1975), составляет 300–700–1000 м и относительная скорость соответственно – 5–10–20 мм/год, если считать причиной исключительно тектонические движения и принимать время исчезновения последнего оледенения в Средней Азии около 60 тыс. лет. Максимальные из приведенных величин менее реальны, так как получены для западных частей Заалайского и Дарвазского хребтов с резко убывающим с запада на восток увлажнением, что должно было сказаться на высотах наблюдаемых ледниковых форм. Высокие значения градиентов деформации исходных линий вдоль хребтов (до 10^5 год $^{-1}$) можно считать подтверждением блокового характера движений отдельных участков хребтов.

На Западном Памире, где врезы со времени последнего оледенения достигают глубины 100–150 м (Хованский, 1971), скорость врезания рек можно оценить величиной 6,6–10 мм/год при длительности послеледникового времени 15 тыс. лет и 1,6–2,5 мм/год при длительности 60 тыс. лет (последнее более вероятно). В

Таблица 7

Голоценовые (5–10 тыс. лет) и позднеплейстоценовые (20–30 тыс. лет) вертикальные движения на полигонах Средней Азии

Полигон	Скорость врезания рек V , мм/год		Градиент скорости врезания рек $ grad V $, год $^{-1}$	
	вне локальных структур	над активными тектоническими структурами, в том числе разломами	вне локальных структур	над активными тектоническими структурами, в том числе разрывами
Гарм	5–6*	10*		$(2-5) \cdot 10^{-6}$
Нимичи	1,5–3*	6,5–8*	$(1-6) \cdot 10^{-7}$	$3,3 \cdot 10^{-6}$
Ашхабад	3,3–0,6	0,5–1,2	$(1-2) \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-6}$
Алма-Ата				
Талгар	0,5–0,7	до 1,5	$(1-2) \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}$
Ташкент	До 1–1,6*		$3 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}$	
	0,3–1,0			
	0,3–0,6			

*За позднечетвертичное и послеледниковое время (20 000–30 000 лет).

в этом районе нет препятствий для компенсации глубинной эрозией регионального тектонического поднятия, т.е. для признания одинакового порядка величин скорости врезания и поднятия. В котловинах Восточного Памира, где скорость врезания рек может значительно отставать от скорости регионального подъема, но где имеются хорошо археологически датированные террасы, врезание происходит в голоцене со средней скоростью всего 0,2–0,5 мм/год.

Поэтому, не отрицая возможности подъема горных массивов Средней Азии со скоростью 1–2 см/год, особенно на отдельных участках, мы все же не можем считать эти оценки надежными до получения абсолютных датировок голоценовых форм рельефа высогорий. Совершенно нереальными в свете имеющихся геолого-геоморфологических и геодезических данных (см. ниже) и не имеющими аналогий надо считать оценки регионального поднятия Памира и некоторых хребтов Тянь-Шаня на 700–1200 м за голоцен, т.е. со скоростью 7–12 см/год, которые даются некоторыми авторами (Сидоров, 1970; Максимов, 1969, 1972) на основании ненадежных или необоснованных палеогеографических и палеогляциологических реконструкций (Агаханянц и др., 1964).

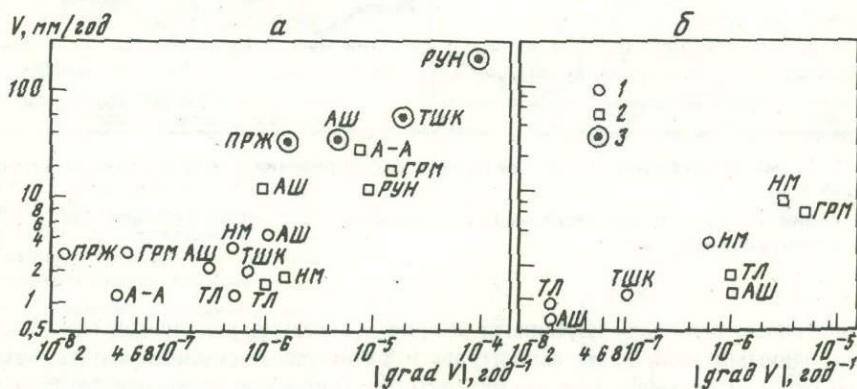


Рис. 19. Графики максимальных скоростей и градиентов скорости современных (а) и молодых (б) движений земной коры на среднеазиатских полигонах

Медленные движения: 1 – региональные; 2 – локальные (над разломами); быстрые движения: 3 – связанные с землетрясениями. Полигоны: А-А – Алма-Атинский; АШ – Ашхабадский; ГРМ – Гармский; НМ – Нимичский; ТЛ – Талгарский, ТШК – Ташкентский, РНУ – Руноу, ПРЖ – Пржевальский

Более надежные данные по равнинам, низко- и среднегорьям Средней Азии показывают (см. табл. 7 и работу (Никонов, 1973а)), что в различных горных районах Средней Азии (без высокогорья) средние скорости врезания рек за последние тысячи лет составляют обычно 1–3 мм/год, увеличиваясь местами до 4–7 мм/год, т.е. они в несколько раз меньше, чем представлялось ранее (Ранцман, 1959, 1960, 1968). Именно в этих условиях, как можно предполагать, происходит сравнительно быстрая и полная компенсация общих и локальных поднятий глубинной эрозией магистральных рек. Приведенные величины не могут, однако, характеризовать скорость врезания потоков другого (по расходам и уклонам) порядка и за малый промежуток времени, тем более в условиях резко активизированных локальных структур или в нивальном поясе гор.

Насколько получаемые величины характерны для более широкого региона и для периода в тысячи–десятки тысяч лет, можно судить по данным Никонова (1973а). Анализ этих данных, во-первых, количественно подтверждает представление о большей интенсивности тектонических и эрозионных процессов в горах по сравнению с предгорьями и равнинами. Во-вторых, из этих данных следует, что процесс врезания горных рек Средней Азии на протяжении последних десятков тысяч лет происходил в среднем равномерно. Этим не отрицается возможное существование мелких колебаний скорости врезания (и даже смены эрозии аккумуляцией) под влиянием экзо- и эндогенных факторов.

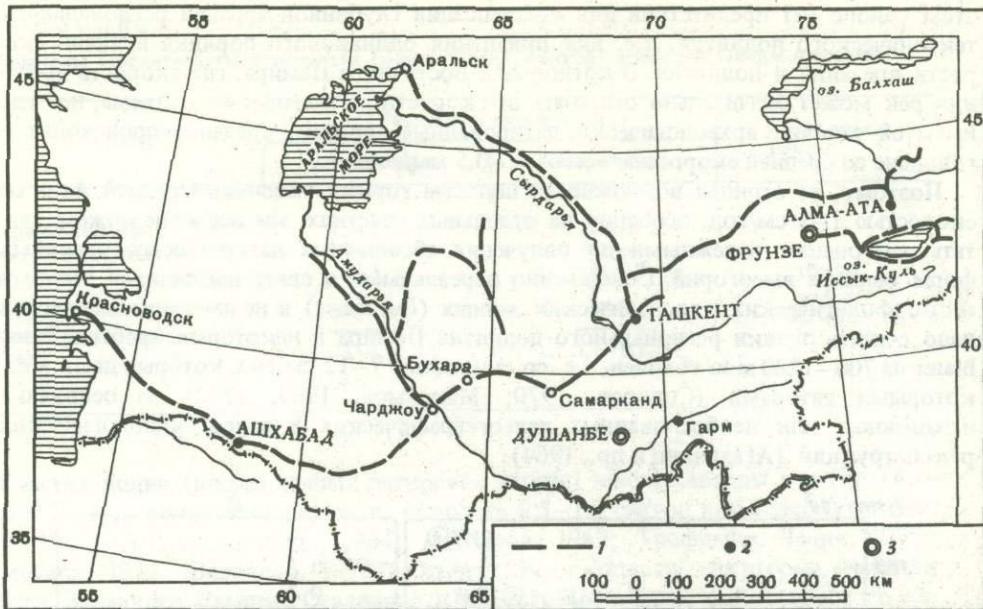


Рис. 20. Схема расположения линий повторного нивелирования и геодинамических полигонов в Средней Азии

1 — линии повторного нивелирования; 2 — полигоны, длительно действующие; 3 — полигоны без повторных измерений

Полученные величины глубины и скорости врезания рек нельзя считать обязательно равными величинам амплитуды и скорости тектонических движений за тот же отрезок времени, как это нередко безоговорочно принимается. Их следует рассматривать как пропорциональные, минимальные, во многих местах однопорядковые и, вероятно, равные значениям величины и скорости тектонических движений. Подтверждение последнего можно видеть в материалах по количественным показателям современных движений региона.

Современные движения. В основу определения величин современных движений положены данные повторных нивелировок вдоль отдельных линий, а также результаты специального высокоточного нивелирования на геодинамических (геофизических) полигонах (рис. 20).

К настоящему времени большая часть линий повторного высокоточного нивелирования располагается в пределах Каракумской и Кызылкумской платформ (Туранской плиты). Некоторые линии частично пересекают области горообразования в пределах предгорий и низкогорий Тянь-Шаня (Арысь — Алма-Ата, Арысь — Чарджоу) или тянутся вдоль них (участок Арысь — Чилии вдоль Тянь-Шаня, Теджен-Красноводск вдоль Копет-Дага). Имеется также несколько линий II и III класса точности в районе Пржевальска, в Ферганской впадине и в Каршинской степи. Единственное пока что пересечение горной системы осуществлено между г. Алма-Ата и оз. Иссык-Куль через Заилийский и Кунгей Алатау. В связи с огромным протяжением трасс повторного нивелирования, их незамкнутым протяжением и отсутствием надежных уровнемерных наблюдений полученные величины современных региональных движений могут рассматриваться только как относительные. Движения по линии Красноводск — Чарджоу рассчитаны относительно пункта Красноводск (Мещерский, 1968; Брицина и др., 1968), по более восточным линиям — относительно пункта Аральск (Арсланбеков, Райзман, 1968; Мавлянов и др., 1969), по линиям Северного и Западного Тянь-Шаня, Ферганы и Центральных Кызылкумов (Ранцман, Финько, 1963; Мавлянов и др., 1969), по линиям Северного и Западного Тянь-Шаня, Ферганы и Центральных Кызылкумов (Ранцман, Финько, 1963; Мавлянов и др., 1969; Корешков, 1971; Финько, 1973, 1974; Полтав-

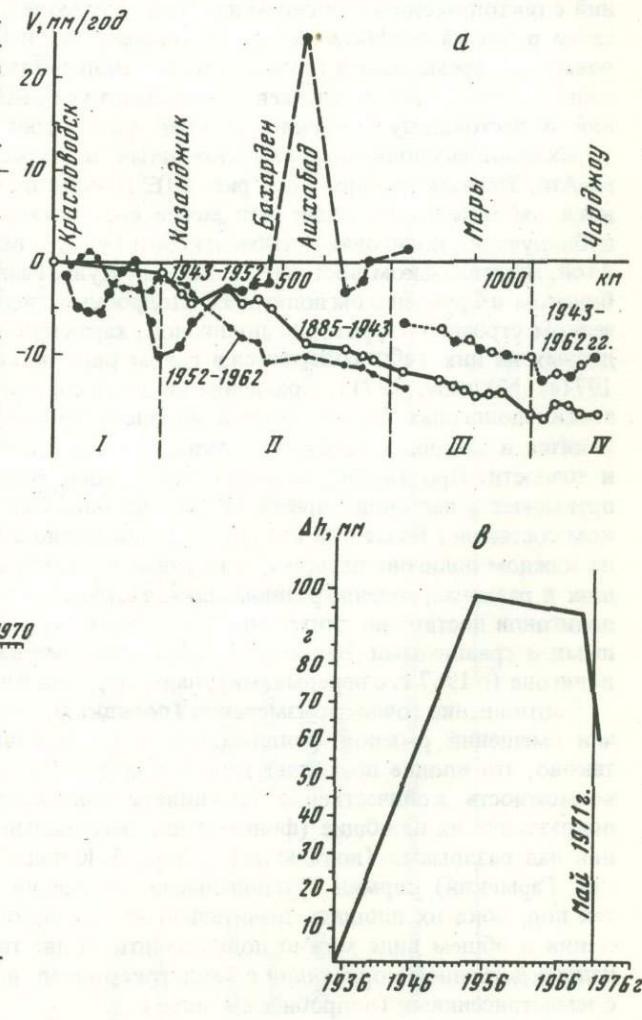
ченко, Тетюхин, 1973; Борисов, Джамалов, 1973) — относительно произвольно взятых конечных пунктов. Возможные среднеквадратические ошибки для большинства линий составляют, по данным авторов материалов, от $\pm 1,2$ до $\pm 3,8$ мм/год.

Несмотря на отмеченные недостатки, повторное нивелирование вдоль указанных линий вполне может быть использовано, с отмеченными оговорками, для общих выводов о современных движениях земной коры. Основанием к этому служит большое превышение полученных значений скорости над значениями ошибок и хорошее в большинстве случаев согласование распределения скорости и градиента скорости движений с геологическими структурами вдоль трасс.

Результаты повторного нивелирования вдоль указанных трасс показывают, что относительная скорость современных вертикальных движений составляет, как правило, несколько миллиметров в год, достигая 10–15 мм/год, а градиент оценивается величинами 10^{-8} – 10^{-7} год⁻¹. Относительное поднятие хр. Заилийский Алатау над предгорной и межгорной зонами составляет 3,6–6 мм/год (Сигалов, 1974). Высокая (до 10–15 мм/год) скорость и повышенный градиент движений характерны не только для предгорных и низкогорных активных участков, но и для равнинных, платформенных. Приведенные величины являются средними фоновыми и характерны для расстояний в десятки и сотни километров и для периодов времени в десятки лет. Между тем в ряде случаев выявляются небольшие участки и периоды "возмущения", т.е. резкого отклонения от преобладающих значений скорости и градиента. При этом временные возмущения близки к моментам

Рис. 21. Современные вертикальные движения на полигонах Средней Азии, происшедшие в связи с землетрясениями (по данным повторного нивелирования)

а — изменение скорости движений по трассе Красноводск — Чарджоу (Брицына и др., 1968); *б*—*г* — изменения высот поверхности в эпицентральных зонах Ташкентского, Джамбулского и Сарыкамышского (Пржевальского) землетрясений, пунктир — в Алма-Ате (Райзман, 1970; Атрушекевич и др., 1973; Сигалов, 1974). Время возникновения землетрясений отмечено вертикальными линиями



проявления сильных землетрясений, а пространственно совпадают с местоположением тектонических разрывов или других интенсивно развивающихся структур. В этих случаях движения следует считать скорее быстрыми, чем медленными.

Характерным является пример окрестностей г. Ашхабада на трассе Красноводск – Чарджоу (Мещерский, 1968; Мещеряков, 1968; Брицына и др., 1968; Горшков и др., 1974), где в 1948 г. произошло известное разрушительное землетрясение с магнитудой 7 (7,3), интенсивностью IX–X баллов. На участке трассы близ Ашхабада за период 1943–1952 гг. скорость современных движений увеличилась до +25 мм/год против –(5–10) мм/год в предшествующий и последующий периоды (рис. 21, а). Другие примеры (рис. 21, б–г) относятся к Ташкентскому VIII-балльному землетрясению 1966 г., Пржевальскому VIII-балльному землетрясению 1970 г. и Джамбулскому VIII-балльному 1971 г. (Райзман, 1970; Корешков, 1971; Сигалов, 1973, 1974). Изменения скорости вертикальных движений в этих случаях наблюдались в эпицентральных зонах, но известен случай (Атрушкевич и др., 1973а, б; Сигалов, 1974), когда резкие изменения зафиксированы в Алма-Ате в 160 км от эпицентра VIII-балльного Пржевальского землетрясения 1970 г. Не менее определено в ряде случаев выявляется приуроченность участков с повышенными значениями скорости и градиента скорости движений к зонам тектонических нарушений (Ранцман, Финько, 1963; Брицына и др., 1968; Мавлянов, и др., 1969; Корешков, 1971; Финько, 1973; Сигалов, 1973; Полтавченко, Тетюхин, 1973).

Еще более надежно и наглядно взаимоотношения величин современных движений с тектоническим строением и сейсмичностью территории выявляются по результатам работ на геодинамических полигонах, где наблюдения достаточно детализированы во временном и геологическом отношении, а точности геодезических измерений в большинстве случаев в несколько раз выше, чем вдоль протяженных линий. К настоящему времени в Средней Азии имеются результаты измерений на четырех основных полигонах, расположенных в окрестностях городов Ашхабад, Алма-Ата, Ташкент и Гарм (см. рис. 20). Данные по основным полигонам дополняются наблюдениями, более или менее систематическими, на дополнительных или дублирующих полигонах – Нимичском и Руноу близ Гарма, Талгарском под Алма-Атой, Пржевальском восточнее оз. Иссык-Куль. Разворачиваются работы на Душанбинском и Фрунзенском полигонах. Подробные сведения о расположении, геологическом строении территории полигонов, характере методики и результатах проведенных на них работ содержатся в целом ряде публикаций (ссылки см. Никонов, 1971а; Nikonorov, 1971). Сравнение величин современных движений на среднеазиатских полигонах представляется вполне правомерным, поскольку полигоны находятся в сходных геотектонических условиях, а измерения близки по методике и точности. Протяженность линий повторного нивелирования на Алма-Атинском превышает в настоящее время 130 км, на Ашхабадском – 350 км, а на Ташкентском составляет более 400 км (на площади около 390 км²). Линии нивелирования на каждом полигоне пересекают крупные разломы в зонах сочленения долгоживущих и разнонаправленно развивающихся структур. Ряды измерений на большинстве полигонов достаточно длительны для того, чтобы считать результаты представительными и сравнимыми. Наиболее продолжительные измерения ведутся на Гармском полигоне (с 1957 г. с перерывами), наименее – на Алма-Атинском (с 1967 г.).

Соотношение точности измерений (порядка 0,3–0,5 мм/год) и получаемых величин смещений реперов (миллиметры и в ряде случаев десятки миллиметров) таково, что вполне позволяет делать выводы о величинах движений. Все это дает возможность количественно сравнивать современные движения на полигонах, подразделяя их на общие (фоновые или региональные), с одной стороны, и движения над разломами (локальные), с другой. К полигонам малых размеров (таким, как Гармский) термин "региональные" движения может относиться условно до тех пор, пока их площадь значительно не расширится. Во временном аспекте движения в общем виде можно подразделить на два типа – вековые, медленные, без непосредственной корреляции с землетрясениями, и быстрые движения, связанные с землетрясениями (подробнее см. ниже).

Таблица 8

Современные вертикальные движения земной коры на полигонах Средней Азии

Полигоны	Вековые медленные движения					Движения, связанные с землетрясениями		
	Годы из- мерений	Скорость, мм/год		Градиент скорости, год ⁻¹		Годы из- мерений	Скорость, мм/год	Градиент скорости, год ^{-1*}
		Региональные	Над разломами	Региональные	Над разломами*			
Гарм	1957–1966 1966–1969	0–3 $\leqslant 13\text{--}16$	2–11,5 $\leqslant 13\text{--}16$	$(1\div 5) \cdot 10^{-8}$	$2 \cdot 10^{-6} \text{--} 1 \cdot 10^{-5}$ $1,6 \cdot 10^{-5}$			
Руноу	1948/49– 1967/68		8–9, 10–11		$4 \cdot 10^{-6} \text{--} 1 \cdot 10^{-5}$	1948–1949	20–120	$1 \cdot 10^{-5} \text{--} 1 \cdot 10^{-4}$
Нимичи	1959–1967	2–3	1,4–1,7	$5 \cdot 10^{-1} \text{--} 5 \cdot 10^{-8}$	$1,4 \cdot 10^{-6}$			
Ашхабад	1936–1957 1966–1968	1–2 2–4	12	$(1\div 3) \cdot 10^{-7}$ $3 \cdot 10^{-7} \text{--} 1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	1939–1962 1942–1952	25 33 $>8,5$ (25)	$>(2\div 5) \cdot 10^{-6}$
Алма-Ата	1968–1970	1–1,2	26	$4 \cdot 10^{-8}$	$(6\div 8) \cdot 10^{-6}$			
Талгар	1965–1969	0,2–0,5 (?)	0,9–1,4	$(1\div 5) \cdot 10^{-7}$ (?)	$5 \cdot 10^{-7} \text{--} 1 \cdot 10^{-6}$			
Ташкент	1939/40– 1962/64	1,4–1,7	12 (?)	$(2\div 7) \cdot 10^{-7}$		1962/65 1966	10–46	$\leqslant (1\div 2) \cdot 10^{-5}$

*Значения градиента над зонами разломов и отдельными разломами там, где они выходят на поверхность, получены условно в расчете на 1 км.

Фактический материал по характеристикам современных движений земной коры на полигонах сведен в табл. 8 и представлен на рис. 19. Сравнение приведенных в таблице и на рисунке данных выявляет ряд закономерностей (Никонов, 1971а; Nikonov, 1971), из которых применительно к медленным движениям важны следующие. На всех полигонах рассчитанные величины близки между собой. Движения, не связанные непосредственно с землетрясениями, характеризуются скоростью в общем от десятых долей до первых миллиметров в год, тогда как над живущими разломами величина скорости составляет от первых до первых десятков миллиметров в год. Иначе говоря, скорость медленных локальных движений в общем на порядок выше, чем региональных. Значения градиента скорости движений над разломами на один-два порядка больше градиента вне зон дифференцированных движений и соответственно очень близки к тем, что получены для голоценовых движений.

2. Быстрые движения. Разрывные сейсмотектонические дислокации

Быстрые движения в сейсмоактивных областях обычно отмечаются в течение интервала времени от нескольких секунд до нескольких лет. Если не говорить о порождаемых землетрясениями сейсмических волнах, то быстрые движения можно подразделить на безразрывные и разрывные. Первые отличаются площадным и колебательным (обратимым) характером проявления, поэтому в рельфе и отложениях не сохраняются и за голоценовое время не фиксируются. Вторые, как правило, линейны в пространстве и необратимы во времени, могут проявляться как во время землетрясений, так и без связи с ними, обычно сохраняются в рельфе и структурах, а следовательно, могут изучаться как применительно к голоценовому, так и к настоящему времени не только геодезическими, но и геолого-геоморфологическими методами.

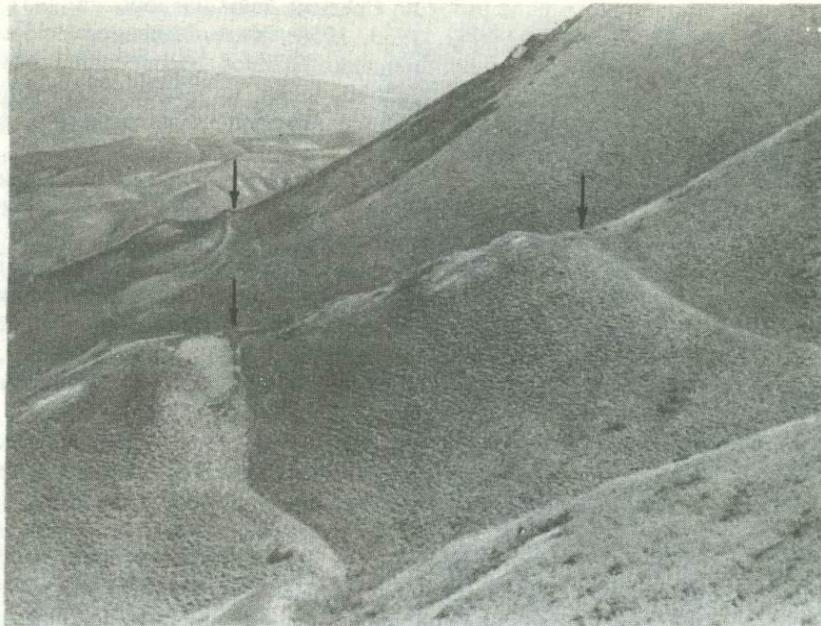
Разрывные смещения¹, зарождающиеся в очаговых зонах сильных землетрясений, достигая поверхности Земли, проявляются в виде линейных сейсмотектонических дислокаций или остаточных деформаций (Рихтер, 1963; Солоненко, 1962; 1973а, б). В Средней Азии до недавнего времени этим дислокациям уделялось в целом неоправданно мало внимания, несмотря на отдельные примеры тщательного их изучения (Богданович и др., 1914; Леонов, 1960, 1965; Расцветаев, Трифонов, 1965; Кучай, 1969, 1971, 1972а, 1974; Никонов, 1974б; Трифонов, 1974). Между тем значение сейсмотектонических подвижек для познания процессов деформации, разрядки напряжений, сейсмических проявлений и для познания специфики тектонического развития активных областей не менее важно, чем изучение медленных и безразрывных движений. Поэтому ниже им уделяется специальное внимание.

К собственно сейсмотектоническим дислокациям мы относим сейсморвы, уступы (эскарпы или скарпы) и микрограбены (рис. 22, 23). По простирианию формы нередко переходят друг в друга, протягиваясь на сотни метров и километры. Сейсмотектонические дислокации имеют, как правило, четкие, резкие формы; глубина (высота) их обычно составляет несколько метров (до 20 м), изредка более. Характерна частичная или полная несогласованность их простириания с протяжением эрозионных, аккумулятивных и структурно-денудационных форм мезо- и микрорельефа; рассматриваемые образования часто следуют вдоль местных водоразделов, но нередко они секут склоны крупных долин, пересекают боковые долины, террасы рек и даже молодые конусы выноса. Поверхностные разрывы фиксируются как в рыхлых породах четвертичного возраста, так и в дочетвертичных осадочных и кристаллических породах.

Среди сейсмотектонических разрывов можно выделять голоценовые и современные, возникшие при известных сильных землетрясениях.

Голоценовые сейсмотектонические дислокации. Отдельные проявления поздне-плейстоценовых и голоценовых разрывов со следами вертикальных и горизонталь-

¹ Несомненно, что наблюдаемые на поверхности деформации и смещения, в том числе сейсмотектонические, являются следствием и поверхностным выражением деформаций в земной коре, но в данной работе рассматриваются только приповерхностные проявления.



Р и с. 22. Сейсмотектонические рвы, протягивающиеся субширотно, вдоль простирания склона, секущие долинки и ложбины.

Урочище Чонкурчак, северный склон Киргизского хребта на меридиане г. Фрунзе, сложенный палеозойскими осадочными и изверженными породами. Вид на восток. Восточные рвы переходят в единичный уступ, который пересекает террасы р. Аламедин вплоть до 7–9 м, чем и определяется позднеголоценовый возраст сейсмодислокации



Р и с. 23. Сейсмотектоническая дислокация северо-восточного простирания, секущая местные водоразделы в виде ровов (на ближнем и дальнем планах) и сухие долины в виде уступа (на среднем плане)

Юго-восточное подножье Вахшского хребта в бассейне р. Таирсу, меловые известняки с покровом плиоценовых и четвертичных песчаных пород

ных смещений отмечались в ряде работ по Средней Азии (Федорович, 1931, 1936; Резвой, 1947, 1956; Кудрюков, 1951, 1953, 1956; Мирошниченко, 1958). В них обычно не только устанавливается тип смещения (взброс, сброс, сдвиг), отмечаются амплитуды смещения (первые метры, до 10–15 м), но и приводятся отдельные признаки импульсного, единовременного или повторяющегося, вероятно, в связи с землетрясениями, характера смещений.

В пределах таких крупных зон разломов Средней Азии, как Джунгарская, Северо-Тяньшанская, Гиссаро-Кокшаальская, Дарваз-Караульская, Вахшская, Предкапетдагская нередко фиксируются разрезы, в которых деформированные и смещенные по разрывам средне- и позднечетвертичные или даже голоценовые отложения и формы рельефа перекрыты ненарушенными более молодыми слоями или срезаны недеформированными позднеплейстоценовыми и голоценовыми уровнями (Федорович, 1931; Шульц, 1948; Кудрюков, 1953, 1956; Мирошниченко, 1958; Рейман и др., 1959; Расцветаев, Трифонов, 1965; Трифонов, 1971; Макаров, 1971; Парфенов, 1973; Бельский, Ломоносов, 1974; Бондарев, 1975; Жидков, Малиновская, 1975; Никонов, 1975а). Эти факты свидетельствуют о геологически кратковременных фазах смещений по разломам (или их участкам), но временные промежутки между фазами в этих случаях не удается сузить более чем до десятков тысяч лет (рис. 24, 25).

Собственно импульсность (мгновенность) и фрагментарность движений по разрывам во многих случаях определено выявляются при изучении выраженных на поверхности сеймотектонических дислокаций. Начало специальному изучению голоценовых сеймотектонических дислокаций Средней Азии положили работы Л.М. Расцветаева и В.Г. Трифонова (1965) в Копет-Даге, В.К. Кучая (1971, 1972а, 1974) в Северном Тянь-Шане. Автор обнаружил и исследовал сеймодислокации преимущественно в пределах Таджикистана (Никонов, 1973б, 1974б, 1977а, б), который, как известно является одной из наиболее тектонически и сейсмически активных территорий не только в пределах Средней Азии, но и всего горного пояса юга СССР. Не повторяя описаний отдельных голоценовых сеймотектонических дислокаций и их систем, остановимся на типологии, вопросах генезиса, связи с тектоническим развитием и землетрясениями, от чего зависят возможности интерпретации и обобщения накапливающихся данных.

Наиболее распространными можно считать продольные, реже – косые по отношению к тектоническим структурам образования, в которых сочетаются уступы (эскарпы) и рвы (рис. 26, 27). Длина таких образований составляет обычно километры, в редких случаях более 10 км, ширина колеблется в пределах метров – первых десятков метров, высота измеряется метрами, реже – десятками сантиметров или метров. Там, где удается наблюдать смещения по разрывам, они оказываются сбросового, взбросового, сдвигово-взбросового или надвигового типа и измеряются величинами от десятков сантиметров до метров, редко 10–20 м. Наиболее четкие, геологически документированные надвиговые смещения сеймотектонического характера отмечены вдоль северных склонов Киргизского и Заалайского хребтов, т.е. имеют широтное протяжение, сдвиговые – в Дарвазском хребте на участке его северо-восточного протяжения и по разломам северо-западного протяжения в Казахстане (см. раздел II, гл. 3). Значительно реже отмечаются поперечные или косо секущие к основной тектонической и морфоструктурной зональности уступы и эскарпы, видимой длиной в пределах километра, сдвигающие поперек склоны хребтов и долин на несколько метров или десятков метров. Они наблюдались на северных склонах хребтов Заалайского и Петра I, где имеют взбрососдвиговый характер.

Особым типом сеймодислокаций можно считать крупные зияющие рвы – щели глубиной в несколько десятков метров при длине в многие сотни и ширине по верху в первые сотни метров, которые обычно рассекают кристаллические породы поперек или наискосок к простианию региональных тектонических структур и характеризуют условия растяжения. Такие дислокации позднеплейстоценового возраста (в период или после таяния ледников последнего оледенения, но до голоцена) обнаружены автором в нескольких местах Восточного Памира (рис. 28). Анало-

Р и с. 24. Надвиг катаклизированных палеозойских сланцев (Pz) на среднечетвертичный аллювий (Q_2) в цоколе 60-метровой позднеплейстоценовой террасы на левобережье р. Вахш против устья р. Оби-Гарм.

Аллювиальный и пролювиальный покров террасы (Q_3), как и ее поверхность, не деформированы. Плоскость надвига наклонена по азимуту 185° под углом 32° , амплитуда смещения в плоскости надвига 40 м



Р и с. 25. Надвиг миоценовых алевролитов (Mi) на среднечетвертичные галечники ($Q_2?$) в цоколе 15-метровой террасы и позднечетвертичные или голоценовые галечники и лёссовидные породы (Q_{3-4}); правый берег р. Иссык-Ата в северных предгорьях Киргизского хребта восточнее меридiana г. Фрунзе.

Плоскость надвига падает по азимуту $140-160^{\circ}$ под углом $20-25^{\circ}$, видимая амплитуда смещения 3-5 м, галечный покров голоценовой 15-метровой террасы (Q_4) и ее поверхность над надвигом не деформированы



гичные формы описаны в качестве сейсмодислокаций при сильных землетрясениях — Хайтском 1949 г., Чаткальском 1946 г. (Леонов, 1960, 1965) и Сарыкамышском 1970 г. (Григоренко и др., 1973).

Наконец, в горных северо-восточных частях Афгано-Таджикской депрессии наблюдаются рвы и трещины глубиной 1–5 м длиной до 1 км, точно следующие гребням мелких водоразделов и боковых гряд, без определенной ориентировки относительно геологических структур и без видимых перемещений крыльев. Эти последние, вероятно, являются приповерхностными диаклазами, возникшими в результате воздействия на поверхность ударных волн землетрясений, а не в результате выхода на поверхность разрыва в очаге землетрясения.

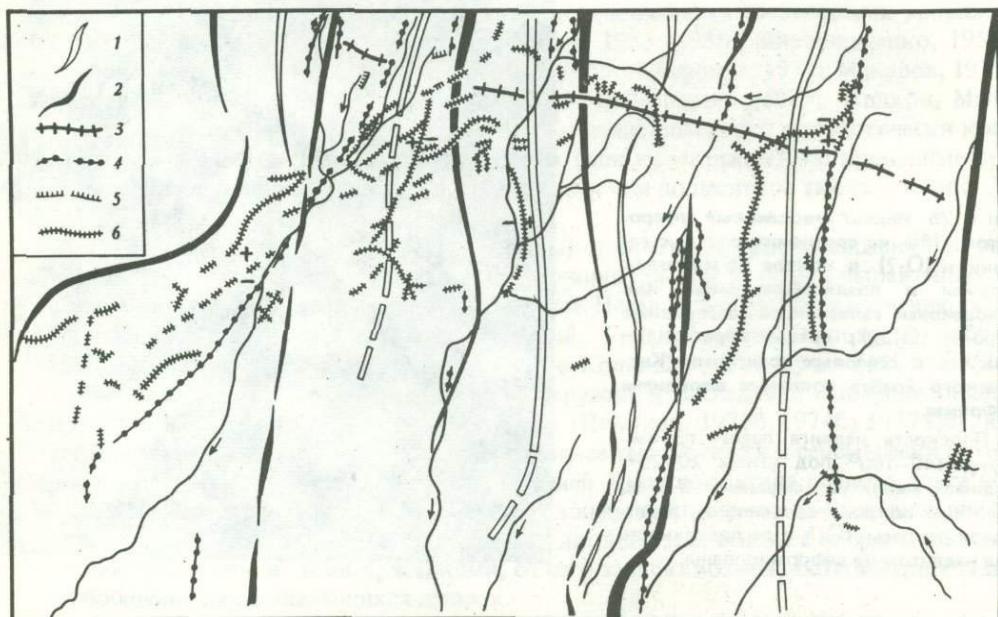


Рис. 26. Геологическая структура и сейсмотектонические дислокации Афгано-Таджикской депрессии в междуречьях рек Таирсу, Кызылсу и Яксу

1–4 — новейшие структуры: 1 — оси синклиналей, 2 — оси антиклиналей, 3 — оси поперечных поднятий, 4 — разрывы плиоценового и четвертичного времени; 5–6 — сейсмотектонические дислокации; 5 — уступы и эскарпы, 6 — рвы и ложбины. Знаками "+" и "-" показаны поднятые и опущенные крылья соответственно

На составленных карте сеймодислокаций Таджикистана и схеме сейсмотектонических дислокаций Средней Азии (рис. 29, 30) показаны только дислокации первых двух типов. Полнота показа сеймодислокаций ограничена не только отсутствием их площадного картирования, но и невозможностью их уверенного выделения на обширных участках гор с крутосклонным скальным рельефом. На участках с относительно пологим рельефом и наличием покрова рыхлых отложений, по нашему мнению, имеются следующие свидетельства в пользу сейсмотектонического генезиса рассматриваемых образований.

Во-первых, необходимо исключить возникновение этих форм за счет эрозионных и других экзогенных процессов. Характеризуемые линейные образования обычно не согласуются с простираем эрозионных форм, но наложены на них и секут их (за исключением иногда самых мельчайших), рвы во многих случаях пересекают местные водоразделы и имеют волнистый продольный профиль с противоположными продольными уклонами, по простираю нередко переходят в уступы или микрограбены, на крутых склонах местами сопровождаются оползнями и обвалами. Во-вторых, рассматриваемые образования находятся в зонах разломов, протягиваются параллельно или непосредственно над геологически установленными разрывами, в том числе новейшего и позднечетвертичного возраста, т.е. вполне согла-

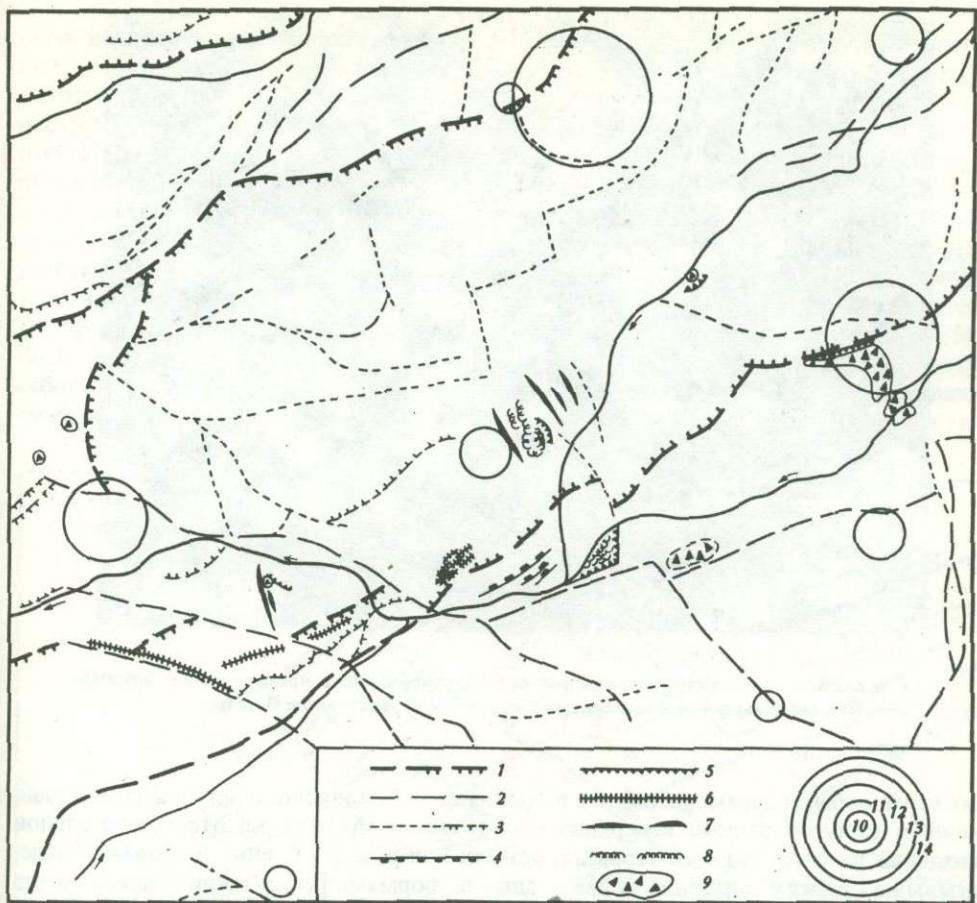


Рис. 27. Тектонические структуры и сейсмодислокации бассейна р. Чаткал. Составил О.И. Гущенко

1—4 — новейшие разломы: 1 — возникшие в палеозое и обновленные, первого порядка, 2 — то же, второго порядка, 3 — возникшие в новейшее время, 4 — позднеплейстоценовые разрывы; 5—9 — сейсмодислокации: 5 — уступы и стенки отрыва, 6 — ложбины и рвы, 7 — зияющие рвы, трещины; 8 — оползневые тела, 9 — срывы, обвалы, земляные лавины; 10 — землетрясения соответствующего класса энергии

суются с общей структурой и тектоническими разрывами территории. Видимое в ряде случаев рассечение рассматриваемыми разрывами коренных, в том числе палеозойских кристаллических пород, так же как разрывы и смещения отложений четвертичного возраста, вплоть до позднечетвертичных и голоценовых, наклоны плоскостей смещения внутрь склонов — все это также свидетельства тектонической природы дислокаций.

Более сложно решить, не обязаны ли рассматриваемые образования медленным вековым движениям по разрывам. В общем случае они могут возникать в результате только медленных (вековых), только быстрых (сейсмических) движений или сочетания тех и других. Решить вопрос в пользу именно сейсмической природы рассматриваемых дислокаций можно, по нашему мнению, при наличии одного или нескольких из перечисленных ниже признаков: 1) формы дислокаций, их грани, хотя и четкие, но замытые, без следов активного подновления; 2) дислокации рассекают эрозионные формы разного порядка, причем эрозионные формы не приспособливаются к дислокациям, как это было бы в случае медленных движений; 3) перестройка системы водотоков со следами внезапного характера изменений в виде подпруд, уступов, резких поворотов и т.п.; 4) сочетание оползней и обвалов с рвами в случаях одинаковой высоты бортов у последних, т.е. при отсутствии



Р и с. 28. Сейсмотектонический ров субмеридионального простириания в докембрийских метаморфических породах ; горы Ган на Восточном Памире

вии вертикальных перемещений; 5) проявление сейсмодислокаций при пересечении долин и конусов выноса в верхних голоценовых террасах, но отсутствие следов смещений на более низких террасах, поймах или русле, т.е. иными словами "запечатывание" резких смещений более поздними формами рельефа или отложениями; 6) "затаскивание" покровных рыхлых отложений в виде "языков вниз по смесятию (не по зияющей трещине, конечно); 7) одинаковая величина смещения вдоль разрыва при пересечении ими разновозрастных плейстоценовых и голоценовых конусов, террас и т.п.; 8) нахождение одного почвенного слоя в разном положении на разных крыльях дислокации.

Большинство изученных систем сейсмотектонических дислокаций обладает одним или несколькими такими признаками. К тому же, как показали наблюдения в Южном Таджикистане, в случае сложения поверхности рыхлыми четвертичными отложениями разрывы не секут эту поверхность как сейсмодислокации, но обра- зуют более или менее слаженный уступ над приповерхностной флексурой. Свидетельством сейсмотектонического происхождения изученных образований является также возникновение вполне аналогичных по облику, соотношению с рельефом и геологическими структурами и по размерам форм (рвов, уступов, эскарпов, микрограбенов) в плейстосейстовых областях современных землетрясений Средней Азии (см. ниже) и других сейсмоактивных областей. Для идентификации сейсмодислокаций, не связанных с известными землетрясениями, и использования метода актуализма весьма важными представляются наблюдения за сохранностью сейсмотектонических дислокаций известного возраста. Наблюдения В.К. Кучая в 1967 г. (Кучай, 1969) в плейстосейстовой области Кебинского землетрясения 1911 г. и наши наблюдения в эпицентральных зонах Файзабадского и Карагатского землетрясений (Никонов, 1974б; 1977а) показали хорошую в аридных условиях Средней Азии сохранность сейсмотектонических дислокаций в течение десятилетий, и, по-видимому, столетий даже в областях развития рыхлых пород. Тем самым существенно увеличивается достоверность генетического истолкования рассматриваемых форм и возможность их использования для выводов сейсмотектонического характера.

Таким образом, мы приходим к выводу, что рассмотренные дислокации должны были возникать при единовременных (одноактных), т.е. сейсмических, импульсных движениях. Для ряда форм окончательно установить отсутствие медленных современных движений по разрывам можно будет только в процессе специальных инструментальных измерений. Пока что повторным нивелированием установлено отсутствие современных смещений только одной из голоценовых сейсмодислокаций Средней Азии в Заилийском Алатау (устное сообщение П.А. Остропико).

Сколько-нибудь подробное изучение импульсности и неравномерности движений вдоль крупных зон разломов проведено только для нескольких таких структур — Джунгарского разлома (Курдюков, 1953), Главного Предкокпет-дагского разлома (Расцветаев, Трифонов, 1965; Трифонов, 1974), Таласо-Ферганского разлома (Кучай, 1972б), Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов (Никонов, 1975а). Во всех этих случаях единовременные импульсные движения захватывали только небольшую часть протяжения соответствующей зоны. Но так как порядок величин смещений по каждой зоне за голоцен один и тот же (обычно первые десятки мет-

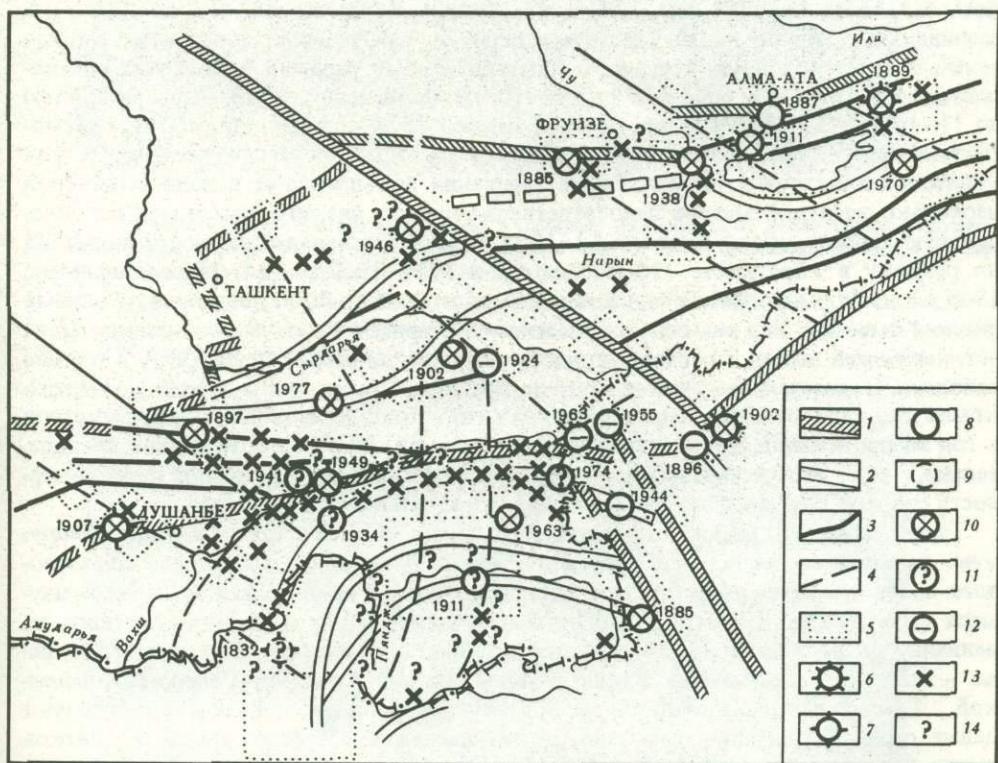


Рис. 30. Морфоструктурная схема Средней Азии с эпицентрами сильных землетрясений и крупными сейсмодислокациями

1—5 — элементы морфоструктуры по данным Герасимова и Ранцман (1973) с изменениями автора для южной части; 1—3 — продольные зоны разломов: 1 — границы горных стран морфоструктурных областей, 2 — границы мегаблоков, 3 — границы блоков; 4 — секущие и попечные зоны разломов (границы блоков); 5 — границы дизьюнктивных узлов; 6—9 — эпицентры сильных землетрясений с $M \geq 6,5$ или энергетическим классом $K = 16 \div 18$ (по данным Гельфанд и др. (1973) с дополнением для южной части): 6 — $K = 18$, 7 — $K = 17$, 8 — $K = 16$, 9 — предположительное местоположение эпицентра; 10—14 — крупные сейсмодислокации и группы сейсмодислокаций на поверхности (по данным автора, О.И. Гущенко, Ш.Ш. Деникаева, К.В. Курдюкова, В.К. Кучая, О.П. Сапова и др.); 10—12 — дислокации, связанные с известными землетрясениями и располагающиеся в их эпицентральных зонах: 10 — сейсмотектонические дислокации — рвы, уступы, трещины в коренных породах, 11 — сейсмогравитационные дислокации, которые, возможно, маскируют сейсмотектонические, 12 — эпицентральные зоны не обследованы; 13—14 — дислокации, возникшие при землетрясениях последних тысяч—десятков тысяч лет: 13 — сейсмотектонические дислокации и группы дислокаций, 14 — крупные сейсмогравитационные дислокации, частично маскирующие, возможно, сейсмотектонические

ров), формирование зон должно было происходить в виде серии импульсных разрывов и перемещений на разных участках разлома, что в ряде случаев и фиксируется в действительности. Вероятно, что формирование зоны разломов заключается в чередовании во времени и вдоль зоны медленных движений и сейсмотектонических импульсов. Для проверки последнего представления в настоящее время мало геолого-геоморфологических и геодезических данных. В зоне Таласо-Ферганского разлома участки развития палеосейсмодислокаций приурочены к отрезкам разлома с минимальными величинами амплитуды и скорости вертикальных движений плиоцен-четвертичного времени (молодые и современные движения здесь не изучались) и одновременно к участкам максимумов высвобождения сейсмической энергии (Кучай, 1972). Иными словами, в этой зоне разломов существует обратная связь между интенсивностью медленных движений и сейсмической активностью. Если взять, например, Гиссаро-Кокшаальскую (Сурхобскую) зону разломов, то на ее протяжении (изученном неравномерно и неравнозначно) голоценовые движения имеют разную амплитуду (Ранцман, 1961; Финько, 1970), причем известны участки с заведомо импульсными сейсмотектоническими смещениями (см. выше, а также работы А.А. Никонова (1974б, 1977б)) и участки с продолжающимися медленными смещениями (крипом). По инструментальным измерениям, медленные относительные смещения двух блоков по тектоническому разрыву происходят со скоростью 4 мм/год севернее г. Душанбе (Островский и др., 1963) и со скоростью до 11–16 мм/год вблизи Гарма (Финько, Энман, 1971; Певнев и др., 1971). Сейсмотектонические дислокации, современные и молодые, и землетрясения на этих участках отсутствуют. Вблизи Гарма смещения локализованы в полосе шириной несколько десятков метров непосредственно в месте свежего, рассекающего голоценовую террасу уступа высотой 12–13 м. При существующей скорости движений по разрыву в этом месте (10–11 мм/год в 1957–1967 гг., 15–16 мм/год после 1968 г.) на формирование уступа такой высоты должно было потребоваться время около 1 тыс. лет. Так как возраст рассекаемой террасы не менее нескольких тысяч лет, неизбежен вывод о неравномерности скорости движений по разрыву в течение голоцена. Показательно, что как по простиранию разрыва, так и в глубь поднятого крыла скорость относительного смещения снижается до нескольких миллиметров в год на протяжении сотен метров (Финько, Энман, 1971). В этом случае, следовательно, мы имеем надежный пример пространственной и временной неравномерности современных медленных и быстрых движений по зоне разломов.

Таким образом, можно констатировать, что в пределах Средней Азии обнаружено большое количество сейсмотектонических разрывных дислокаций голоценового возраста, которые возникают во время сильных землетрясений, характеризуются смещениями взбросового, сдвигового, надвигового и смешанного типов на величину до нескольких метров на протяжении сотен метров или километров, реже – десятков километров. Вдоль крупнейших зон разломов (Северо-Тяньшанской, Гиссаро-Кокшаальской, Дарваз-Каракульской и др.) они нередко образуют целые серии, возникшие, вероятно, последовательно в течение тысяч и десятков тысяч лет. Это не исключает также проявления относительно быстрых, направленных смещений по разломам вне связи с землетрясениями, по крайней мере на отдельных участках.

Современные сейсмотектонические дислокации и другие виды быстрых движений. Геодезические измерения динамики современных разрывных сейсмотектонических дислокаций не проведены пока ни в одной из эпицентральных областей сильных землетрясений Средней Азии. Специальные геолого-геоморфологические исследования сейсмотектонических дислокаций осуществлены непосредственно после некоторых из известных сильных землетрясений – Кебинского 1911 г., $M = 8(8,7)$ (Богданович и др., 1914), Хантского 1949 г., $M = 7,5 \div 7,7$ (Леонов, 1960), Сарыкамышского 1970 г., $M \geq 6,5$ (Григоренко и др., 1973). В последние годы автором изучались с этой точки зрения эпицентральные зоны нескольких разрушительных землетрясений прошлого – Беловодского (1885 г., $M = 6,5 \div 7,5$), Карагатского (1907 г., $M = 8$), Файзабадского (1943 г., $M = 6$), где на поверхности были обнаружены и изучены не отмечавшиеся ранее свежие сейсмотектонические

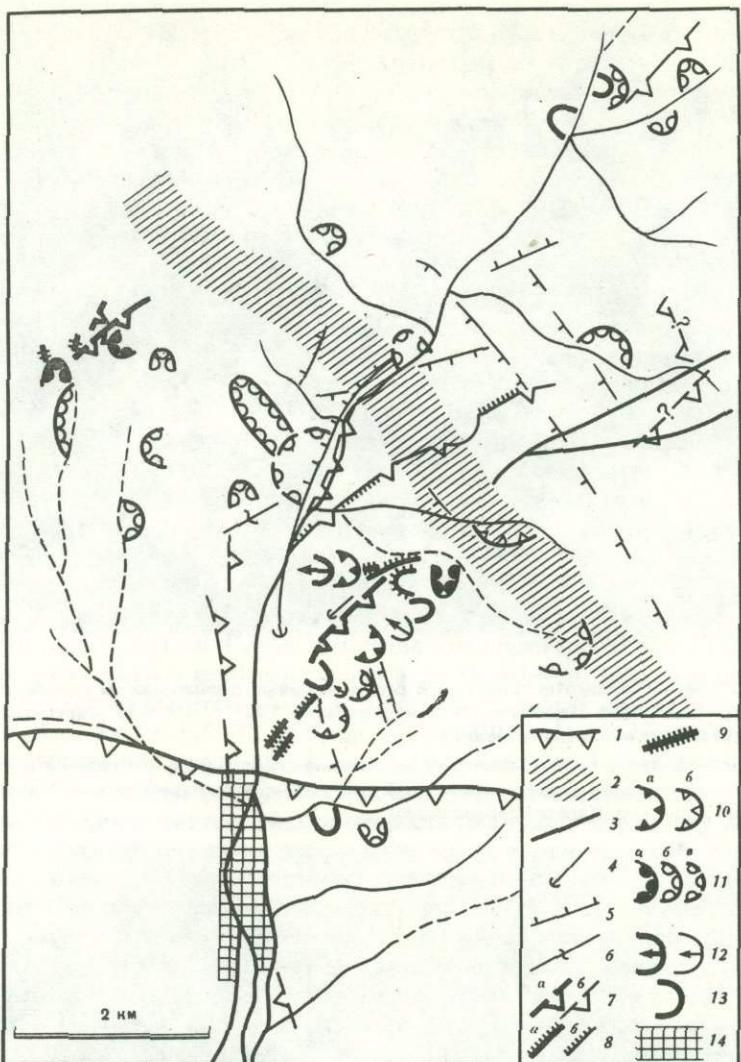


Рис. 31. Свежий сейсмотектонический ров в меловых песчаниках на левобережье р. Карагат в эпицентральной зоне Карагатского землетрясения 1907 г. ($M \approx 8$), северный склон Гиссарского хребта, 2 км выше одноименного поселка.

На переднем плане видны мелкие параллельные основному рву трещины и уступы высотой по 10 см, рассекающие отпрепарированный песчаник с волноприбойными знаками. Вид к юго-западу, дно долины р. Карагат справа вдали



Рис. 32. Свежий гравитационно-сейсмотектонический уступ субширотного простирания в лессовых якордах четвертичного и плиоценового возраста. Водораздел рек Иляк и Кафирниган, верховье р. Яккобед, эпицентральная область землетрясения 1943 г. ($M = 6$)



Р и с. 33. Карта тектонических элементов и сейсмодислокаций эпицентральной зоны Карагатского катастрофического землетрясения 1907 г.

1-6 – элементы тектонической структуры: 1 – граница Гиссарского мегантиклиниория и Предгиссарского прогиба, выраженная в виде крутых падений мезозойских и кайнозойских пород к югу вдоль Гиссаро-Кокшашской зоны разломов, 2 – зона разрывных нарушений в фундаменте (по Г.В. Кошлакову и Э.А. Портнягину), 3 – разрывы в породах мезозойского чехла и фундамента (?), 4 – ось антиклинали в мезозойских (K_{1-2}) породах, 5 – мелкие разрывы плиоценового (N_2) и четвертичного (O_{2-3}) времени в мезозойских породах, 6 – флексура в мезозойских породах; 7-9 – сейсмотектонические дислокации: 7 – рвы (а – свежие, исторического времени, б – позднеголоценовые), 8 – уступы, эскарпы (а – свежие, исторического времени, б – позднеголоценовые), 9 – трещины в рыхлых отложениях, свежие; 10-13 – сейсмогравитационные дислокации: 10 – обвалы коренных пород (а – исторические, б – позднеголоценовые), 11 – оползни (а – свежие, исторического времени, б – позднеголоценовые, в – догооценовые), 12 – земляные лавины (а – свежие, исторического времени, б – позднеголоценовые), 13 – срывы, осовы свежие; 14 – поселок

дислокации (Никонов, 1974б, 1977а). Они представлены сейсмотектоническими уступами и рвами со следами подвижек (рис. 31, 32), подобно тем, которые возникли при известных землетрясениях Средней Азии – Кебинском 1911 г., $M = 8$ (8,7) (Богданович и др., 1914; Кучай, 1969), Ашхабадском 1948 г., $M = 7$ (Горшков, Якушова, 1957), Иранских землетрясениях 1962 г., $M = 7 \div 7,5$, и 1968 г., $M = 7,3$ (Ambraseys, 1963, Ambraseys, Tchalenko, 1968), а также при сильных зем-

тетрясениях в других сейсмических областях мира (Рихтер, 1963; Солоненко и др., 1969).

В эпицентральной области Карагатских землетрясений 1907 г. группа свежих дислокаций включает две системы – более крупную на левом берегу р. Карагат, к северо-востоку от одноименного поселка, и меньшую на правом берегу реки у развалин кишилака Чаянчи (рис. 33). Более крупная Карагатская система сейсмо-дислокаций протягивается не менее чем на 2,5 км к северо-северо-востоку наискосок по левому борту основной долины от 30 до 400 м высоты над руслом, пересекая второстепенные водоразделы и лощины боковых временных потоков глубиной 10–50 м. Система состоит из свежих переходящих друг в друга и кулисно подставляющих друг друга рвов, уступов и трещин, с которыми связаны такие сейсмогравитационные формы, как срывы, осовы, обвал, оползень. Помимо свежих дислокаций, в пределах участка обнаружено несколько систем более ранних дислокаций в пределах от 100 лет до 2–5 тыс. лет (рис. 33, подробнее см. (Никонов, 1977а)). Голоценовые сейсмодислокации свидетельствуют о нескольких сейсмотектонических подвижках по разрывам в течение последних тысячелетий. Очень важно, что активизация разрывов северо-восточного направления при землетрясениях 1907 г. не является случайным актом: именно эти и субмеридиональные разрывы в долине р. Карагат являются активными в позднечетвертичное и голоценовое время. Часть сейсмодислокаций не только совпадает по простирации с геологически установленными разрывами, но даже находится на их продолжении.

Исследования в поле и критическое рассмотрение литературы показали, что в эпицентральных зонах 14 из 24 землетрясений с магнитудой $M > 6,5$, произошедших за 1885–1974 гг. в горных районах Средней Азии и прилегающих территорий, обнаружены сейсмотектонические дислокации; для трех известны крупные сейсмогравитационные явления, которые могут скрывать возникшие на поверхности подвижки; для пяти эпицентральных зон сведения отсутствуют (см. рис. 30). Только в эпицентральной зоне Верненского землетрясения 1887 г. с $M = 6,5 \div 7,5$ на северном склоне Заилийского Алатау разрывы на поверхности отсутствовали, хотя гравитационные образования были многочисленны (Мушкетов, 1890).

Старые описания не всегда позволяют однозначно решить, имеем ли мы дело во всех случаях с первичными сейсмотектоническими проявлениями или с вторичными поверхностными разрывами в результате действия сейсмических волн. Поэтому автор стремился не использовать сомнительные случаи для дальнейшей обработки. За пределами эпицентральных зон, (изосист высших баллов) современные сейсмотектонические дислокации не обнаруживаются, а наблюдаются только вторичные или гравитационные разрывы. Большая часть сейсмотектонических разрывов на поверхности протягивается продольно по отношению к главным структурным элементам, например при землетрясении 1911 г., но известны также поперечные или секущие (при землетрясениях 1907, 1934, 1949 и 1970 гг.).

Подвижки по разломам там, где они устанавливаются на поверхности, большей частью вертикальны, но для землетрясений 1889, 1902 (Андижанского), 1946 гг. устанавливаются сдвиговые смещения. В ряде случаев они могли остаться незамеченными в связи с методическими трудностями или недостаточным к ним вниманием в прошлые годы.

Собранный материал (табл. 9) позволил получить в первом приближении соотношения между магнитудой землетрясений M , с одной стороны, величинами разрывов на поверхности – длиной возникающих разрывов l , длиной зон разрывов L , величиной смещения по разрывам D , глубиной h и шириной b возникающих рвов и трещин с другой (Никонов, 1975в; Nikonov, 1975). Значения M заимствованы главным образом из книги "Сейсмическое районирование СССР" (1968), соотношения даны известным способом (Точер, 1961) в виде графиков соотношения магнитуды с максимальными величинами разрывов (так) и отдельно со средними m . Здесь приводится лишь первый тип графиков (рис. 34). Разброс точек на графиках может быть связан как с недостаточной точностью исходных данных, особенно для давних землетрясений, так и с различиями в глубине очагов, составе и условиях залегания подстилающих пород, ориентировке разрывов относительно

Таблица 9

Характеристика сейсмотектонических дислокаций, возникших при известных сильных

№ п/п	Год	Землетрясение	Сейсмологическая характеристика				
			Магнитуда M	Интенсивность I, баллы	Глубина H, км	Длина осей внутри изосейстов IX баллов, км	Площадь внутри изосейстов VIII баллов, тыс. км ²
1	1885	Беловодское	6 1/2–7 1/2	IX		80 x 45	1,1
2	1887	Верненское	6 1/2–7 1/2	IX(X)	10 (?)	100 x 50	1,7
3	1889	Чиликское	≥ 7 1/2	IX		190 x 100	38
4	1895	Ташкурганское	6 1/2	VIII	15–20		
5	1897	Ура-Тюбинское	7	VIII(IX)			6
6	1902	Кашгарское	7 1/2	≥ IX	70±10 (300 x 120)	180 x 100 (36)	~80
7	1902	Андижанское	6 1/2–7 1/2	IX(VIII–IX)	10	20 x 10	~1,7
8	1907 (21/X)	Каратагское	8 (8,1)	IX(IX–X)	5–30	80 x 27	1,8
9	1907 (27/X)	Чуюнчинское	5,5	VIII–IX			
10	1911	Кебинское	8 (8,7)	>IX(X)		200 x 60	11
11	1923	Ура-Тюбинское	6	VIII–IX	≤5 (?)		
12	1924	Куршабское	6 1/2	VIII			
13	1934	Арганкульское	6 1/2	VIII(VIII–IX)	5–8	10 x 3	0,1
14	1938	Кемино-Чуйское	6 1/2	VIII(VIII–IX)	55	20 x 8	0,23
15	1941	Гармское	6 1/2	VIII–IX	10–20	30 x 5	0,4
16	1943	Файзабадское	6	VIII–IX	5–20	30 x 14 (15 x 5)	0,1

землетрясениях Средней Азии

Источник	Степень изученности сейсмотектонических дислокаций	Вид дислокации	Сейсмотектонические дислокации				
			Максимальные известные размеры	Длина, км	Ширина, м	Глубина, м	
Отдельных форм	Эрон					Амплитуда смещений (горизонтальных), м	
Игнатьев, 1886	2A	Треугольники, рвы в рыхлых и коренных породах	21	0,2–2,0	1–3	1,1 (?)	
Мушкетов, 1890; Богданович и др., 1914	1AB	Треугольники на горных отрогах, в том числе в кристаллических сланцах. Сейсмотектонические дислокации не обнаружены	30 (?)				
Мушкетов, 1890; Материалы..., 1891; Атрушевич (личное сообщение)	3	Ступенчатые перекосы грунта. "Значительные трещины"	15–20	1	0,8	5 (г)	
Петровский, 1895	3	Треугольники в рыхлых (?) породах	0,05	>0,02			
Леонов Г.Б., 1898	2A	Треугольники в лессах	0,02–0,05	0,06–0,13	2		
Петровский, 1902	3	Треугольники в рыхлых отложениях	0,01	(120?)	4	>1,5	
Мелик-Саркисян, 1903; Чернышев и др., 1910	1A	Треугольники в рыхлых отложениях	0,4	≥0,18	7	0,15–0,5 (г)	
Бронников, 1908; Корольков, 1913; Губин, 1960; Никонов, 1973	2A	Рвы, скарпы, трещины в меловых известняках, песчаниках и рыхлых породах	0,5	≥2,5	1–3	1–3	0,5–2,0
Корольков, 1913; Губин, 1960; Никонов, 1973	2A	Треугольники в коренных породах	0,5	1–2	0,5–2,0		
Богданович и др., 1914; Кучай, 1969	1B	Рвы в лессах	5	44–50 (200?)	1–20	3–10 (9)	4–5 (10)
Винниченко, 1964	2B	Скарпы и трещины в коренных породах (граниты, метаморфические сланцы, их контакт)	0,05–0,1	2			
Бетгер, 1924	3	Треугольники					
Губин, 1960; Попов, Гинзбург, 1970	2A	Много трещин. Сейсмотектонические дислокации отсутствуют или не обнаружены					
Вильгельмсон, 1947	2A	Треугольники, рвы, скарпы в рыхлых и коренных породах	0,15–0,30	(10)	0,5–0,9		0,7
Губин, 1960	2A	Не обнаружены					
Губин, 1960	1B	Треугольники, рвы, скарпы в покровных лессах и неогеновых алевролитах	1,5	2–3	1–3	0,7–1,0	
Никонов, 1973							

Таблица 9 (окончание)

№ п/п	Год	Земле-трясение	Сейсмологическая характеристика				
			Магнитуда M	Интенсивность I, баллы	Глубина H, км	Длина осей внутри изосейстий IX баллов, км	Площадь внутри изосейстий VII баллов, тыс. км ²
17	1946	Чаткальское	7 1/2	IX		100 x 15	5,1
18	1949	Хайтское	7 1/2-7 3/4	IX(X)	20-30	66 x 20	2,1
19	1963	Каракульское	6 1/2	> VII < VIII	30-40		
20	1966	Ташкентское	5 1/4	VIII	8		0,01
21	1970	Сарыкамыш-ское	6 1/2-6 3/4	VIII(VIII-IX)	11-13	18 x 6	0,09
22	1972	Ишкамышское	6,1	VII			
23	1974	Маркансыкое	7,2	VIII	14		

П р и м е ч а н и е: 1. Сейсмологическая характеристика приводится преимущественно по книгам "Атлас землетрясений СССР", 1962 г., и "Сейсмическое районирование СССР", 1968 г.
2. Степень изученности сейсмотектонических дислокаций: 1 – изучались подробно, 2 – недостаточно подробно, 3 – специально не изучались; А – изучались непосредственно после землетрясения, Б – спустя годы или десятилетия после землетрясения.

структур и элементов рельефа и др. Тем не менее общий характер связи не вызывает сомнения и позволяет определять средние соотношения.

При рассмотрении длин возникающих разрывов определено выявилась необходимость различать величины отдельных, или элементарных, разрывов l и целых зон L , состоящих из кулисно подставляющих друг друга или следующих с перерывами разрывов. Соответственно вместо обычно составляемого одного графика $L \sim M$ автор составил два графика: $l \sim M$ и $L \sim M$ (рис. 34, a). Получены соотношения:

$$M = 7,62 + 0,83 \lg l_{\max} \quad (l \text{ в км}), \sigma = 1,6; \quad (1)$$

$$M = 7,86 + 0,92 \lg l_m, \sigma = 1,7; \quad (2)$$

$$M = 6,03 + 0,97 \lg L_{\max} \quad (L \text{ в км}), \sigma = 2,1, \quad (3)$$

$$M = 6,25 + 0,90 \lg L_m, \sigma = 2,4. \quad (4)$$

При определении зависимости величины смещения по разрывам от магнитуды землетрясений ($D \sim M$) осредняющая линия из-за малочисленности данных проведена независимо от того, была ли преобладающей вертикальная или горизонтальная составляющая (рис. 34, б). Несмотря на это, именно зависимость $D \sim M$ является наиболее тесной по сравнению с другими. Она характеризуется соотношениями:

$$M = 5,43 + 0,90 \lg D_{\max} \quad (D \text{ в см}), \sigma = 1,1; \quad (5)$$

$$M = 5,38 + 0,94 \lg D_m, \sigma = 1,8. \quad (6)$$

Источник	Степень изученности сейсмотектонических дислокаций	Вид дислокации	Сейсмотектонические дислокации				
			Максимальные известные размеры		Ширина, м	Глубина, м	Амплитуда смещений (горизонтальных), м
Отдельных форм	Зон						
Федоренко, 1968; Леонов, 1970	1Б	Треугольники, рвы, смещения в кристаллических породах	0,3		15-20	10-15	1-1,5 (г)
Губин, 1960; Леонов, 1960; Дедова, 1966	1АБ	Рвы, трещины в кристаллических породах	0,05-0,1	1-1,5	20	5-10	5-10 (?)
Леонов и др., 1967	1А	Треугольники в рыхлых отложениях и в кристаллических сланцах	0,004	25	0,03-0,05	0,3-0,4 (?)	
Ташкентское землетрясение, 1971	1А	Треугольники в рыхлых отложениях (лессах) (не тектонические)	0,02-0,05	(14)	0,02-0,03	0,0-0,02	
Григоренко и др., 1973; Джанузаков, Ильясов, 1973	1А	Треугольники в элювии метаморфических и изверженных пород на гребнях горных склонов	0,005-0,03	0,5-1,5	0,1-1,0	0,1	
Сообщение Г.Ш. Ачилова	2А	Треугольники в метаморфических породах	0,01-0,02	0,037	0,45		
Обследование А.Р. Макарова, А.А. Никонова	2А	Треугольники в ледниках и снежниках		20			

Соотношения $h \sim M$ и $b \sim M$ не являются ни тесными, ни показательными, как видно из значительного разброса точек на графиках (рис. 34, в, г). Поэтому приводимые ниже зависимости могут рассматриваться как приблизительные:

$$M = 6,23 + 1,4 \lg h_{\max} \quad (h \text{ в м}), \sigma = 1,7; \quad (7)$$

$$M = 6,16 + 1,67 \lg h_m, \sigma = 2,5; \quad (8)$$

$$M = 6,90 + 0,70 \lg b_{\max} \quad (b \text{ в м}), \sigma = 1,7; \quad (9)$$

$$M = 6,97 + 1,13 \lg b_m, \sigma = 1,1. \quad (10)$$

Все равенства можно считать справедливыми только в пределах $6 \leq M \leq 8,5$. Полученные данные показывают, что в пределах Среднеазиатского орогена, как и в других сейсмоактивных районах мира, сейсмотектонические разрывы на поверхности начинают появляться при землетрясениях с $5,5 \leq M \leq 6$, а смещения по таким разрывам – при землетрясениях с $M \geq 6,5$. Как и следовало ожидать, величины разрывов и смещений по ним возрастают с возрастанием магнитуды соответствующего землетрясения. Максимальная известная в регионе длина зон разломов ($L = 50 \div 200$ км) связывается с крупнейшим из известных землетрясением 1911 г. в Северном Тянь-Шане, $M = 8$ (8,7?).

Как упоминалось выше, быстрые движения по разломам периодически могут происходить и вне связи с землетрясениями, как, например, на Гармском полиго-

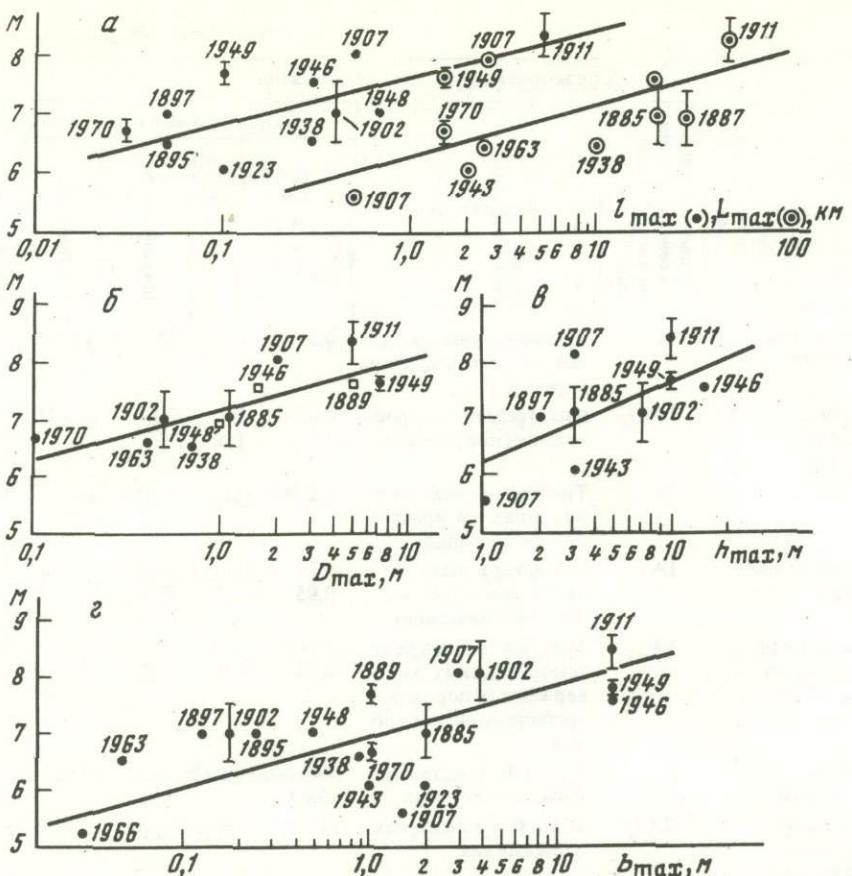


Рис. 34. Графики зависимости максимальных величин разрывов поверхности (сейсмотектонических дислокаций) от магнитуд землетрясений Средней Азии (M)

Исходные данные см. в табл. 9, цифры — год землетрясения.

а — зависимость M от максимальной длины отдельных разрывов (l — точки) и зон разрывов (L — кружки); б — зависимость M от максимальной амплитуды смещений D (кружки — вертикальные смещения, квадраты — горизонтальные); в — зависимость M от максимальной глубины трещин и рвов h ; г — зависимость M от максимальной ширины трещин и рвов b

не, где измеренная скорость направленного смещения крыльев разлома на небольшом участке составляет 10–16 мм/год (Финько, Энман, 1971; Певнев и др., 1971).

В Средней Азии имеется несколько примеров быстрых безразрывных движений, проявляющихся в периоды, близкие к землетрясениям и с ними связанных. Обычно они имеют неправильную в плане куполовидную или эллипсовидную в поперечном профиле форму. Движения, связанные с землетрясениями, оказываются значительно более интенсивными (даже в получаемых усредненных значениях) по сравнению с вековыми, превышая последние на один-два порядка по скорости и на два-три порядка по градиенту скорости (см. рис. 19, 21, см. также (Никонов, 1971а)). Максимальные известные амплитуды колебательных движений в связи с землетрясением (речь не идет о генерируемых землетрясениями упругих волнах) составляют сантиметры—десятки сантиметров, период колебаний — годы или десятилетия, радиус площади проявления десятки—первые сотни километров в зависимости от силы землетрясения и, вероятно, его механизма. В отдельных случаях (см. рис. 21) удается выделить предваряющие, сопутствующие и последующие движения, как это, например, отмечено на Алма-Атинском (Атрушекевич и др., 1973а и б; Сигалов, 1974), Ташкентском (Мавлянов и др., 1969; Райzman, 1970; Ташкентское земле-

трясение... , 1971) и Гармском (Гусева и др., 1973) полигонах, в эпицентральных зонах Сарыкамышского 1970 г. и Джамбулского 1971 г. землетрясений. Эта намечающаяся как на полигонах, так и на протяженных линиях нивелирования Средней Азии закономерность представляется весьма важной, тем более что она согласуется с материалами по другим сейсмическим районам (подробнее см. раздел III, гл. 5).

3. Некоторые закономерности проявления голоценовых и современных движений и их связь с сейсмичностью в Среднеазиатской и других орогенных областях

Голоценовые и современные движения Средней Азии подразделяются по степени дифференцированности и величине на общие фоновые (или региональные) и локальные (в частности, движения над разломами). Скорость движений над активными разломами земной коры составляет от первых миллиметров в год до сантиметров в год, что на порядок больше величин скорости региональных движений. Градиент скорости движений над разломами на 1–2 порядка больше градиента скорости вне зон дифференцированных движений и составляет 10^{-6} – 10^{-5} год⁻¹.

По имеющимся данным, в Средней Азии величины относительной скорости современных региональных движений в равнинно-платформенных областях находятся в пределах от долей до нескольких миллиметров в год на коротких расстояниях и от нескольких до 10–15 мм/год на расстояниях в сотни–тысячи километров. Высокую относительную скорость региональных движений, если она не связана с накоплением систематических ошибок на протяженных линиях нивелирования, надо объяснять повышенной современной тектонической активностью Туранской плиты.

Современные и молодые движения имеют одинаковый порядок величин в пределах области новейшего горообразования Средней Азии как на эпипалеозойской платформе, так и в горах альпийской складчатой области, что характерно и для всего плиоцен–четвертичного времени (Шульц, 1948; Костенко, 1972; Чедия, 1972). Дифференциация движений идет в соответствии с активностью новейших тектонических структур (морфоструктур) разного порядка. Именно в этом плане можно истолковывать явное увеличение как глубины, так и скорости голоценового врезания рек при переходе от равнин к предгорьям и в горы. Однопорядковые значения глубин голоценового регионального вреза и амплитуд смещений по разломам в голоцене, с одной стороны, величин скорости врезания рек в голоцене и современных движений по инструментальным данным, с другой, а также равномерное в целом врезание рек Средней Азии в течение конца позднего плейстоцена и голоцена – все это дает основания принимать среднюю скорость региональных тектонических движений в течение последних десятков тысяч лет в пределах от долей миллиметра до нескольких миллиметров в год на равнинах и несколько миллиметров в год в предгорьях и низкогорьях. Показателем реальности этих величин можно считать соответствующие величины фиксированных относительных смещений и деформаций по разрывам, т.е. локальных движений за голоцен, измеряемых несколькими метрами на равнинах, первыми десятками метров в предгорьях и горах (Федорович, 1931; Резвой, 1947; Шульц, 1948; Курдюков, 1951, 1953; Попов, Розанов, 1955; Ланге, 1970; Костенко, 1972; Никонов, 1970а; Чигарев, 1971; Парфенов, 1973; Скobelев, Флоренский, 1974; Белоусов, 1973, и др.). Соответственно среднерасчетные скорости голоценовых смещений по разломам оказываются в пределах от десятых долей миллиметра в год до 1–2, редко 4–8 мм/год.

С точки зрения оценки реальной скорости движений и взаимоотношений с сейсмическими проявлениями очень важна пространственная и временная неравномерность молодых и современных движений в пределах одного региона. В настоящее время не вызывает сомнений вывод о неравномерности скорости и колебательном характере современных движений в сейсмически активных районах Средней Азии (см. рис. 21). В промежутках времени, близких к землетрясениям, современные движения превышают вековые фоновые на 1–2 порядка по скорости и на 2–3 порядка по градиенту скорости, достигая соответственно десятков–сотен миллиметров в год и 10^{-6} – 10^{-4} год⁻¹.

Вопрос о существовании в Средней Азии современных колебательных движений вне связи с землетрясениями пока открыт из-за недостаточного объема повторного нивелирования. Имеются данные (Сомов, 1972) о существовании колебательных движений с полупериодом 85–200 лет, однако именно тектонический характер такого рода колебаний в настоящее время доказан быть не может. Факты активизации современных движений в периоды, близкие к отдельным землетрясениям, в их плейстосейстовых областях, позволяют предполагать существование периодов региональной активизации современных движений во время региональной сейсмической активности, например 1885–1907, 1943–1949 гг.

Что касается региональных молодых движений, то их неравномерный, а тем более знакопеременный характер из геолого-геоморфологических наблюдений выведен быть не может. Многие геоморфологи до сих пор принимают прерывистость или неравномерность движений, в том числе молодых, на основании террасированности долин. Этого, однако, делать нельзя, поскольку террасированность долин может закономерно возникать в процессе равномерного врезания рек или быть результатом климатических изменений.

В целом соответственно сопоставленные величины градиента скорости и в меньшей степени скорости современных и молодых движений близки между собой. Тот факт, что величины скорости молодых движений в целом меньше, чем современных, легко объясняется большим временем осреднения при подсчете, из-за чего слабее сказываются короткопериодические флуктуации и даже знакопеременность движений. Этот вывод, уже сделанный ранее на более обширном материале (Гзовский, Никонов, 1968), в данном случае можно рассматривать как подтверждение той неравномерности, знакопеременности движений, которая проявляется в чередовании медленных вековых, вероятно также неравномерных, и быстрых сейсмических движений.

Данные о современных движениях Средней Азии служат также надежным количественным выражением и подтверждением представлений о повышенной подвижности многих зон разломов и о неравномерности движений по ним во времени. Тот факт, что над зонами многих разломов величины скорости современных медленных движений на порядок, а градиенты скорости на 1–2 порядка выше соответствующих значений региональных движений, возможно также связывать с временной неравномерностью и даже знакопеременностью смещений по разломам. Иначе пришлось бы допустить смещения по разломам в предгорно-низкогорных районах на 100 м и более за голоцен, на 1 км и более за поздний плейстоцен, т.е. почти на порядок более реально отмечаемых геолого-геоморфологическим методом величин (даже с учетом плоскостной денудации, см. стр. 183).

Такие возвратные в течение лет – столетий движения по разломам, вероятно не тектонического происхождения, могут проявляться в так называемых безамплитудных разломах, известных в горных странах (см., например, Костенко, 1972). На разломах со смещением крыльев движения могут быть возвратно-поступательными.

Именно неравномерность молодых и, вероятно, современных движений как на протяжении крупных сейсмогенных зон, так и на каждом отдельном участке такой зоны во времени делает очень затруднительным при существующей весьма слабой, с точки зрения дифференциации рассматриваемых движений в зонах, изученности оценку сейсмической опасности по градиенту скорости движений.

Реальное значение для сейсмического районирования и оценки сейсмической опасности с точки зрения взаимосвязи молодых и современных движений с сейсмичностью приобретает изучение сейсмотектонических дислокаций. Важность изучения современных и древних сейсмодислокаций для сейсмического районирования и определения сейсмической опасности неоднократно отмечали многие геологи (Горшков, Якушова, 1957; Солоненко, 1962, 1973б; Кучай, 1972а, 1974). Однако использование сейсмодислокаций в указанных выше целях еще не стало полноценной частью комплексных сейсмотектонических работ (Сейсмическое районирование СССР, 1968). В Средней Азии это не в последнюю очередь было связано с незначительностью материала по сейсмодислокациям и недоработанностью критерии их использования.

В настоящее время можно считать установленным, что в Средней Азии следы сейсмотектонических дислокаций и подвижек по разломам голоценового и позднеплейстоценового возраста весьма многочисленны (см. рис. 29, 30). Хотя их распределение на схеме в большой мере отражает степень изученности территории, все же можно сделать следующие выводы относительно пространственного распределения сейсмотектонических подвижек, а следовательно, и сильных землетрясений региона в последние тысячи лет.

1. Выведенные голоценовые и современные сейсмотектонические дислокации сосредоточены в целом в районах высокой современной сейсмичности. В ряде случаев дислокации группируются в эпицентральных областях известных сильных исторических землетрясений или около них (например, землетрясений 1885, 1907, 1934, 1946 гг.).

2. Сейсмодислокации располагаются большей частью в пределах крупных продольных тектонических зон первого порядка, таких, как Северо-Тяньшанская, Гиссаро-Кокшаальская, Дарваз-Каракульская и др.

3. Простижение основных сейсмотектонических дислокаций и, по-видимому, плейстосейстовых областей соответствующих землетрясений большей частью отражает простижение продольных тектонических структур, в том числе разрывов разного порядка, но в ряде случаев согласуется с простижением поперечных структур.

4. Рассматриваемые дислокации, хотя в основном и тяготеют к участкам пересечения разломов разной величины и простижания (тектоническим узлам), нередко встречаются и за пределами таких участков и даже в местах, где крупные активные разломы и сильные землетрясения исторического периода неизвестны (см. рис. 30). В частности, такими являются участки новообразованных разрывов и сейсмодислокаций субширотного простижения между Дарваз-Каракульской и Гиссаро-Кокшаальской зонами, западнее Пшартской зоны (западнее устья р. Бартанг).

Полученные для Средней Азии средние соотношения между размерами разрывов и смещений и магнитудой коровых землетрясений подобны таковым для других сейсмически активных областей Земли. На среднеазиатском материале, несомненно, подтверждается и уточняется закономерность: по мере увеличения интенсивности землетрясений увеличиваются размеры сейсмодислокаций (Точер, 1961; Солоненко, 1962; Гзовский, 1963; Солоненко и др., 1969). В Средней Азии при коровых землетрясениях с $M < 5,5 \div 6,5$, $I \leq VIII$ баллов сейсмотектонические дислокации не отмечаются, при землетрясениях с $M = 6,5 \div 7$, $I = VIII \div IX$ баллов длина разрывов может достигать километров при амплитуде смещений крыльев в десятки сантиметров, при землетрясениях с $M \geq 8$, $I = IX - X$ баллов длина разрывов достигает десятков и первых сотен километров, ширина разрывов и амплитуда смещений крыльев — до 10 м. Общее отличие по сравнению, например, с Монголо-Байкальским регионом, Калифорнией и Невадой и средними для мировых данных соотношениями состоит в том, что в Средней Азии при том же значении магнитуд величина возникающих дислокаций и смещений по ним значительно меньше (табл. 10, рис. 35). Конкретные, пусть даже приближенные соотношения $L \sim M$ оказываются в 2–10 раз меньше, а $D \sim M$ на порядок меньше в Средней Азии, чем, например, обобщенные соотношения, принимавшиеся М. В. Гзовским (1963), и существенно иными, чем в Монголо-Байкальском регионе (Солоненко и др., 1969; Солоненко, 1970) (табл. 10). Иными словами, при равных магнитудах землетрясений размеры разрывов оказываются меньше в сейсмически и тектонически более активном районе (Средняя Азия) по сравнению с менее активным (Монголо-Байкальский регион). Ясно, что оценку интенсивности и магнитуды крупнейших землетрясений прошлого на основе изучения палеосеймодислокаций можно осуществлять только на основе конкретных региональных, но не обобщенных или заимствованных из другого района соотношений $L \sim M$, $D \sim M$ (см. стр. 205).

Характер и размеры ряда сейсмотектонических дислокаций Средней Азии такие, что могут рассматриваться как показатели землетрясений силой IX баллов, в то время как на действующей карте сейсмического районирования некоторые участки с такими сеймодислокациями отнесены к VIII-балльной зоне.

Таблица 10

Соотношение размеров очагов (L_o , км), длины поверхностных разрывов (L , км) и величины смещения по ним (D , м) с магнитудой землетрясений (M) в разных сейсмотектонических районах и по данным разных авторов

Магнитуда землетрясений, M	Обобщенные величины (Шебалин, 1971, — L_o ; Гзовский, 1963, — L , D)			Монголо-Байкальский регион (Солоненко и др., 1969)	
	L_o	Наиболее вероятная L	Смещение A_{max}	L	D
$\geq 7,5$	40–400	30–100	20–70	50–850	≤ 10
7,5–6,5	20–50	15–30	10–20	≤ 45	≤ 7 –8
6,5–5,25	10–20 (50)	3–15	2–10	—	—

* При магнитуде по шкале Рихтера.

Определения возраста сейсмотектонических дислокаций в эпицентральных зонах известных землетрясений могут иметь значение также для оценки частоты сильных землетрясений и импульсных тектонических подвижек на этих участках.

Так, обнаружение нескольких (5–7) систем сейсмотектонических дислокаций в бассейне р. Карагат, возникших в течение последних примерно 5 тыс. лет на площади менее 50 км² (см. рис. 33), позволяет оценить среднюю расчетную повторяемость разрушительных землетрясений – не реже одного раза в тысячу лет ($N = 1 \cdot 10^{-3}$). Принимая наши определения возраста более молодой из голоценовых сейсмотектонических дислокаций, можно оценить наибольшую частоту первыми сотнями лет (Никонов, 1977а). Это не противоречит сейсмостатистике, согласно которой здесь отмечено лишь одно землетрясение $M > 6,5$ за последние примерно 120 лет.

Интересно сопоставить возможный период накопления упругой деформации с предполагаемой периодичностью землетрясений, подобных Карагатскому. Средняя расчетная скорость относительного поднятия массива Дарвазакам за последние 1–3 млн. лет, считая величину поднятия плиоцен–четвертичной поверхности выравнивания в 1,5 км, составляет 0,5–1,5 мм/год. Величина скорости современных движений по геодезическим данным на полигонах Средней Азии, как показано выше, также колеблется от долей миллиметра до первых миллиметров в год. Если считать, что снятие энергии упругой деформации IX-балльными землетрясениями сопровождается смещениями на 0,5–2,0 м, как это наиболее вероятно для Карагатского землетрясения 1907 г., то для накопления упругой деформации того же порядка потребуется соответственно при скорости движений в 0,5 мм/год от 1 до 4 тыс. лет, при скорости 1,5 мм/год – от 330 до 1300 лет, при 3 мм/год – от 160 до 660 лет, при 5 мм/год – от 100 до 400 лет. Этот сугубо ориентировочный расчет показывает, что возможная повторяемость землетрясений интенсивностью IX ± 0,5 балла, особенно если взять современную скорость воздымания Карагатского поперечного поднятия в 3–5 мм/год как наиболее вероятную, находится в тех же пределах, что и независимо полученная по данным о сейсмотектонических дислокациях.

Таким образом, по геолого-геоморфологическим данным, в последние тысячи лет повторяемость землетрясений $I = IX \pm 0,5$ балла, $M = 5,5 \div 8$ на этом участке может считаться $10^{-3} \geq N \geq 10^{-2}$ лет (Никонов, 1977а).

Выводы более общего сейсмотектонического характера для Среднеазиатского орогена могут быть сведены к следующему. Во-первых, в Средней Азии сейсмотектонические дислокации, т.е. современные и молодые разрывы и смещения, могут быть обнаружены в эпицентральных областях разрушительных землетрясений прошлого, даже если район считается достаточно изученным. Сейсмотектонические дислокации на поверхности могут проявляться уже при землетрясениях с $M = 5,5$, а при $M \approx 8$ достигать нескольких километров длины и амплитуды смещения в первые метры. Во-вторых, ясно, что существуют более тесные и конкретные связи между разрушительными землетрясениями и геологическими

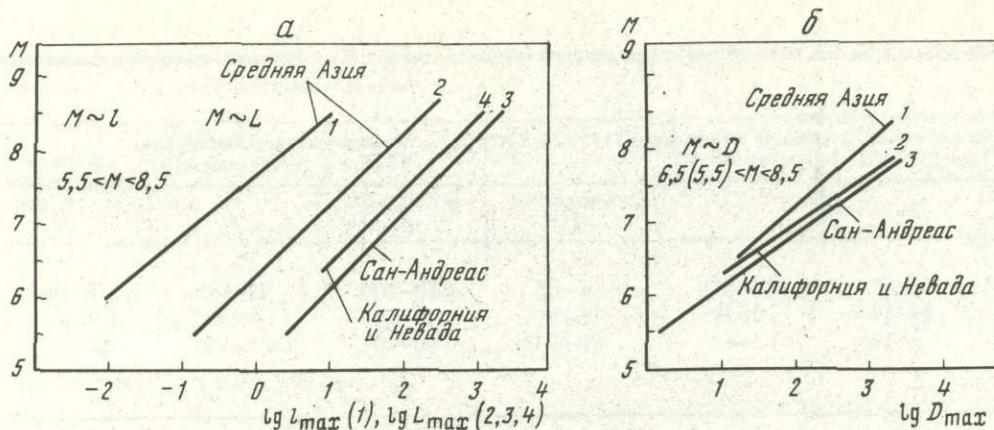
структурами, между медленными и быстрыми движениями, чем обычно принимаются при работах регионального или обзорного характера. Эти связи могут и должны быть предметом конкретных крупномасштабных исследований. В-третьих, тщательное изучение сейсмотектонических дислокаций и их возраста может привести к уточнению сейсмологических особенностей и причин крупных землетрясений, уточнению оценок их максимальной интенсивности и повторяемости, к определению характера развития, типа и величины смещений по крупным зонам разломов за разные отрезки времени.

В заключение приведем некоторые сопоставления с другими горными странами.

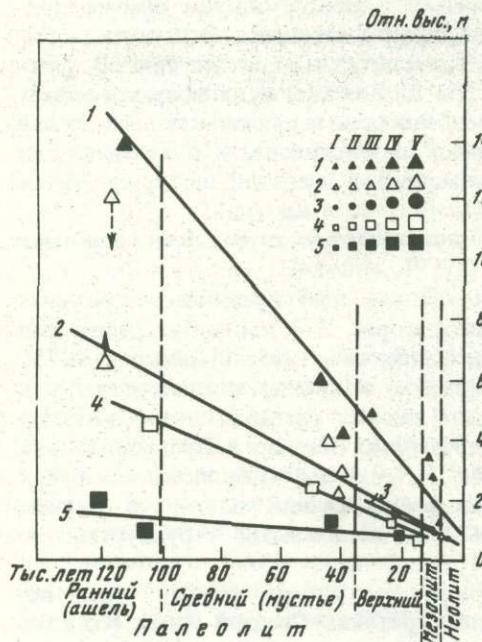
Средняя скорость послепедникового (20–15 тыс. лет) врезания рек Кавказа оценивается величинами 8–20 мм/год в высокогорье, 2–7 мм/год в среднегорье и до 1,5 мм/год в предгорьях (Расторова, Щербакова, 1963; Щербакова, 1973; Растворова, 1973). Близкие величины независимо получены автором для более продолжительного времени с использованием высоты расположения археологических памятников (Никонов, 1973д). В предгорьях Карпат, в Предкарпатском и Закарпатском прогибах по имеющимся материалам (Соколовский и др., 1974; Гофштейн, 1974) скорости врезания рек в течение голоцена в среднем составляли 0,3–0,7 мм/год, увеличиваясь над локальными структурами до 1 мм/год.

Сопоставление величин скорости врезания рек разных горных стран показало, что скорости врезания рек в горных районах Средней Азии, Кавказа, Монгольского нагорья характеризуются последовательно меньшими величинами в соответствии с уменьшением общей высоты и крутизны гор (рис. 36). В последние десятки тысяч лет скорость врезания рек в равнинно-платформенных областях (0,05–0,7 мм/год) в несколько раз, максимально на порядок, меньше, чем в областях современного активного горообразования (0,5–7,0 мм/год).

Не только в Средней Азии, но и на Кавказе отмечены локальные разрывные дислокации взбросового и сдвигового типа позднеплейстоценового и голоценового возраста. Они фиксируются по нарушениям молодых флювиальных форм, ледниковых форм и отложений в предгорных и горных районах (Когошвили, 1970; Щербакова, 1973). Их размах за голоцен измеряется метрами, может быть первыми десятками метров. В последние годы в разных частях Кавказа все в больших масштабах устанавливаются не только гравитационно-тектонические, но и сейсмотектонические дислокации голоценового и современного возраста (Сейсмогенные структуры..., 1973). Е.М. Щербакова (1973) находит на Кавказе признаки усиления дифференциации молодых движений в местах и периоды более интенсивных восходящих движений, особенно выделяя конец плейстоцена, когда быстро снималась ледниковая нагрузка. То же отмечается для Альп (Jäckli, 1965; Schaer, Jeanrichard, 1974). Отметим близость этих данных и представлений к тому, что по фактическим данным фиксируется и для платформенной области покровного оледенения Фенноскандии (см. стр. 48).



Р и с. 35. Зависимость длины отдельных разрывов l и длины зон разрывов L (а) и величины смещений по разрывам (б) от магнитуды землетрясений M в Средней Азии, на разломе Сан-Андреас, в Калифорнии и Неваде



Р и с. 36. Связь относительной высоты расположения и возраста приречных стоянок каменного века (график врезания рек). Составлено по материалам А.П. Окладникова, А.А. Никонова, В.А. Ранова, С.Л. Троицкого (Средняя Азия), В.П. Любина, В.М. Муратова (Кавказ), А.Г. Медоева (Казахстан), И.К. Ивановой, П.И. Борисковского (Русская равнина)

1 – неолит; II – мезолит; III – верхний палеолит; IV – средний палеолит (мустье); V – ранний палеолит (ашель). 1 – Средняя Азия, предгорья и нагорья; 2 – Кавказ, низко- и среднегорье; 3 – нагорье Северной Монголии; 4 – Русская платформа, Приднестровская и Среднерусская возвышенности; 5 – Туранская платформа, Прибалханская равнина Казахстана

Современные региональные движения тектонически активных орогенных областей в западной части Альпийского складчатого пояса (Лилиенберг и др., 1972; Карта современных вертикальных движений..., 1973; Собакарь и др., 1975; Schaer, Jeanrichard, 1974; Jeanrichard, 1975) по данным отдельных линий повторного нивелирования составляют в осевых частях гор от 4–8 до $\geq 12,7$ мм/год на Кавказе, от 1,5–2,0 до 4–5 мм/год в Карпатах и 1–2 мм/год в Альпах. Движения относительно предгорных прогибов обычно на 1–6 мм/год больше. Характерно общее согласование распределения знака и интенсивности современных движений с морфоструктурами и четвертичными движениями, хотя на отдельных участках отмечается их перестройка. В течение текущего столетия как будто намечается чередование периодов активизации и ослабления современных региональных тектонических движений Кавказа и Карпат в связи с колебаниями величины высвобождаемой сейсмической энергии в этих районах (Ананьев и др., 1973). Имеются данные по современным локальным медленным движениям в пределах Кавказа и Карпат как пликативного, так и разрывного характера со смещениями сбросового и, вероятно, взбросо-надвигового характера со скоростью от долей до нескольких миллиметров в год (Лилиенберг и др., 1972; Сомов, 1974б; Собакарь и др., 1975).

Таблица 11

Основные характеристики голоценовых и современных вертикальных движений горных стран Альпийского пояса и гор Средней Азии
Составлена по материалам И.Д. Гофштейна, Д.А. Лилиенберга, В.А. Матковой, А.А. Никонова, В.М. Сигалова, И.Л. Соколовского, В.И. Сомова, F. Jeanrichard и др.

Характеристика	Альпы	Карпаты	Кавказ	Тянь-Шань
Голоценовые				
Скорость регионального поднятия гор в среднем за 20–10 тыс. лет, мм/год (оценка по скорости врезания рек)	0,2–1,1	$\geq (0,3–0,7)$ (5)	2–7 (10–20)	3–7 (10–20)
Наличие сейсмотектонических дислокаций	Не известны	Не известны	Известны	Многочисленны
Современные				
Максимальная скорость поднятия хребтов, мм/год	1–2	2–5	$\geq (8–13)$	6 ($\geq 15?$)
Максимальная скорость погружения предгорных прогибов, мм/год	0,5–2 (?)	1–2	3–6	6 (12)
Максимальный градиент скорости региональных движений, год^{-1}	$1,5 \cdot 10^{-8}$	$(1–5) \cdot 10^{-8}$	$(1–5) \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}–1 \cdot 10^{-6}$
Максимальные градиент скорости вертикальных движений, год^{-1}	$4 \cdot 10^{-8}$	$(1–5) \cdot 10^{-7}$	$(1–3) \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}–1 \cdot 10^{-5}$

Соответственно сопоставленные величины скорости и градиента скорости региональных и локальных движений возрастают в ряду Альпы–Карпаты–Кавказ–Тянь-Шань (табл. 11), что можно рассматривать как показатель различий в тектонической активности сравниваемых горных стран. Некоторые сопоставления с новейшей тектоникой и сейсмичностью приведены ниже (см. стр. 193).

Глава 3

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ РАЗЛОМАМ ТИХООКЕАНСКОГО И ДРУГИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

1. Некоторые общие сведения о горизонтальных движениях

Важность изучения горизонтальных движений (горизонтальной компоненты пространственных смещений и деформаций) не вызывает сомнения. Однако изученность горизонтальных движений, особенно голоценовых и современных, значительно уступает изученности вертикальных. Если изучение последних геологами и геоморфологами продолжается около двух столетий, океанографами и геодезистами – около 70 лет, то горизонтальные движения (горизонтальные составляющие) привлекли внимание специалистов лишь в начале нашего века и специально точными методами измеряются лишь несколько десятилетий.

Известная гипотеза дрейфа континентов А. Вегенера сопровождалась астрономо-геодезическими расчетами, согласно которым Гренландия удаляется от Европы со скоростью 10–30 м/год. Однако последующие точные специальные измерения показали отсутствие систематического смещения материков со скоростью более первых дециметров в год (Щеглов, 1963). В 60-х годах в связи с возникновением и распространением идей новой глобальной тектоники опять возрос интерес к изучению горизонтальных движений. Выводы о сближении Европы и Северной Америки, Европы и Японии со скоростью 17–19 см/год, сделанные по данным долготных наблюдений (A. Stoyko, N. Stoyko, 1966), оспарива-

ются (Щеглов, 1973; Изотов, 1975). Позднее (Stoyko A., Stoyko N., 1969) двумя астрономическими методами было определено несущественное за 43 года смещение по долготе Европы относительно Японии, но подтвердили необходимость предположения о смещении Америки по отношению к Евразии по долготе.

Уиттен (Whitten, 1970) подсчитал, что по изменениям широты разных обсерваторий за последние 70 лет по отдельности в пределах континентов (плит) Северной Америки, Азии, Европы угол вращения этих континентов составит соответственно в расчете на 10 млн. лет 5° против часовой стрелки, $6,5$ и 4° по часовой стрелке. В расчете на 10 тыс. лет это дает соответственно $18; 23, 4''$ и $14,4''$ или $(3,2 \div 4,1'') \cdot 10^{-4}$ год $^{-1}$, т.е. $1-1,4$ см/год. Полученные значения согласуются с величинами угловой скорости смещения плит по расчетам сторонников новой глобальной тектоники, однако автор отмечает невозможность выделения в астрономических данных влияния векового движения полюса.

Более поздняя работа (Fessel, 1974) оценивает движения Евразийской и Американской плит друг относительно друга на сферической поверхности Земли по точным измерениям времени и широты на 45 обсерваториях за 1962–1972 гг. Этот метод дает результаты, не зависящие от миграции полюса вращения, возможные локальные ошибки редуцируются путем исключения из обработки данных тех обсерваторий, которые располагаются в сейсмических районах, и выбором обсерваторий в пределах одной широтной зоны. Полученные координаты полюса движения Америки относительно Евразии в целом согласуются с определениями его положения по геофизическим данным. Относительное движение континентов определяется как их расхождение (удаление) со скоростью $(15 \pm 7) \cdot 10^{-7}$ град/год. Исследователь считает эту величину угловой скорости почти на порядок больше той, что дают геофизики для последних миллионов лет, и объяснение такого превышения усматривает в коротком временном интервале или несогласовании систем отсчета. В пересчете угловая скорость составит $5,4'' \cdot 10^{-4}$ в год ($5,4''$ за голоцен), что дает смещение на земной сфере $1,8$ см/год, т.е. того же порядка, что при расчетах Уиттена, и не противоречит скорости расширения дна Атлантического океана по геофизическим расчетам (Le Pichon et al., 1973).

Известна еще одна попытка тщательного анализа астрономических данных об изменениях широты и отдельно долготы в течение нескольких десятилетий (Proverbio, Quesada, 1974). Данные по основным станциям, расположенным на разных континентах (плитах), обработаны по единой усовершенствованной системе с коррекцией за долговременные колебания и с использованием метода оптимизации, при котором меньше сказывается положение возможных центров ротации. Годовые широтные вариации выражаются следующими величинами: Америка $+13'' \cdot 10^{-4}$, Евразия $-30'' \cdot 10^{-4}$, Япония $-27'' \cdot 10^{-4}$ (или за голоцен соответственно $+13'', -30''$ и $-27''$. — А.Н.). Обработка долготных наблюдений в единой системе и с использованием групп считающихся более надежными данных при фиксированной на Земле системе отсчета привела к выводу о сближении Японии и Европы со скоростью около 1 см/год и расхождении Евразии и Северной Америки со скоростью порядка 10 см/год за период 40–70 лет. Обращено внимание (Proverbio, Quesada, 1974) на согласование независимо рассчитанных широтных и долготных изменений и согласование расчетных величин скорости относительного смещения с теми, что получены ранее геолого-геофизическими методами для последних десятков миллионов лет (среднерасчетные скорости расширения дна Атлантического океана для последних миллионов лет определяются в $1-2$ см/год, т.е. заметно меньше).

Эти обнадеживающие результаты еще не оценены и не признаны другими астрономами и поэтому вряд ли могут приниматься неспециалистами как достоверные.

Возможности спутниковой геодезии и лазерной техники, вероятно, смогут обеспечить в близком будущем независимые наблюдения с точностью, достаточной для определения движений со скоростью в первые сантиметры в год (Markowitz, 1969; Le Pichon et al., 1973; Изотов, 1975). Интересными обещают быть результаты недавно начатых непосредственных дальномерных измерений с целью определения смещений Гренландии относительно Арктической Канады, о. Ван-

Рис. 37. Положение зоны разломов Сан-Андреас в качестве трансформного разлома на границе Северо-Американской и Тихоокеанской плит согласно концепции новой глобальной тектоники

1 — рифты Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического поднятия; 2 — трансформные разломы; 3 — глубоководные желоба

кувер относительно материка Северной Америки, о. Сицилия относительно Апеннинского полуострова.

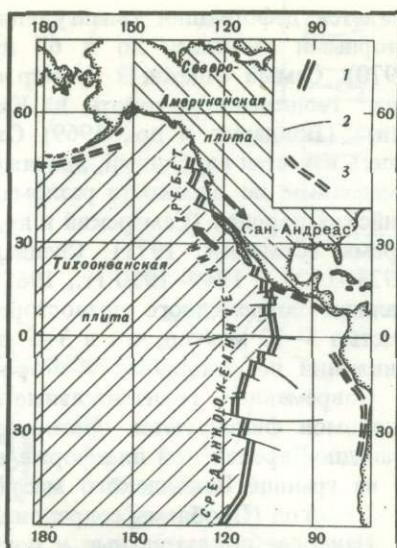
Традиционные и новые методы наземных измерений более результативны в пределах отдельных участков и активных тектонических зон внутри материков. Наибольший объем повторных триангуляций и с наибольшим успехом проведен на территории Японии (Harada, 1967; Miyamura, 1969; Sato, 1973). Технические трудности, недостаточная корреляция с геологической обстановкой и несомненная зависимость региональных движений от частых сильных землетрясений и вулканических извержений в значительной мере затрудняют геологическую интерпретацию уникальных данных. Значительные региональные смещения (горизонтальные) известны в связи с сильными землетрясениями 1960 г. в Чили, 1964 г. на Аляске (Plafker, 1972).

А. Стойко и Н. Стойко (A. Stoyko, N. Stoyko, 1975) по вариациям долготы пяти южноамериканских станций констатировали прогрессивное смещение к востоку перед Чилийским землетрясением 1960 г. с $M = 8,4$ и последующее резкое смещение к западу, которые на западном побережье были в 2 раза больше, чем на восточном. В тот же период в Северной Америке такие явления не происходили. Отмечаемое этими авторами значительное увеличение широты Тихоокеанского побережья Северной Америки по отношению к Атлантическому в последние 15 лет, по-видимому, может быть объяснено смещением по зоне разломов Сан-Андреас (см. ниже).

Платформенные области в свете полученных в последние годы данных как геологических, так и особенно по непосредственным измерениям в шахтах напряжений в горных породах (Муди, Хилл, 1960; Hast, 1969; Гзовский, 1975) нельзя считать совершенно стабильными в отношении внутренних относительных горизонтальных движений. По измерениям современных напряжений в шахтах горизонтальная сжимающая компонента превышает величину геостатического давления в несколько раз.

Интересно отклонение меридиональных сторон египетских пирамид на $4' \pm 1'$ к западу от истинного направления на север. Считается, что это не могло быть ошибкой строителей, а вызвано главным образом вращательными движениями Сахарской плиты за прошедшие 4,5 тыс. лет, возможно, в связи с развитием рифта Красного моря (Pawly, Abrachamsen, 1973). Подобным образом предполагается вращательное движение за 500 лет в районе г. Самарканда, т.е. на сочленении Туранской плиты с Тяньшаньским орогеном по отклонению на $10'$ от истинного северного направления секстанта обсерватории Улугбека (Мавлянов, Ишмухамедов, 1972).

Непосредственные геодезические измерения горизонтальных смещений в пределах платформ пока ограничиваются нескользкими участками. На западе Индостанского щита южнее г. Бомбей и восточнее подводного Малабарского желоба (разлома) сравнение триангуляций 1842–1866 и 1965–1969 гг. показало возможное смещение к востоку единого блока со средней скоростью порядка 0,8–3,5 мм/год (Bhattacharji, 1970). На юге Западно-Сибирской плиты предпо-



лагается деформация триангуляционной сети с расхождением между двумя повторными съемками до $\pm 6''$ при систематической ошибке $\pm 0,9''$ (Фиалков, 1970). Самый надежный пример современных сдвиговых смещений по разлому дают геодезические работы на Криворожском разломе в пределах Украинского щита (Бондарук и др., 1969; Самарский и др., 1969; Курочкин и др., 1973). Здесь известен глубинный, протяженностью 200 км, сбрососдвиг с правосторонним смещением по плоскости разлома на несколько десятков километров в докембрийских породах (Самарский и др., 1969) и вероятным сдвиганием в четвертичное время (Семенюк, 1971). Специальная обработка триангуляционных измерений 1928—1929 и 1949—1950 гг., 1965 и 1968—1971 гг. дала возможность установить наличие современного правостороннего сдвигания по разлому со средней скоростью 3—10 мм/год, что в 3—5 раз больше скорости современных вертикальных движений по основному и второстепенным разломам (Курочкин и др., 1973).

Современные горизонтальные движения по отдельным разломам и зонам разломов фиксируются повторными триангуляциями с интервалом в 70 лет на Западно-Европейской платформе в зоне Эльбы (ГДР) со скоростью 5—10 мм/год и на границе Панонского массива и Южных Карпат (Венгрия) со скоростью 1—2 мм/год (Проблемы современных движений..., 1969).

Наиболее показательные и полные данные как геолого-геоморфологического, так и геодезического характера имеются для голоценовых и современных медленных и быстрых сдвиговых смещений по отдельным крупным зонам разломов в подвижных поясах — Сан-Андреас в Калифорнии, Альпийскому разлому в Новой Зеландии, Северо-Анатолийскому в Малой Азии и некоторым другим (Pavoni, 1971). Это заставило нас сосредоточить внимание на рассмотрении именно горизонтальных сдвиговых смещений, избрав главным объектом сдвиги Калифорнии, изучение которых ведется наиболее длительно, подробно, комплексно и соответственно результативно. Выбор региона целесообразен также ввиду его активной и хорошо изученной сейсмичности, исключительных размеров сдвиговой зоны и ее положения на границе двух крупных блоков земной коры (плит, в понимании сторонников новой глобальной тектоники; рис. 37).

2. Движения по разломам Калифорнии

Американские геологи считают Калифорнию одним из наиболее тектонически активных районов континента Северной Америки в позднем кайнозое и до настоящего времени (Никонов, 1975б)¹. Общее поднятие Береговых хребтов в позднеплиоцен-четвертичное время оценивается в сотни метров. Вертикальные складчатые и разрывные движения на отдельных участках обнаруживаются также в позднем плейстоцене и голоцене. Скорость поднятия наиболее активных складок в четвертичное время оценивается в 1—6 мм/год, а в позднем плейстоцене — голоцене — до 5—8 мм/год.

Наиболее важной и интересной структурой в Калифорнии, а может быть и вообще на континентах, является зона разломов Сан-Андреас. Обычно под этим названием понимают целую систему (рис. 38) продольных разломов (Сан-Андреас, Калаверас, Хейвард, Сан-Габриэль, Мишн-Крик, Сан-Джасинто и др.) в целом северо-западного простирания в поясе шириной 60—200 км, среди которых собственно разлом Сан-Андреас является наиболее крупным по протяженности (около 900 км), амплитуде смещения и современной активности. Система продольных разломов осложнена поперечными, среди которых выделяются Гарлок, Биг Пайн и Уайт Волф (см. рис. 38). Собственно разлом Сан-Андреас на сущее представляет зону шириной от нескольких метров до 10 км, выраженную в рельефе в виде четких прямолинейных и крутых рвов, уступов, узких гряд и впадин, хорошо различимых на местности, картах и аэрофотоснимках. По геологическим данным разлом имеет почти вертикальную плоскость сместителя. По глубине гипоцентров

¹ Количество ссылок на литературу в этой и последующей главах ограничено.

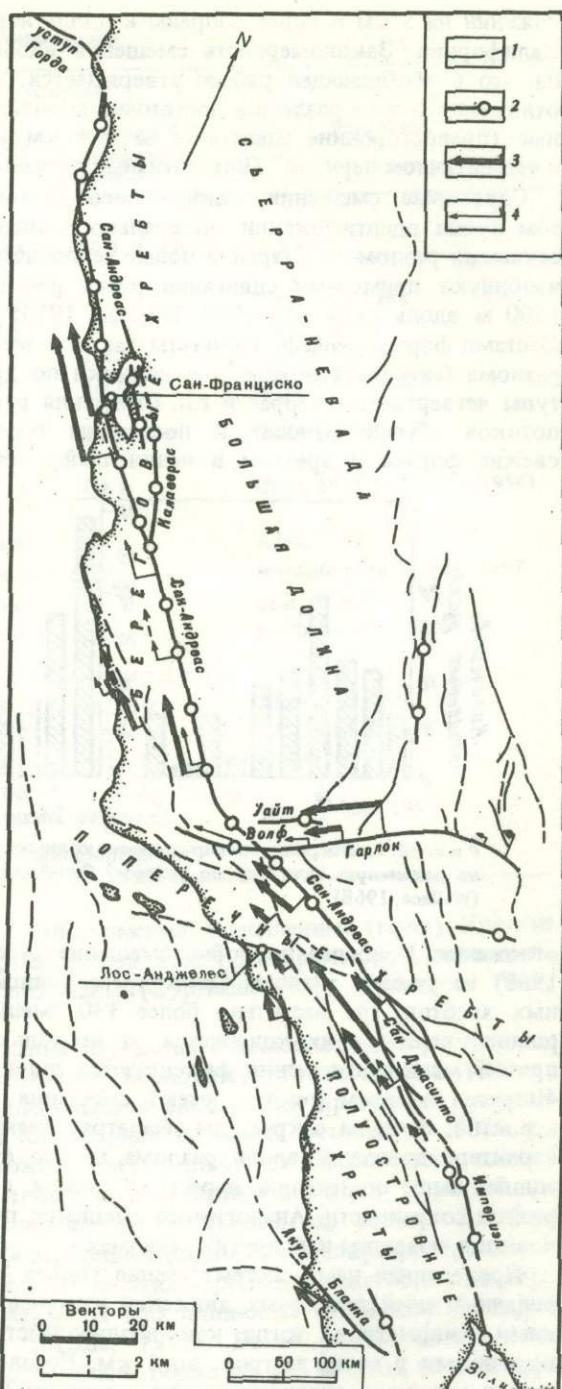
Рис. 38. Система разломов Сан-Андреас в Калифорнии. Составлено автором по материалам американских исследователей

1 — разломы, активные в кайнозое (пунктир — их вероятное протяжение); 2 — разломы, активные в плейстоцене и голоцене (кружки — участки с сейсмическим и асейсмическим сдвиганием в историческое время); 3 — сдвигание в плейстоцене, выявленное главным образом по удалению одинаковых четвертичных отложений на разных крыльях разломов; 4 — сдвигание позднеплейстоцен-голоценового времени, определенное преимущественно по смещению русел временных потоков и других молодых форм рельефа

землетрясений глубина проникновения разломов в земную кору оценивается здесь в 10–15, максимум 18–20 км. Все поперечные и некоторые боковые, подходящие под углом к разлому Сан-Андреас, разломы показывают наклон плоскости сместителя преимущественно к северу под углом 45–80°.

Движения плейстоценового и голоценового временей. На самом разломе Сан-Андреас сколько-нибудь существенные и надежно документированные вертикальные движения, кроме связанных с землетрясениями, за четвертичное время не отмечаются, между тем как в плиоцене они, возможно, составляли первые сотни метров.

Определение сдвиговых смещений вдоль разлома Сан-Андреас в четвертичное время проводится, в частности, по разобщению обломочного материала в конусах выноса по разные стороны разлома (Hill, Dibblee, 1953; Муди, Хилл, 1960; Буртман, 1963; Никонов, 1975б). Например, в Поперечных хребтах, между перевалами Соледад и Кахон, плейстоценовые слои севернее разлома литологически отличаются от одновозрастных слоев на южном крыле напротив, но аналогичны тем же слоям на южном крыле в 3–8 км западнее. Эти же слои, в отличие от полого залегающего выше верхнеплейстоценового аллювия, сильно деформированы именно в зоне разлома Сан-Андреас, но слабо наклонены в стороне от зоны (Кинг, 1969). В районе залива Сан-Франциско одинаковые фации плиоцен-четвертичных отложений по разные стороны разлома сдвинуты относительно друг друга по разлому приблизительно на 28 км (Cummings, 1968). Достаточно надежные данные по смещению четвертичных от-



ложений на 5 км и более собраны и вдоль некоторых других разломов в Южной Калифорнии. Закономерность смещения вдоль зоны разломов столь определена, что в обобщающей работе утверждается, что "почти везде, где четвертичные отложения в зоне разломов достаточно хорошо изучены, можно установить подобные (правосторонние сдвиговые на 3–8 км – А.Н.) смещения, происходившие в четвертичном периоде" (Четвертичный период..., 1968, стр. 652).

Сдвиговые смещения голоценового времени доказываются главным образом путем идентификации латерально смещенных когда-то единых русел, пересекаемых разломом. Старые и новые геологические и геоморфологические работы изобилуют примерами сдвигания русел рек и водоразделов на величину 100–1500 м вдоль разрывов (Hill, Dibblee, 1953; Муди, Хилл, 1960; Wallace, 1968). Местами формы рельефа сдвинуты так, что местное возвышение по одну сторону разлома блокирует ложбины и долинки по другую его сторону, смещающиеся уступы четвертичных террас и т.п. Смещения русел современных рек и временных потоков обычно относят к последним тысячелетиям, поскольку они имеют свежие формы и врезаны в позднеплейстоценовые и более древние террасы и

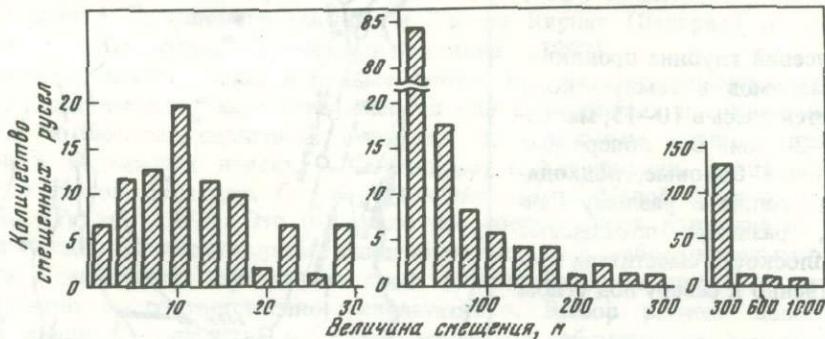


Рис. 39. Гистограмма распределения количества русел, сдвинутых правосторонне на различную величину по разлому Сан-Андреас на участке Чоламе-Камп Дикс (Wallace, 1968)

отложения. Наиболее подробно смещение русел изучено Р.Е. Уоллесом (Wallace, 1968) на участке разлома Сан-Андреас длиной около 110 км севернее Поперечных хребтов, где насчитано более 130 смещенных русел. Смещения правосторонние, величина их колеблется от нескольких метров до 1200 м (рис. 39), причем мелкие смещения фиксируются лишь на сравнительно крупных руслах. 40 русел на этом участке имеют смещения 6–15 м в зоне шириной 15 м и, вероятно, связаны с крупным землетрясением 1857 г. О повторном импульсном характере движений вдоль разлома можно судить по тому, что многие русла, единые выше по течению, пересекая разлом, дают несколько параллельных линий разной сохранности. Аналогичные смещения русел, врезанных в четвертичные отложения, известны и на других разломах.

Проведенная нами систематизация данных (табл. 12, см. рис. 38) показывает, что величины плейстоценовых движений измеряются километрами – первыми десятками километров, тогда как позднеплейстоцен-голоценовые характеризуются величинами в сотни метров, до 1 км. Несовпадение определенных величин смещения в разных участках одного и того же разлома в значительной мере может объясняться несовпадением отрезков времени в пределах плейстоцена и голоцена, за которые произошли смещения.

Как и для кайнозойских, для новейших смещений (Никонов, 1975б) характерны правостороннее сдвигание по продольным разломам и левостороннее по поперечным, скорости движений порядка сантиметров в год. Важны немногочисленные пока факты прерывистого, импульсного сдвигания на отдельных участках в пределах четвертичного или даже позднеплейстоцен-голоценового времени, не говоря уже об импульсных подвижках во время современных землетрясений.

Таблица 12
Сдвигание по системе разломов Сан-Андреас, км

Название разлома и участок	Смещение		Источник
	плейстоцен-новое	позднеплейстоцен-голоценовое	
Система разломов Сан-Андреас			
Разлом Сан-Андреас			
п-в Сан-Франциско	28 п		Cummings, 1968
То же	19 п		Smith, 1959
севернее г. Паркфилд		1 п	Ирдли, 1954
между хр. Темблор и Сан-Эмигдио	16 п	0,9 п	Hill, Dibblee, 1953
между г. Чоламе и Камп-Дикс		0,3–1,2 п	Wallace, 1968
между перевалами Кахон и Соледад в Поперечных хребтах	8–10 п	0,8 п	Кинг, 1961 (по Noble, 1954)
Разлом Сан-Габриэль	3,2–4 п		Allen, 1957
Разлом Сан-Джасинто	5 п	0,7 п	Sharp, 1967
	16 п		Bartholomew, 1970
Поперечные разломы			
Акуа Бланка	5 п	0,25–0,27 п	Allen et al., 1960
Гарлок		0,6 л	Hill, Dibblee, 1953
восточная часть	0,6 л	0,15 л	Smith, 1962
центральная часть	2–8 л		
Биг Пайн		0,9 л	Hill, Dibblee, 1953

Примечание: п – правостороннее, л – левостороннее.

Современные движения: быстрые (сейсмические) и медленные (крип). Краткие обзоры истории изучения и имеющихся результатов по современным движениям в зоне разломов Сан-Андреас опубликованы (Буртман, 1963; Лукьянов, 1963; Никонова, Никонов, 1973).

Современные вертикальные движения изучаются с помощью повторного нивелирования. Помимо общегосударственного периодического, начиная с 1878 г., нивелирования по редкой сети осуществляется специальная программа повторных нивелирований в Центральной Калифорнии на самом разломе. В 1935 г. перпендикулярно разлому было заложено восемь линий нивелирования длиной 15 км, по 200 реперов на каждой линии. Максимальные значения средней за 1935–1964 гг. скорости движений составляют 1,0–1,3 мм/год, редко – 2 мм/год (Смолл, 1968). В 1964 г. в Южной Калифорнии сделано 20 нивелирных пересечений разлома по шести маркам в каждом, пять из этих пересечений ежегодно нивелируются повторно. Вертикальные движения на этих линиях не превышают 1 мм/год и имеют однозначную тенденцию (Meade, 1971). Более ранние нивелировки (1906–1944 гг.) через Сан-Андреас показали поднятие в 5 мм/год вблизи перевала Кахон, возможно в связи с землетрясением 1906 г., и отсутствие движений у Палмдейла (Allen et al., 1965). Хорошо известны смещения по субширотному надвигу Буэна-Виста (Wilt, 1958). Впервые на горизонтальные смещения и сдвиговую природу разлома Сан-Андреас было обращено внимание после катастрофического землетрясения Сан-Франциско в 1906 г. ($M \approx 8,3$). После него не только были изучены геологические предпосылки и проявления землетрясения на протяжении 230 км (только на суше), но также проведены повторные триангуляции и на основе полученных данных создана теория упругой отдачи (Lawson et al., 1908; Reid, 1910). Так было положено начало изучению совре-

Таблица 13

Сдвиговые смещения по разломам во время землетрясений
(сейсмотектонические дислокации) в Калифорнии и Неваде

Район и назование разлома	Название землетрясений	Год	Магнитуда, M	Максимальная длина разрыва, км	Максимальная величина сдвига, см	Источник данных	
Калифорния, система Сан-Андреас Сан-Андреас и опорядок продольных разломов	Сан-Андреас	Форт-Техон	1857	8	120(350)	900-1100	Wallace, 1968
	Калаверас		1861	6	10		Radbruch, 1968
	Хейвард		1868	6-7	32	300-400	De Sitter, 1960, Рихтер, 1963
	Сан-Андреас	Сан-Франциско	1906	8,3	435	640	Lawson et al., 1908
	Империэп	Империэп Вэлли	1940	7,1	65-70	50-200 до 600	De Sitter, 1960
	Мишин-Крик	Хот Спрингс	1948	6,5	В очаге на поверхности только местные трещины	30	Richter et al., 1958
	Сан-Мигель		1956	6,8	19	78	Shor, Roberts, 1958
	Сан-Андреас	Паркфилд	1966	5,6	20(40)	21	Allen, 1968
			1966				Hofmann, 1970
	Империэп		1966	3,6	10	1,5	Allen, 1968
Поперечные разломы	Сан-Джасинто	Боррего-Маунтин	1968	6,4	31	28	Allen et al., 1968 (Wallace, 1969)
	Биг Пайн		1852	?	48		Wallace, 1969
	Маникс	Маникс	1947	6,4	4	5	Buwalda, Richter, 1948 ^{x/}
	Уайт Волф	Керн Каунти	1952	7,6	65 1-2,4	310 200	Oakeshott, 1955 ^{x/} Штейнбронге, Моран, 1957
Невада	Сьерра Мадре	Сан-Фернандо	1971	6,6	19	100-240 190	Proctor et al., 1972 Anderson, 1971
		Оуэнс Вэлли	1872	8,3	80	450 (600)	Bonilla, 1970 Рихтер, 1963
	Плезант	Плезант Вэлли	1915	7,6	65	460	Johns, 1915 Fergusson et al., x/
		Цедар Маунтин	1932	7,2	61		Gianella, Callaghan, 1934 ^{x/}
		Эксельсиор Маунтин	1934	6,3	1,5	13	Callaghan, Gianella, 1935 ^{x/}
	Форт Сейдж		1950	5,6	9,5		Рихтер, 1963
	Рейнбоу	Фаллон	1954, уп	6,6	18	31	Tocher, 1956 ^{*/}
	То же	То же	1954, уш	6,8	30	76	То же
		Фервью Пик	1954	7,4	59	700	Slemmons, 1957 ^{x/}
		Дикси Вэлли	1954	7,1	62	370	То же

* См. Рихтер (1963)

менных быстрых сейсмических движений. В дальнейшем оценка величины поверхности сдвигания производилась применительно к крупнейшим землетрясениям прошлого и ко всем текущим землетрясениям. В настоящее время после каждого землетрясения с $M \geq 6$ в эпицентральной области проводятся повторные геодезические измерения (рис. 40).

Крупнейшие землетрясения Калифорнии ($M \geq 7$) сопровождались разрывами поверхности вдоль трасс разломов на протяжении десятков и сотен километров (табл. 13). За последние 110 лет разрывные сдвиговые смещения по

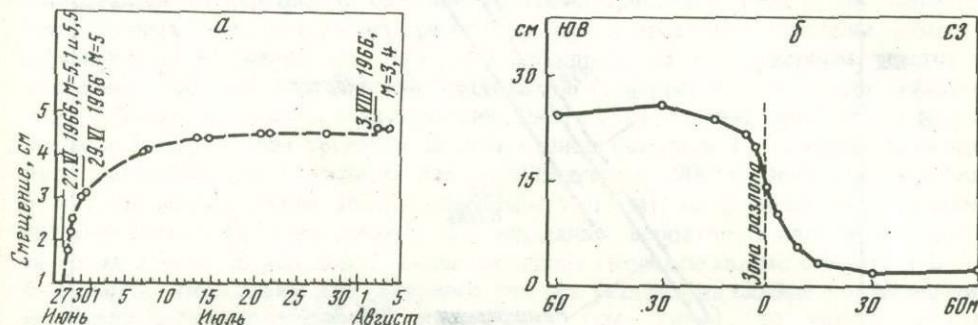


Рис. 41. Горизонтальные смещения центральной полосы шоссе Чоламе–Паркфилд во время Паркфилдского землетрясения 1966 г. и после него (The Parkfield..., 1967)

а – накопление смещений во времени; б – смещение поперек разлома в плане

разлому Сан-Андреас наблюдались во время шести крупных землетрясений. Геологические и геоморфологические характеристики их приведены, например, в монографии Ч. Рихтера (1963). В нашем понимании в этих случаях речь идет о сейсмотектонических дислокациях, которые хорошо фиксируются и в других сейсмических областях Земли. При землетрясениях с $M = 6 \div 7$ сдвигания оцениваются десятками сантиметров (Tocher, 1958; Wallace, 1969, 1970; Greensfelder, Crice, 1971). Неожиданным, отмеченным впервые на разломе Сан-Андреас, оказалось появление сдвиговых смещений на протяженных участках разломов также и во время слабых землетрясений (The Parkfield..., 1967; Wyss, Brune, 1968; Allen, 1968; Nason, Tocher, 1971). Так, во время землетрясения 1966 г. у г. Паркфилд с $M = 5,5 \div 5,8$ отмечен сдвиг на протяжении 40 км (рис. 41), а при толчке с $M = 3,6$ в том же году по разлому Империэл – 10 км (см. табл. 13).

В то же время здесь известны землетрясения с магнитудами $6\frac{1}{2} - 6\frac{1}{4}$, не говоря о более слабых, не сопровождавшихся тектоническими разрывами и сдвигами на поверхности (Tocher, 1958; Richter et al., 1958; Savage, Kinoshita, 1971). Несмотря на эти исключения, в целом для мелкофокусных землетрясений Калифорния длина возникающего разрыва и максимальное сдвигание по нему находятся в тесной зависимости от энергии породившего их землетрясения. Д. Точер (1961; Tocher, 1958) впервые для Калифорнии и Невады вывел количественные соотношения между магнитудой толчков ($6,3 < M < 8,3$) и величиной горизонтальных и вертикальных дислокаций на поверхности:

$$M = 5,65 + 0,98 \lg l \quad (l \text{ в км})$$

$$M = 5,22 + 0,53 \lg D \quad (l \text{ в км}, D \text{ в см}),$$

где M – магнитуда землетрясения; l – длина возникающего на поверхности разрыва; D – величина смещения по разрыву при землетрясении. После получения данных о слабых землетрясениях (Wyss, Brune, 1968) стало ясно, что для всего диапазона магнитуд $3 < M < 8,5$ нет прямого линейного соотношения между $\lg l$ и M , но сохраняется линейное соотношение между величинами M и $\lg D$, между M и $\lg lD^2$ за счет четкой линейной зависимости между M и $\lg D$.

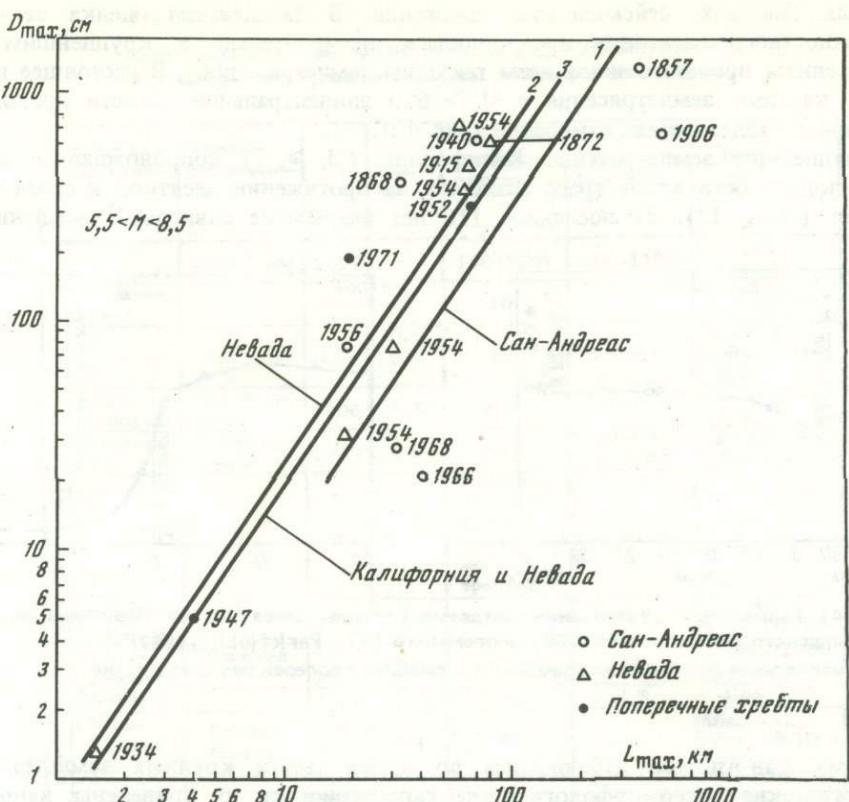


Рис. 42. Соотношение максимальной протяженности возникших (обновившихся при землетрясении) разрывов L_{\max} и максимальных смещений по ним D_{\max} в зоне разлома Сан-Андреаса (1), в Неваде (2), в Калифорнии и Неваде (3). Масштаб логарифмический

Нами для известных сейсмических смещений и разрывов (см. табл. 13, рис. 42) только по самому разлому Сан-Андреас для землетрясений $5,5 < M < 8,5$ определены следующие соотношения:

$$M = 5,1 + 0,80 \lg L_{\max} \quad (L \text{ в км}),$$

$$M = 5,4 + 0,75 \lg D_{\max} \quad (D \text{ в см}).$$

Несомненно, что все имеющиеся соотношения дают только большее или меньшее приближение к реальности, так как включают один или несколько следующих недостатков (Bonilla, 1970), а именно: смешиваются разные типы разломов, не различаются разрывы в твердых и рыхлых породах, недоучитываются величины до- и послесейсмического крипа, не всегда различаются средние и максимальные величины. Добавим, что на появление и величину сейсмических разрывов влияют также наличие и ориентировка предшествующих разрывов, история разрядки напряжений, глубина очага, мощность рыхлых пород и другие факторы, которые не всегда можно учесть.

Показательно, что все главные сейсмические разрывы и не менее 1/3 второстепенных прошли по линиям известных геологических разломов; при повторных землетрясениях на одном и том же участке (Паркфилд, 1934 и 1966 гг., Империэл, 1940 и 1966 гг.) разрывы проходили параллельно на расстоянии нескольких метров (Bonilla, 1970).

Правостороннее смещение по плоскости разлома Сан-Андреас во время землетрясений разной магнитуды доказывается также чисто сейсмологическими методами. На северном подводном конце разлома правосдвиговые смещения в комбинации с надвиганием на север (или пододвиганием к югу) установлены

на уступе Горда. Рассчитанная по сейсмическим параметрам скорость смещения здесь составляет 4 см/год.

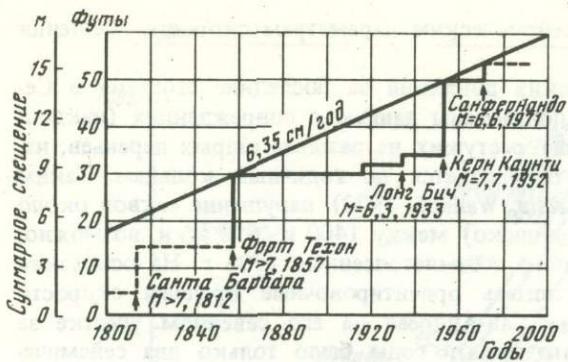
Для оценки скорости сейсмических движений за последние столетия в Северной Калифорнии могут быть использованы данные о повреждениях (наклон, изгиб, разрыв, обламывание вершин) растущих на разломе старых деревьев, например секвой, возраст которых определяется по годичным кольцам. Таким способом было определено (La Marche, Wallace, 1972) нарушение секвой около Форт-Росса (севернее залива Сан-Франциско) между 1400 и 1650 гг. и, возможно, еще дважды до нарушения, связанного с землетрясением 1906 г. На основании этих данных мы попытались рассчитать ориентировочные пределы скорости сейсмических движений по разлому Сан-Андреас на его северном участке за последние 300–600 лет. Считая, что за эти годы было только два сейсмических события, подобных землетрясению 1906 г., и смещения при каждом не превышали 3 м, получим среднюю за этот период скорость 1–2 см/год. Если принять максимальную известную для землетрясения 1906 г. величину смещения 6 м (при землетрясении 1857 г. смещение 9–11 м), то средняя скорость составит 2–4 см/год. Если же принять во внимание вероятность еще двух событий за то же время, то соответствующие величины скорости можно оценить в 2–4 и 6–8 см/год. Поскольку для северного участка разлома ни слабые землетрясения, ни медленные движения не характерны (см. ниже), то можно считать, что наиболее вероятная величина скорости 2–6 см/год является средней для нескольких столетий общей скоростью смещения для этого участка разлома.

Распределение сейсмических движений неравномерно и в Южной Калифорнии (рис. 43), где средняя скорость сдвигания (Anderson, 1971) по разлому за счет землетрясений в последние 160 лет составляет 6,3 см/год. По другим расчетам (Allen, 1968), малые и средние землетрясения в долине Империал за последние 34 года могут обеспечить скорость смещения по зоне разлома порядка 8 см/год.

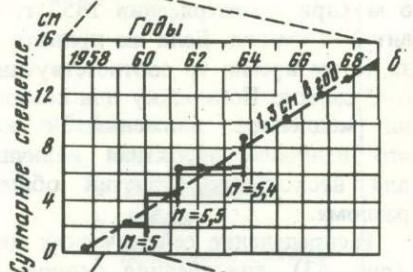
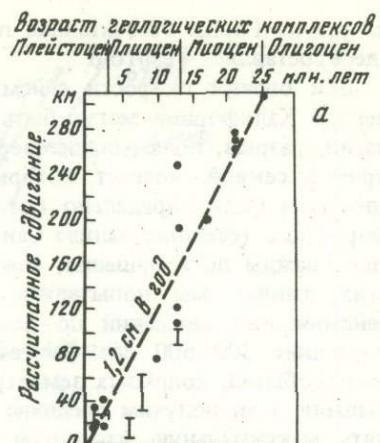
Имеются попытки рассчитать полное среднегодовое смещение по всему сдвигу. Д. Хаузнер (1961) нашел полное среднее годовое скольжение в виде функции: 1) среднегодового распределения землетрясений на единицу площади (как и в Южной Калифорнии), 2) площади скольжения по разлому во время единичного землетрясения и 3) среднего относительного смещения по всей площади (равного приблизительно половине максимального). В предположении, что такое скольжение равномерно распределяется по разрывам глубиной 50 км и длиной 1100 км, он получил величину полного среднего годового смещения в 5,5 см. По расчетам Дж. Брюна (Brune, 1968), общая рассчитанная скорость смещения вдоль разлома Сан-Андреас за 1800–1967 гг. составляет 5,1 см/год (с учетом двух крупнейших землетрясений 1857 и 1906 гг.). Другие авторы (Nason, Tocher, 1970), аппроксимируя половинную максимальную величину наблюдаемых во время отдельных землетрясений смещений на всю длину разлома (950 км на сущее) и суммируя затем эти величины, получили среднюю скорость 2,2 см/год за последние 120 лет.

Можно заключить, что быстрые одновременные правосторонние сдвигания в связи с землетрясениями в зоне разломов Сан-Андреас измеряются десятками сантиметров – первыми метрами (в целом в соответствии с энергией землетрясений), а в расчете на год их скорость оценивается в 2,5 см по отдельным разломам и 6–8 см по всей зоне в целом. То, что эти величины получены различными способами, убеждает в их реальности.

Современные медленные сдвигания (крип) в зоне разломов Сан-Андреас надежно фиксируются повторяющимися как визуальными наблюдениями (The Parkfield..., 1967; Proceed. of the Conference..., 1968; Recent crustal movements, 1971), так и инструментальными измерениями (Whitten, 1956; 1960; Whitten, Claire, 1960; Meade, 1966, 1969, 1971a, б; Burford, 1966; Pope et al., 1966; Raleigh, Burford, 1969; Hofmann, 1968, 1970; Никонова, Никонов, 1973; рис. 44). Весь этот комплекс исследований, охватывающий полосу длиной до 600 км и шириной местами до 100 км, дает надежный материал для выявления ряда зако-

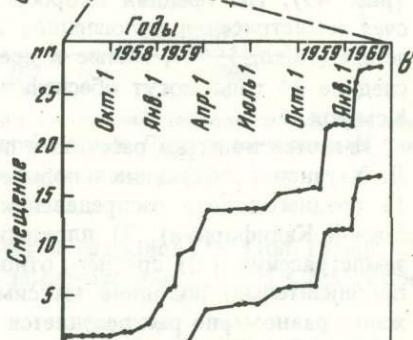


Р и с. 43. Накопление правостороннего смещения по разломам в связи с землетрясениями в Южной Калифорнии (Anderson, 1971)



Р и с. 44. Правостороннее сдвигание вдоль разлома Сан-Андреас

a — смещения в центральной Калифорнии (между г. Сан-Франциско и соединением с разломом Гарлок) за послеолигоценовое время (Jahns, 1969); *б* — накопление правостороннего смещения по разлому в 11 км южнее г. Холлпистер за счет сейсмического и асейсмического крипа (Whitten, 1970); *в* — ход правостороннего смещения (крипа) по плоскости разлома Сан-Андреас у местечка Чиенега Винери (Tocher, 1960)



номерностей и количественной оценки медленного сдвигания. Наиболее существенным представляется следующее.

1. Доказано систематическое правостороннее смещение по продольным и левостороннее по поперечным разломам со скоростью по отдельным из них до 1–4 см/год, а в целом по зоне разломов Сан-Андреас до 6–8 см/год (Meade, 1966, 1969а, б, 1971а, б; Whitten, 1956, 1970; Proceed. of the Conference..., 1973). Показательно, что результаты триангуляционных (Whitten, Claire, 1960; Pope et al., 1966; Burford, 1966; Whitten, 1956, 1960, 1970; Meade, 1966, 1969а, б, 1971 а), дальномерных (Hofmann, 1968, 1970; Greensfelder, Crice, 1971) и астрономических (Whitten, 1970) измерений вполне удовлетворительно согласуются между собой и с локальными измерениями крипа (Proceed. of the Conference..., 1968; Nason, 1971; Recent crustal..., 1971; Meade, 1971б) в отношении направления движений, их величины и скорости.

2. Смещения происходят вдоль геологически документированных разломов или в непосредственной близости от них, на поверхности проявляются единими или кулисно подставляющими друг друга линиями разрывов протяженностью в сотни метров и километры, в приповерхностных породах выражены в виде глиники трения, трещин и микроразрывов. Ширина зон, по которым идет смещение (в виде пластического течения или хрупких разрывов), как показали специальные изме-

рения на участке разлома Сан-Андреас между городами Паркфилд и Холлистер и на разломе Хейвард, составляет 20–10 или даже 5–1 м (The Parkfield..., 1967; Proceed. of the Conference..., 1968, 1973; Raleigh, Burford, 1969; Bonilla, 1970; Nason, Tocher, 1970, 1971; Recent crustal..., 1971).

3. Перемещение по разломам осуществляется двумя способами – путем медленного, равномерного или неравномерного, скольжения, или крипа (*creep*), и путем внезапных сейсмических подвижек во время землетрясений (см. рис. 44, The Parkfield..., 1967; Brune, 1968; Scholz et al., 1969; Nason, Tocher, 1970, 1971). Некоторые авторы выделяют сейсмическое и асейсмическое скольжения (Scholz, 1972).

Скорость сейсмического крипа на отдельных разломах (участках) колеблется от 0,5 до 4,0 см/год (в расчете на годы–десятилетия), сейсмические смещения измеряются сантиметрами–первыми десятками сантиметров в связи с землетрясениями с $M = 4 \div 6,5$. Суммарные амплитуды и скорости движений складываются из обоих видов движений. Скорость смещения по разлому Сан-Андреас за период 1848–1968 гг. эквивалентна 2,5 см/год в расчете на всю длину разлома (Nason, Tocher, 1970). По последним расчетам на основе всех геодезических данных средняя относительная скорость правостороннего смещения за 1907–1971 гг. по разлому и его ответвлениям составляет $3,2 \pm 0,5$ см/год (Savage, Burford, 1973). С учетом смещений при крупнейших землетрясениях 1857 и 1906 гг. средняя расчетная скорость оказывается равной 5–8 см/год.

Скорость распространения (появления) импульсов крипа вдоль разломов составляет от 1 до 100 км в день (Recent crustal..., 1971; Proceed. of the Conference..., 1973), что в 10^5 раз меньше скорости вспарывания разломов при некоторых крупных землетрясениях Калифорнии (Штейнбругте, Моран, 1957).

4. Современные сдвиговые смещения по разломам Калифорнии, в том числе по разлому Сан-Андреас, происходят неравномерно во времени и вдоль простирации разломов (Tocher, 1960; Meade, 1966, 1969b, 1971 а и б; Howard, 1968; Hofmann, 1968, 1970; Wallace, 1969; Nason, Tocher, 1970, 1971; Greensfelder, Crice, 1971; Proceed. of the Conference..., 1967, 1973) (рис. 40, б; 44; 45).

В северной части разлома Сан-Андреас, к северо-западу от залива Сан-Франциско, в последние 63 года смещения по разлому не фиксируются (Burford et al., 1969; Meade, 1971а, б). В Центральной Калифорнии, севернее Поперечных хребтов, в последние годы отмечается периодическое возобновление скольжения на двух участках разлома Сан-Андреас длиной 80 и 50 км, между которыми в 64-километровом промежутке скольжение идет непрерывно с постоянной скоростью (Greensfelder, Crice, 1971; Proceed. of the Conference..., 1973). На участке Поперечных хребтов смещения не фиксируются с 1932 или даже с 1913 г. (Allen et al., 1965; Proceed. of the Conference..., 1973). На крайнем юге, в широкой полосе, захватывающей несколько разломов, в том числе разлом Империэл, смещения в 1941–1954 гг. после землетрясения с $M = 7,1$ имели среднюю скорость до 8 см/год (Whitten, 1956). При сравнении векторов смещения по разлому Сан-Андреас за промежутки времени в несколько лет устанавливается, что в отдельных местах они заметно меняются по величине и в отдельных случаях – по знаку (см. рис. 40, б; 45; Hofmann, 1968). В отдельных участках разломов Сан-Андреас и Хейвард повторные измерения с периодичностью в несколько лет (до полутора десятков лет) устанавливают равномерное смещение в последние годы (Meade, 1971; Greensfelder, Crice, 1971; Nason, 1971), между тем как прежде оно не отмечалось. Однако детальные измерения на нескольких участках разлома Сан-Андреас показали, что в случаях "равномерного" смещения оно осуществляется импульсами преимущественно в течение нескольких суток или даже часов за период в несколько месяцев. В течение года (около г. Холлистера) оказалось, что 92% величины крипа возникло менее чем за 10% времени наблюдения (см. рис. 44, б). Особенно активный импульс смещений на разломах Сан-Андреас, Хейвард и Калаверас произошел без сопровождающих землетрясений в июле-августе 1971 г. В отдельные дни отмечено проскальзывание на 1,4 и 4,2 и даже 9 мм на протяжении нескольких километров на разных участках разломов, при среднегодовой скорости крипа здесь около 1 см (Smith, 1972).

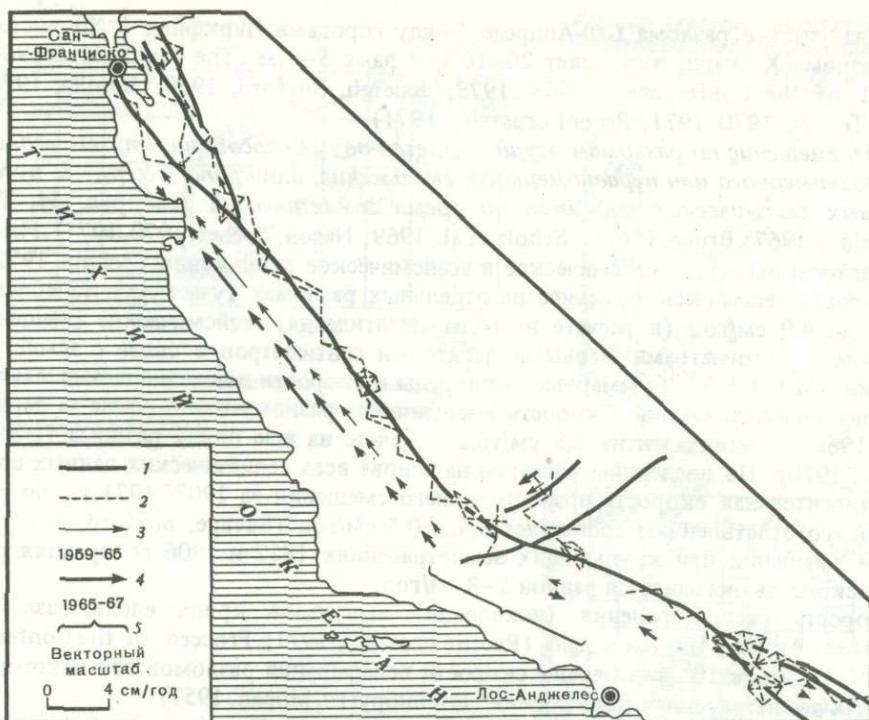


Рис. 45. Среднегодовые современные смещения по главным разломам Калифорнии (Hofmann, 1968).

1 — основные разломы; 2 — линии дальномерных измерений; 3—4 — векторы горизонтальных смещений, принятые параллельно разлому за 1959—1965 и 1965—1967 гг. соответственно; 5 — участок, где в 1959—1965 гг. существенные смещения отсутствовали

Таким образом, общий вывод состоит в том, что в разных местах и в разные периоды времени отдельные эпизоды (импульсы) скольжения не одинаковы по величине и периодичности. В то же время нельзя не подчеркнуть, что подобная неравномерность (мезо- и микронеравномерность) вполне может осуществляться в пределах равномерного в среднем за столетия—тысячелетия движения друг относительно друга двух крупных блоков (плит) земной коры.

Смещения по отдельным разломам и деформации в зоне разломов. Фиксируемые по плоскости разломов смещения и землетрясения связаны с напряжениями и деформациями не в узких (метры—первые десятки метров) полосах вдоль каждого отдельного разрыва, но в зонах шириной не менее первых десятков километров. Дальномерные измерения установили в нескольких случаях сопряженные движения на соседних разломах, а землетрясения умеренной силы отмечены на разломе, соседнем по отношению к тому, на котором перед этим были отмечены смещения (Hofmann, 1968, 1970), т.е. движения как бы "передаются" на соседние разломы. В июле-августе 1971 г. возникло одновременное резкое смещение вдоль разломов Сан-Андреас, Хейвард и Калаверас, удаленных на 10—30 км и не соединяющихся между собой на поверхности (Smith, 1972). При Паркфилдском землетрясении 1966 г. с $M = 5,5$ и землетрясении Боррего-Маунтин 1968 г. с $M = 6,5$ возникли по две параллельные линии смещения на расстоянии 1,5 км одна от другой (The Parkfield., 1967; Allen et al., 1968). Более того, последнее из названных землетрясений сказалось в смещениях по другим разломам на расстоянии до 70 км от эпицентра (Allen et al., 1968; Wallace, 1969). Подсчитано, что смещения по второстепенным и оперяющим разломам при землетрясениях составляют более 40% всех смещений по главному разлому на расстоянии до 1,5 км от него и менее 20% на расстоянии 5—7 км от него (Bonilla, 1970).

Триангуляционные и дальномерные измерения согласно показывают, что сейсмическое и асейсмическое смещения происходят не только в плоскости, но и во всей зоне разломов Сан-Андреас шириной порядка 120 км, уменьшаясь в стороны от плоскости разлома. Эти смещения рассматриваются как отражающие упругую деформацию типа чистого сдвига, причем плоскость максимального сдвигания приблизительно параллельна основному разлому (Ried, 1910; Burford, 1966; Scholz, Fitch, 1969). Только на участке Поперечных хребтов осуществляется деформация одноосного сжатия по нормали к зоне разломов, которая здесь имеет близширотное протяжение.

Одной из основных задач становится отделение (в результатах геодезических измерений) истинной величины смещения непосредственно по плоскостям разломов от смещений, обусловленных деформацией в широкой зоне разлома. Это становится возможным при совместном использовании и сравнении результатов триангуляции, дальномерных измерений и показаний деформометров. Если ширина зон смещений собственно по разломам составляет всего от нескольких до 100 м, то ширина приразломных полос (зон), где фиксируются деформации (по-видимому, упругого характера), составляет 15–20 км (Burford, 1966; Бениофф, 1966; Howard, 1968; Meade, 1969; Raleigh, Burford, 1969; Savage, Burford, 1970, 1973).

В долине Империэл, где сеть триангуляции охватывает полосу в 120 км шириной (см. рис. 40, а), на всем этом сечении смещения достигают 8 см/год, между тем как по одному разлому Империэл скорость сдвигания за счет крипа и слабых землетрясений оценивается в 1,3 см/год (Whitten, 1956; Scholz, Fitch, 1969) и скорость сейсмического сдвигания – в 3,2 см/год (Brune, 1968). Это позволяет предполагать скорость движения за счет накопления упругих деформаций в 3–3,5 см/год через всю зону, если не происходит заметных смещений по еще не обнаруженному параллельному разломам.

В Центральной Калифорнии близ г. Чоламе из 32-сантиметрового максимального сдвигового смещения за 1932–1951 гг. (1,5 см/год) в 100-километровой полосе поперек основных структур только 12 см (0,6 см/год) приходится на сам разлом Сан-Андреас (Burford, 1966). По другим расчетам, скорость смещения по разлому здесь еще меньше ($0,3 \pm 0,1$ см/год) и к тому же часть смещений связывается с землетрясением у г. Паркфилд в 1934 г. (Savage, Burford, 1970).

Сравнение материалов триангуляции через разлом Сан-Андреас в районе г. Холлистер за 1943–1963 гг. показывает среднее смещение в зоне 3 см/год, за 1930–1962 гг. – 2,4 см/год, а измерители крипа на самой линии разлома дают величину 2,5 см/год (Burford, 1966; Savage, Burford, 1970). Близкие результаты получены с помощью геодиметров и крипометров на участке Холлистер–Паркфилд за 1969–1971 гг. Отсюда следует, что на данном участке упругие деформации накапливаются незначительно или не накапливаются вовсе. В районе залива Сан-Франциско вблизи Хейварда соответственно определенные величины скорости за 12 лет (1951–1963 гг.) составляют 1,7 и 0,7 см/год, что приводит к заключению о вероятности роста упругих деформаций на этом участке (Nason, Tocher, 1970).

Другая группа исследователей (Scholz, Fitch, 1969) находит, что в 1959–1967 гг. на разломах Сан-Андреас, Хейвард и Калаверас крип мог уменьшить скорость нарастания упругих деформаций только на 25%. Отсюда авторы заключают, что или должен иметь место крип со скоростью 0,6–2,0 см/год на каждом из мелких параллельных разломов, или в районе активно накапливаются деформации. Последнее подтверждается более поздними исследованиями (Savage, Burford, 1973) применительно к участку около залива Сан-Франциско, между тем как южнее, от Сан-Хуан-Батиста до Паркфилда, смещение целиком можно отнести за счет крипа по плоскости разлома. Севернее залива Сан-Франциско на одноименном полуострове по разлому Сан-Андреас в 1906–1969 гг. смещение не обнаруживается (Burford et al., 1969; Meade, 1971а и б), а накапливаются деформации.

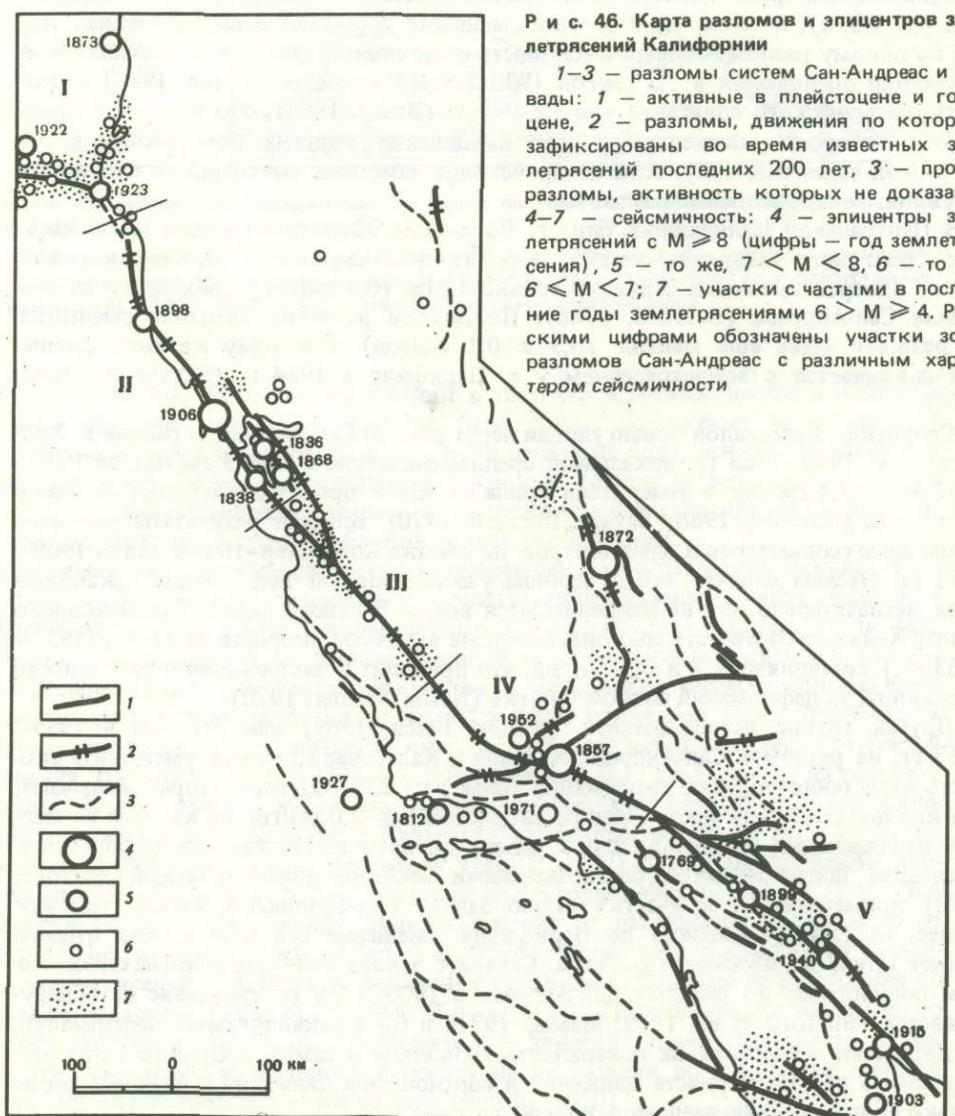
Детальные измерения на поверхности позволили в самые последние годы рассматривать неравномерность движений и соотношения движений и деформаций не только по протяжению разломов, но и по глубине.

Дискуссионным является вопрос, снимается ли деформация во время землетрясения только вблизи разлома или во всей зоне, т.е. не происходит ли независимо от слабых и умеренных землетрясений накопление деформаций в зоне, которые могут обеспечить будущее сильное землетрясение.

Несмотря на отдельные в некоторых участках попытки количественной оценки доли крипа в общей величине смещений в пределах зоны и в скорости накопления деформаций, в целом эта проблема, а тем более количественная оценка упругих деформаций и их изменений во времени и по участкам земной коры не могут считаться решенными.

3. Связь быстрых и медленных движений по разлому Сан-Андреас с сейсмическими проявлениями

Пространственная и генетическая связь землетрясений Калифорнии с разломами, большей частью активными в позднем плейстоцене и голоцене, не вызывает сомнения (Richter et al., 1958; Рихтер, 1963; Allen et al., 1965; Brune, Allen, 1967; The Parkfield..., 1967; Steward et al., 1971; Bolt, Miller, 1971; Proceed. of the Conference..., 1968, 1973) (рис. 46). Для настоящей главы наиболее важными



являются рассмотрение временной и пространственной связи между крипом и сейсмическими проявлениями и попытка выявления периодичности землетрясений и конкретных наиболее опасных участков.

Взаимосвязь между проявлениями крипа и землетрясениями. Выделение сейсмической энергии происходит неравномерно не только по территории Калифорнии в целом, но и в пределах тектонических зон и отдельных разломов. В некоторых районах величина сейсмической активности оставалась практически постоянной в течение полустолетия—столетия (Ryall et al., 1966; Richter, 1971; Lee, Vedder, 1973). В других районах активность изменялась пространственно так, что внутри главных сейсмических зон участки, прежде неактивные, "заполнялись" крупными землетрясениями по мере удлинения ряда наблюдений (Allen et al., 1965; Ryall et al., 1966; Hanks, Hileman, 1973). К. Рихтер (Richter, 1971) выделяет два типа сейсмичности — постоянную и спорадическую; оба типа проявляются на разных участках Сан-Андреаса.

Временная неравномерность сейсмических событий и высвобождения энергии проявляется, например, в концентрации крупных землетрясений Калифорнии в период 1836—1906 гг. (Wallace, 1970), в более подробном масштабе применительно к Южной Калифорнии — в 1952—1956 гг. (Allen et al., 1965), а на разломе Сан-Джасинто — до 1923 г. в северной его части и с 1934 г. в южной (Hanks, Hileman, 1973).

Отсюда следует: 1) сильные землетрясения не обязательно возникают там же, где отмечаются слабые, и 2) историю сейсмичности и графики посторяемости за короткий период далеко не во всех участках можно экстраполировать на будущее (Allen et al., 1965; Wallace, 1970; Richter, 1971; Scholz, 1972). Такие экстраполяции особенно ненадежны для сильнейших землетрясений на участках спорадической сейсмичности (см. рис. 46).

В этих условиях применительно к системе разломов Сан-Андреас первостепенное значение приобретают поиски тесной временной и пространственной взаимосвязи между медленно накапливающимися упругими деформациями, постоянным или периодическим крипом по разрывам и сейсмическими подвижками. Имеющиеся данные, главным образом по Центральной Калифорнии, частично приведенные выше, могут быть обобщены следующим образом.

1. Участки разломов с постоянной сейсмичностью, слабыми и умеренными землетрясениями подразделяются на отрезки с проявлением (на поверхности и в течение последних десятилетий!) преимущественно асейсмического крипа и отрезки с проявлением землетрясений и сейсмического скольжения по разломам.

2. Показательно, что на участках равномерного (в расчете на годы—десятилетия) скольжения практически не возникает землетрясений с $M \geq 4$, между тем как на участках неравномерного крипа сравнительно часто землетрясений с $M = 4 \div 5$ (Brown, Wallace, 1968; Greensfelder, Crice, 1971; Burford et al., 1973) (рис. 46, 47). В первом приближении, на участках, где крип по плоскости разломов составляет 30—50% и более от общих смещений в зоне разломов, землетрясения достигают магнитуды 5—6, при 10—30% — 6—7, при 10% — порядка 8 (Wallace, 1970).

3. Концентрация землетрясений слабых и умеренной силы и сейсмического скольжения нередко отмечается на отрезках разлома с резким изменением (высоким градиентом) скорости асейсмического скольжения или с отсутствием такого (Proceed. of the Conference..., 1973).

4. На участках с неравномерным смещением по разломам скольжение нередко начинается перед землетрясением, по-видимому частично снимая накопленную локально энергию упругой деформации.

Все приведенное выше можно рассматривать как подтверждение представлений о возникновении землетрясений в результате высвобождения накапливающейся на отдельных участках энергии упругой деформации. При взаимном относительном правостороннем смещении двух блоков (плит) под действием регионального поля напряжений на отдельных участках происходит заклинивание или слипание (stick-slip) в плоскости разлома, скорость перемещения на этом участке падает

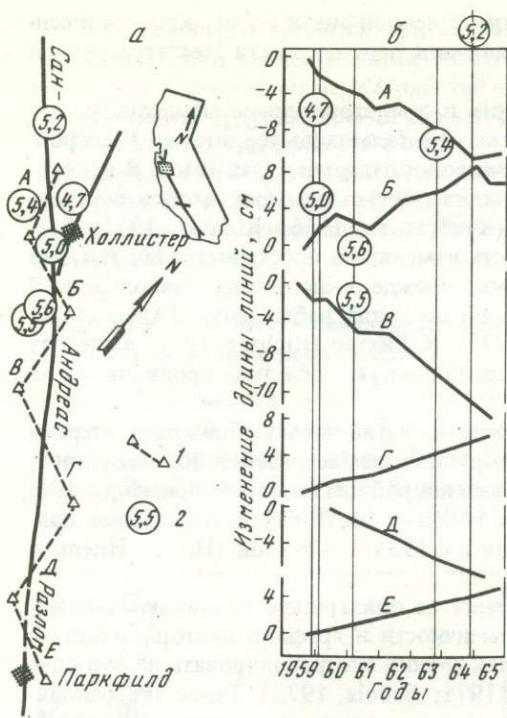


Рис. 47. Смещения по разлому Сан-Андреас и локальные землетрясения на участке между городами Холлистер и Паркфилд в 1959–1965 гг., отраженные в изменениях длин линий дальномерных измерений (Greensfelder, Cruse, 1971)

а – план участка; б – изменение длин линий по годам и распределение эпицентров землетрясений. 1 – пункты и линии измерений; 2 – эпицентры локальных землетрясений (цифры в кружках – магнитуда)

(возможно, до нуля), а деформации и напряжения в зоне растут. Когда напряжения достигают здесь величины силы трения в плоскости разлома (или предела прочности пород в массиве), блоки проскальзывают, высвобождая накопленную энергию и продуцируя землетрясение. Эта известная схема заклинивания скольжения (Anderson, 1971), возникшая на основе геодезических данных и логических построений, усложняется по мере изучения сейсмического процесса и сопровождающих смещений на глубине.

Известны случаи появления разрывов и смещений по разломам на поверхности без землетрясений и случаи, когда при землетрясениях с близкими значениями магнитуд и глубиной очага разрывы проявлялись или не проявлялись на поверхности, вероятно в зависимости от предшествующей истории высвобождения напряжений. Следовательно, крип можно рассматривать или как фактор, замедляющий аккумуляцию упругих напряжений и отодвигающий момент землетрясения (особенно крупного), или же как отражение усиления тектонической активности и даже начальный этап разрядки напряжений, предшествующий землетрясению (Wallace, 1970). Эти модели не являются взаимоисключающими и, по-видимому, проявляются в разные периоды на разных участках.

Из рассмотренных соотношений разных видов смещений и землетрясений следует, что крип в промежутках между землетрясениями, до и после отдельного землетрясения, а также внезапная подвижка вдоль разлома во время данного землетрясения являются частями общего цикла накопления и высвобождения энергии упругой деформации в пределах некоторого участка (Nason, 1971; Scholz, 1972). Резонно считать, что существует несколько циклов, разных по масштабу времени и объему охватываемых участков земной коры. Низший уровень заклинивания (малый цикл) может быть связан с мелкими неровностями в плоскости разлома, возможно, только в приповерхностной его части, и проявляется исключительно в виде крипа с повторяющимися импульсами ускоренного скольжения, которые или вообще не продуцируют землетрясений, или продуцируют только микроземлетрясения. Средний уровень проявления заклинивающего скольжения, вероятно, связан с более крупными неровностями плоскости разлома, соответственно с заклиниванием на большую глубину и в течение более длительного времени, когда напряжения растут до уровня величин трения на разломе и разрешаются слабыми и умеренными землетрясениями. Наконец, наиболее благоприятные условия для длительного и максимального накопления напряжений и деформаций (крупный цикл) и, следовательно, для землетрясений максимальной магнитуды должны возникать вблизи участков максимальной кривизны разлома, особенно перпендикулярных оси наибольших скимающих напряжений. Дополнительными благоприятными в этом смысле факторами являются единичность протяжения разлома и твердость горных пород.

При всей условности такого подразделения оно может быть полезно при определении сейсмической опасности на разных участках и применительно к землетрясениям разной магнитуды. По существу, работы по оценке сейсмической опасности и в области прогноза землетрясений Калифорния уже проводятся в рамках такого подразделения.

К оценке сейсмической опасности зоны разломов по данным о новейших, голоценовых и современных движениях. Из рассмотрения геологических особенностей, смещений геологического прошлого, закономерностей проявления современных движений и деформаций и, наконец, сейсмических проявлений ясно, что для оценки сейсмической опасности в зоне разлома Сан-Андреас принципиально важное значение имеют следующие положения.

1. Пространственная и генетическая связь землетрясений с активными в плейстоцене и голоцене разломами.

2. Унаследованность движений от геологического прошлого: совпадение направления и порядка величин скорости сдвиговых движений в кайнозое и современных медленных и быстрых движений, т.е. односторонность и сравнительная стабильность процессов в масштабе позднекайнозойского времени. Наиболее приемлемыми являются величины скорости правостороннего сдвига по разлому Сан-Андреас в 1–2 см/год за поздний кайнозой и 2,5–3,5 см/год в настоящее время.

3. Неравномерный характер проявления современных медленных и быстрых смещений по разломам, по-видимому как результат периодического накопления и высвобождения энергии региональных деформаций в зоне разломов в условиях движения крупных блоков с постоянной (за столетия–тысячелетия) скоростью.

4. На отдельных участках в ряде случаев чередование во времени спокойных состояний и слабого крипа с периодами сейсмической активности (землетрясения слабой и средней силы) и усиления крипа.

5. Приуроченность мелких и средних землетрясений (т.е. постоянной сейсмичности) к тем участкам разломов, где крип проявляется в заметных величинах, и, наоборот, практическое отсутствие крипа (накопление упругих деформаций?) на участках известных разрушительных землетрясений прошлого, т.е. спорадической сейсмичности.

Эти результаты дают основу для оценок сейсмической опасности региона.

Разделение зоны разломов Сан-Андреас на участки по характеру сейсмичности и современных движений намечается в ряде работ (Allen et al., 1965; Ryall et al., 1966; Allen, 1968; Wallace, 1970; Richter, 1971). Наиболее правильно представляется, вслед за К. Алленом (Allen, 1968), выделить пять следующих основных участков вдоль зоны разломов с северо-запада на юго-восток (см. рис. 46): I – уступ Горда и прилежащая часть разлома Сан-Андреас, II – южнее мыса Мендосино примерно до г. Сан-Хуан-Батиста (южнее г. Сан-Франциско), III – участок между городами Сан-Хуан-Батиста и Чоламе вместе с разломами Хейвард и Калаверас, IV – участок в зоне Поперечных хребтов примерно между городами Чоламе и Сан-Бернардино, V – южная оконечность разлома Сан-Андреас с серией субпараллельных разломов Сан-Габриэль, Сан-Джасинто, Империэл и др. Последний из участков, возможно, не однороден и потребует в дальнейшем более дробного подразделения.

При таком делении по данным за последнее столетие участки I, III и V можно считать участками с постоянной сейсмичностью, где слабые и умеренные землетрясения ($4,5 < M < 7$) повторяются систематически, частью происходят роями, а разрядка напряжений осуществляется как в виде сейсмических подвижек по разломам, так и путем асейсмического крипа. Характерным признаком этих участков является наличие серии параллельных, ветвящихся или эшелонированных, активных тектонически и сейсмически, разломов. Многие данные по соотношению землетрясений, упругих деформаций и смещений по разломам на III участке уже приведены выше. Два других участка (II и IV), занимающих немногим меньше половины общей длины зоны разломов, имеют признаки спорадической сейсмичности, при которой долговременное накопление дефор-

маций разряжается в виде редких сильных ($M \geq 8$) землетрясений, сопровождающихся сейсмическими подвижками. Для этих участков характерно наличие единичного разлома, изгибание его в средней части, отсутствие признаков крипа и сейсмических подвижек в течение по крайней мере десятилетий между главными землетрясениями.

Рассмотренные выше представления о геологически длительном, одностороннем, с постоянной в среднем за столетия—тысячелетия скоростью относительном смещении плит, граничащих по зоне разломов Сан-Андреас, заставляют принять тезис о том, что отсутствие смещений в течение десятилетий на каком-нибудь участке зоны является лишь временным. Аналогично, но в меньшем масштабе чередование слабых землетрясений и крипа известно на участке III (Brown, Wallace, 1968; Wallace, 1969, 1970). В этом аспекте можно толковать также факты отсутствия слабых и умеренных землетрясений на участках, где происходили крупнейшие землетрясения прошлого с максимальными сдвиговыми смещениями по разлому Сан-Андреас. В зоне разломов современный крип и землетрясения отсутствуют в течение многих десятилетий как раз на тех участках, которые были поражены землетрясениями с $M \geq 8$ 1857 и 1906 гг. с одновременным сдвиганием соответственно на 9–11 и 3–6 м.

Можно считать, что на II и IV участках сравнительно с остальными в меньшем объеме (из-за единичности разломов, их меньшей глубины по сравнению с концами участков I и V) могут накапливаться большие напряжения и к тому же более длительное время (в результате протяжения разлома под более крутым углом к направлению оси главных сжимающих напряжений и возможности блокирования смещений). Отсюда следует, что именно участки II и IV зоны разломов Сан-Андреас являются потенциально опасными в отношении крупнейших землетрясений. К такому выводу приходит большинство американских исследователей (Tocher, 1960; Рихтер, 1963; Allen et al., 1965; Ryall et al., 1966; Brune, Allen, 1967; Brown, Wallace, 1968; Allen, 1968; Wallace, 1968, 1969, 1970; Nason, Tocher, 1970; Anderson, 1971; Nason, 1971; Richter, 1971; Greensfelder, Crice, 1971).

Неопределенность границ применения закона повторяемости на разных участках (со спорадической и постоянной сейсмичностью) и ненадежность экстраполяции графика повторяемости, особенно в области сильных землетрясений (Allen et al., 1965), делают в данном регионе очень важной разработку способов оценки повторяемости по известному характеру и скорости накопления упругих деформаций и их соотношению с сейсмическими смещениями по разлому. Перечисленные в начале раздела закономерности (см. стр. 113) дают хорошую основу для такого рода оценок.

Первый расчет времени возможного будущего крупного землетрясения в северной части разлома дал в 1910 г. Х. Рейд на основании разработанной им теории упругой отдачи (The California..., 1910; см. также Scholz, Fitch, 1969; Bonilla, 1970). Основой послужили результаты геодезических измерений (1851–1865, 1874–1892 и 1906–1907 гг.) в зоне разлома Сан-Андреас, пораженной землетрясением 1906 г. В районе произошли лишь незначительные вертикальные поднятия, но существенные горизонтальные правосторонние параллельные разлому Сан-Андреас смещения; общее смещение наиболее удаленных от разлома пунктов на противоположных его крыльях между первой и третьей съемками составило 3,2 м, причем максимальные смещения произошли вблизи разлома и между второй и третьей съемками, т.е. перед землетрясением. Отсюда следовал вывод о возможном землетрясении в результате внезапного высвобождения в виде разрыва (на протяжении сотен километров и с горизонтальным смещением до 6,3 м) энергии упругой деформации, накопившейся перед этим в широкой полосе по обеим сторонам разлома. Допуская многие упрощения, Х. Рейд рассчитал, что при накоплении деформаций, обеспечивших смещение в 3,2 м за 50 лет, потребуется 100 лет для накопления деформации, обеспечившей смещение в 6,3 м, как при землетрясении 1906 г.

Близкую частоту сильных землетрясений, подобных Сан-Францисковому 1906 г., получил Х. Бениофф (1966), исходя из предпосылки о непосредственной связи

повторяемости катастрофических землетрясений на разломе со скоростью накопления деформаций. Принимая скорость движений, благодаря которой происходит накопление деформаций, равной 5 см/год, а критическую величину смещений равной 6,3 м, он получил частоту сильных землетрясений ($630 : 5$) в 126 лет. Другие данные, однако, показывают (см. рис. 42; Bonilla, 1970; Wallace, 1969, 1970), что катастрофическое землетрясение ($M = 8$) может быть связано с сейсмическим смещением в 2–5 м, а средние долговременные скорости можно брать в пределах от 1 до 8 см/год в зависимости от того, какой ширины зону считать ответственной за подготовку сильного землетрясения. При таких допущениях оценка частоты сильных землетрясений может варьировать от 20 до 500 лет, хотя наиболее вероятным все же остается значение 100–200 лет. Этим величинам не противоречат интервалы между землетрясениями 1838, 1857 и 1906 гг. в зоне разломов.

Дальнейшее развитие этого подхода принадлежит Р. Уоллесу (Wallace, 1970). Он исходит из того, что смещение по разлому совершается в виде внезапных упругих деформаций во время землетрясений и в виде медленного тектонического крипа, который снижает скорость накопления энергии упругой деформации; смещения по разлому во время землетрясений вызываются внезапным высвобождением упругих деформаций и требуют эквивалентной предваряющей аккумуляции упругой деформации во всей зоне разлома; скорость крипа, соотношение его с внезапными смещениями и магнитудой землетрясений различны на разных участках зоны, но в геологическом масштабе времени смещение по зоне разлома идет с постоянной скоростью.

Используя соотношение величин скорости долговременного (геологического) и текущего смещения (крипа) по разлому, протяженность и величину сейсмических подвижек во время землетрясений с известной магнитудой и особенности тектонического и сейсмического режима различных участков разлома, этот исследователь предложил формулы расчета повторяемости сейсмических событий.

Для данного пункта на разломе

$$R_x = D/(S-C),$$

где R_x – искомый интервал между землетрясениями с $M = x$; D – смещение по разрыву, характерное для землетрясения с магнитудой x , S – средняя долговременная скорость смещения блоков по разные стороны зоны разломов по геологическим данным; C – скорость тектонического крипа в плоскости разлома по геодезическим данным.

Для определения интервала времени между землетрясениями выбранной магнитуды по всей длине разлома в числитель и знаменатель формулы вводятся соответственно величина разрыва L при землетрясениях данной магнитуды и общая длина разлома L_t :

$$R_t = DL/(S-C)L_t$$

Уточнение этой формулы производится на основе выделения вдоль разлома участков с наиболее вероятными землетрясениями определенной магнитуды путем подстановки вместо общей длины разлома суммы длин таких участков.

При средней долговременной скорости смещения по разлому 2 см/год Р. Уоллес получил следующие интервалы для всей длины разлома с возможной двукратной ошибкой: 102 года между землетрясениями с $M=8$, 15 лет между землетрясениями с $M=7$ и 5 лет между землетрясениями с $M=6$. Эти данные получены без учета тектонического крипа, который, по автору, видимо, увеличивает интервал между землетрясениями умеренной силы и не изменяет или почти не изменяет интервал между катастрофическими землетрясениями с $M > 8$. При этом сам автор указывает, что получаемые численные значения должны рассматриваться только как приближенные, так как зависят от надежности закладываемых величин.

Среди упрощений этого способа оценки, например: принятие равномерной скорости накопления упругой деформации без возможного частичного снятия

в промежутках между землетрясениями и равномерного высвобождения при землетрясениях, принятие крипа только в качестве фактора, тормозящего накопление деформации, принятие в расчет только поверхностных смещений без соотношения с глубинными в каждый отрезок времени, использование средней долговременной скорости смещения за 25 млн. лет, в течение которых она менялась. В частности, вызывает сомнение возможность использования средней долговременной (геологической) скорости смещения по разлому ($1-2 \text{ см/год}$). Не правильнее ли использовать средние скорости смещения не по плоскости и даже зоне разлома, а в полосе накопления деформаций, разрядка которых обеспечивает смещение по зоне во время крупных землетрясений? В этом случае (скорость $4-5 \text{ см/год}$) приведенные интервалы могут уменьшиться в $2-2,5$ раза, т.е. для землетрясений с $M \approx 8$ составят 40–50 лет, как допускает, впрочем, и автор (Wallace, 1970).

В целом в зоне разломов Сан-Андреас, по мнению американских авторов, наиболее вероятным для катастрофических землетрясений является интервал в 50–200 лет.

Можно попытаться оценить повторяемость землетрясений с $M \geq 8$ на двух участках зоны разломов, где крип практически отсутствует. В Северной Калифорнии известные промежутки между сильнейшими землетрясениями составляли 69 лет и более: наиболее раннее до 1769 г., затем в 1838 и 1906 гг. и будущее за пределами 1976 г. По нарушениям тысячелетней секвойи, растущей на разломе Сан-Андреас севернее залива Сан-Франциско, до землетрясения 1906 г. предполагаются еще одно–три аналогичных события, начиная с 1400–1650 гг. н.э. (La Marche, Wallace, 1972). Следовательно, на северном участке разлома Сан-Андреас за последние примерно 300–600 лет произошло 2–3 крупных землетрясения с интервалом в пределах 80–290 лет. 100 лет в качестве интервала для Северной Калифорнии получил, как отмечено выше, Х. Рейд (The California..., 1910).

Если принимать скорость смещения, обеспечивающую накопление деформаций через зону севернее залива Сан-Франциско, в $0,7-3,6 \text{ мм/год}$ (Savage, Burford, 1973), то для накопления деформаций, эквивалентных смещению при землетрясении 1906 г., потребуется 180–900 лет. Известно, что (The California..., 1910) за 50 лет до землетрясения смещения составили 3,2 м, а примерно за такой же период после землетрясения – не более $0,35-1,8$ м. Если действительно происходит ускоренное накопление деформаций перед землетрясением, как это имело место перед землетрясением 1961 г. с $M = 5,5$ (Nason, Tocher, 1971), более реальными окажутся меньшие интервалы – порядка 100–300 лет.

Применительно к зоне разлома Сан-Андреас в Центральной Калифорнии, в месте пересечения с Поперечными хребтами, для известного отрезка времени (Wood, 1955) повторение крупнейших землетрясений. (когда-то до 1769, в 1857 г. и за пределами 1976 г.) можно считать не чаще 88 и 118 лет. При долговременной скорости движений через всю зону в 5 см/год смещения по разрыву на 9–11 м при землетрясении 1857 г. могли отражать высвобождение деформаций, накапливавшихся примерно 200 лет. При накоплении деформаций порядка $15 \cdot 10^{-6}$ за 35 лет в области сочленения разломов Сан-Андреас и Гарлок (Howard, 1968), что может соответствовать скорости движения через всю зону порядка 1 см/год , для смещения 9–11 м, как при крупнейшем землетрясении 1857 г., деформации будут накапливаться 900–1000 лет. Сейсмологическая оценка повторяемости крупных землетрясений на этом участке по графику повторяемости (частотно-магнитудному соотношению) 18 300 лет (Allen et al., 1965), несомненно, не имеет ничего общего с реальностью.

Таким образом, что на северном отрезке зоны Сан-Андреас периодичность сильнейших землетрясений (70–300 лет) меньше, чем в центральной ее части ($\geq 90-900$ лет). С точки зрения гипотезы заклинивающегося скольжения по зоне разломов Сан-Андреас это предположение хорошо объясняется различиями в геологической структуре участков и конфигурации разломов. Действительно, в Центральной Калифорнии больший изгиб разлома и протяжение его почти перпендикулярно к направлению максимальных сжимающих напряжений

(Nikonov, Osokina, Tsvetkova, 1975) создают более благоприятные условия для более длительных задержек в относительном смещении разделяемых разломом блоков, чем на северном отрезке, почти не искривленном и направленном под углом всего $30-35^{\circ}$ к направлению регионального сжатия. К тому же в Центральной Калифорнии накапливающиеся вблизи зоны разломов Сан-Андреас напряжения частично, по-видимому, снимаются сейсмическими толчками и подвижками по взбросам и надвигам Поперечных хребтов с левосторонней сдвиговой компонентой смещений.

Представляется важным, что продолжающееся накопление деформаций на II и IV участках определяется не только исходя из общих закономерностей, но также фиксируется точными геодезическими измерениями (Brown, Wallace, 1968; Burford et al., 1969; Whitten, 1970; Meade, 1971; Savage, Burford, 1973) и на основании спектрального состава и скорости прохождения сейсмических волн (Brune, Allen, 1967; Brune, 1968). Вопрос, однако, заключается в том, сколь быстро накапливаются деформации на этих участках и как высок их уровень в настоящее время. Если исходить из приведенных (Howard, 1968) для IV участка небольших величин средней деформации (менее $15 \cdot 10^{-6}$ за 35 лет) и равномерного накопления деформации со времени землетрясения 1857 г., то общая вероятная деформация окажется действительно небольшой — порядка $1/3-1/10$ от наиболее вероятной величины смещения при землетрясении с $M \geq 8$. При принятии скорости смещения через зону разлома севернее залива Сан-Франциско в 8 ± 1 и 25 ± 11 мм/год (Savage, Burford, 1973) на этом участке также получим накопление деформации от времени землетрясения 1906 до 1976 г. в $1/3-1/10$ величины смещения при крупнейших землетрясениях. (Не забудем, что перед землетрясением скорость накопления деформации может сильно возрасти и, следовательно, общая необходимая для сильного землетрясения деформация может накопиться не за последующие $2/3-9/10$ времени ($70 \times 2 = 140$; $70 \times 9 = 630$ лет), а значительно быстрее). Если справедливы наши выводы о большей частоте сильнейших землетрясений в Северной Калифорнии по сравнению с Центральной (в пределах зоны разломов Сан-Андреас), то II участок следует считать более опасным в настоящее время, хотя вряд ли полученные значения периодичности можно считать вполне надежными (см. стр. 202).

4. Горизонтальные движения по разломам в различных подвижных поясах и общие положения

После подробного рассмотрения материала по Калифорнии краткий обзор данных по основным сдвигам и надвигам Тихоокеанского, Альпийского и Центральноазиатского подвижных поясов может дать общий фон и картину изученности и наметить некоторые общие закономерности.

Разломы Тихоокеанского пояса. С системой разломов Сан-Андреас во многих отношениях схожа система Альпийского разлома в Новой Зеландии. Здесь также обнаружены признаки крупного правостороннего сдвигания — около 400 км с конца мезозоя, по мнению некоторых авторов (Wellman, 1964; Scholz, 1973), и активная сейсмичность. Более того, геометрия разрывов, векторы смещения и распределения землетрясений в обеих системах весьма схожи (Муди, Хилл, 1960; Рихтер, 1963; Allen, 1965; Scholz, 1973).

В отличие от зоны разломов Сан-Андреас в зоне Альпийского разлома выявляются крупные вертикальные смещения с амплитудой порядка 20 км за плиоцен и плейстоцен (кайкурский орогенез), т.е. со среднерасчетной скоростью около 2–5 мм/год (Scholz, 1973). В последние сотни тысяч лет отдельные складки растут со скоростью до 4 мм/год (Wellman, 1974). Тем не менее горизонтальные движения преобладают. По смещению главных долин, возникших во время последнего межледниковья (?), правостороннее смещение за последние 70–100 тыс. лет оценивается примерно в 1,5 км (Wellman, 1974). За последние 15–18 тыс. лет по основному Альпийскому разлому на юге Южного острова правостороннее сдвигание достигает 240–300 м, по отдельным разломам, где

они расходятся пучком к северо-востоку, — 30—100 м, при незначительных (1—3 м) величинах смещений в вертикальной плоскости (Wellman, 1969; 1974; Suggate, Lensen, 1973). Соответственно среднерасчетные скорости для единичных разломов оцениваются в 4—8 мм/год, а для основного Альпийского на юге — в 20 мм/год, а максимальная вертикальная скорость 0,2—2,0 мм/год в отдельных участках разлома.

По соотношению высот террас и величины их горизонтального и вертикального смещений делается вывод о постоянстве (в среднем — А.Н.) скорости за последние 15 тыс. лет (Wellman, 1964, 1969); однако для более длительных отрезков времени необходимо учитывать изменение скорости горизонтальных смещений, неравномерное их распределение вдоль зоны разломов и обратимый характер для вертикальных (Suggate, Lensen, 1973).

Изученность современных движений геодезическими методами здесь все еще слаба (Mackie, 1973). Обработка материалов двух триангуляций на севере Южного острова показала большую вероятность правосторонних смещений по двум основным ветвям Альпийского разлома со скоростью 2,5 см/год за 45-летний промежуток времени. Отдельные измерения дали скорость 3 мм/год за 40 лет в 10-километровой зоне поперек разлома на южном окончании Северного острова и 1,0—1,2 см/год за 1964—1968 гг. по одному из разломов в центре Южного острова.

Так же как и в системе разломов Сан-Андреас, в системе Альпийского разлома при землетрясениях преобладают правосдвиговые смещения по продольным разломам и надвиговые по поперечным секущим (Pavoni, 1971; Scholz, 1973). На самом Альпийском разломе имеются участки "сейсмических пустот", где сильные землетрясения не происходили по меньшей мере с 1830 г. и где крип не обнаруживается. По аналогии с закономерностями, установленными на разломе Сан-Андреас, это позволяет предполагать процесс накопления упругих деформаций и подготовку сильного землетрясения (Richter, 1971).

Небольшие по размерам геодезические построения и повторные измерения на трех известных крупных разломах Аляски (система разломов Денали) также не обнаружили за 1940—1970 и 1967—1969 гг. смещений со скоростью более 2—3 мм/год ни по горизонтали, ни по вертикали (Page, Lahr, 1971; Page, 1972; Savage, 1975). На разломе Ферузетер смещения в течение 10 лет после землетрясения 1958 г., когда отмечалась правосторонняя подвижка на 6,5 м, не превышали 2—3 мм/год, из них всего 1 мм может быть отнесен суммарно за счет всех последующих слабых толчков. Растигающие поперек к разлому деформации ($10\text{--}15 \cdot 10^{-6}$) связывают с релаксацией упругих напряжений после землетрясения 1964 г. Все эти измерения проведены через крупные, длиной от нескольких сотен до 1500 км, разломы, правосторонние смещения по которым морен, русел и других образований за плейстоцен определены в различных местах в 1—7 км, а за поздний плейстоцен-голоцен — 50—270 м (Grantz, 1969; Stout, Bradly, 1973), т.е. со средней скоростью 1—3,5 см/год. Такое несоответствие также указывает на неравномерный во времени и вдоль разлома характер смещения и определяет вероятность местного "заклинивания" и накопления деформаций (Page, Lahr, 1971; Page, 1972). Это предположение не противоречит известным фактам о крупных горизонтальных и вертикальных смещениях, в том числе по разломам, во время сильных землетрясений на Аляске (Plafker, 1972). В последние годы в Аляскинском секторе подвижного пояса установлено 24 разлома с молодыми смещениями как взбросового, так и сдвигового характера, часть которых активизируется во время землетрясений (Recent crustal movements, 1975).

Из других, слабее изученных, сдвигов в пределах Тихоокеанского подвижного пояса можно отметить сдвиги в северном Чили (Атакамский разлом) с молодым сдвиганием на 1,5 км (Amand, Allen, 1960; Allen, 1965), сдвиги в Венесуэле и Боливии на восточном склоне Анд (Муди, Хилл, 1960; Schubert, Sifontes, 1970; Schubert, Henneberg, 1974; Cluff et al., 1975). В Венесуэле правосторонний сдвиг северо-восточного простирания длиной 400 км несет следы позднечетвертичного

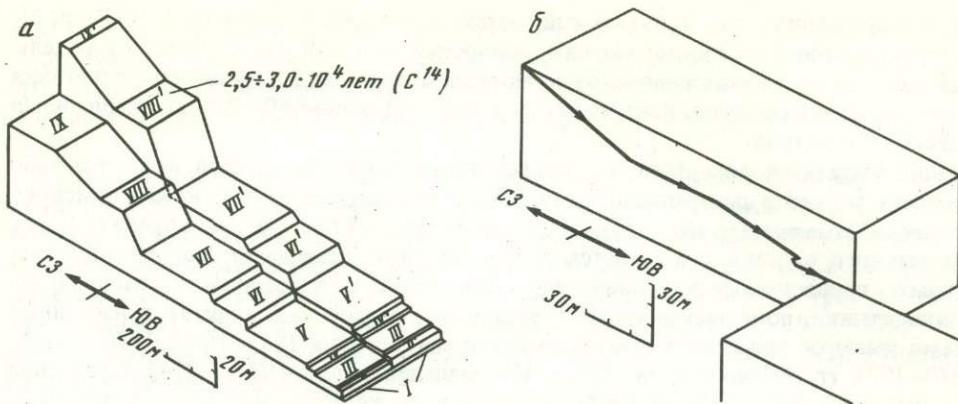
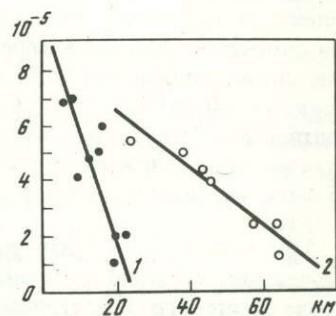


Рис. 48. Смещения по разлому Атера северо-запад—юго-восточного простирания в Центральной Японии (Sugimura, Matsuda, 1965)

a — последовательное левостороннее смещение позднеплейстоценовых и голоценовых террас, кроме поймы (в последние 100–400 лет землетрясения и подвижки отсутствуют); *б* — вектор смещения (горизонтальные смещения в 5 раз превышают вертикальные)

Рис. 49. Уменьшение величины горизонтальной деформации с расстоянием от разлома во время землетрясений Танго 1927 г., $M = 7,5$ (1), и Канто 1923 г., $M = 7,9$ (2), по результатам повторных триангуляций (Sato, 1973)



смещения со среднерасчетной скоростью 1–2 см/год, в голоценовое время морены смещены на 62–69 м, что дает среднюю скорость $\geq 6,6$ мм/год, известно несколько землетрясений с $M \approx 8$ за последние 400 лет. Инstrumentальными методами современные движения на этих разломах пока что не изучены.

Недостаточно подробно исследованы также разломы Филиппин и о. Тайвань, несущие геологические признаки сдвигания и вертикальных перемещений (Муди, Хилл, 1960; Allen, 1965; Recent crustal movements..., 1971). При сильных землетрясениях по ним происходят преимущественно сдвигания на 2–4 м. Весьма показательны данные по Японии (рис. 48, 49).

Разлома Центральноазиатского подвижного пояса (Среднеазиатский сектор). С точки зрения поперечных к простирианию главных структур горизонтальных движений в пределах Среднеазиатского орогена лучше всего известен Вахшский надвиг на границе Тянь-Шаня и Памиро-Алая (Южно-Тяньшаньского и Куэнлуньского поднятий; Губин, 1960; Гзовский и др., 1958; Певнев и др., 1968; Гущенко, Степанов, 1973) — зона северо-восточного простириания, состоящая из серии разрывов, по которым мезозойские породы юго-восточного крыла взброшены или даже надвинуты несколькими чешуями к северо-западу и северу на палеозойские породы северо-западного крыла или на позднеплиоценовые и четвертичные отложения узкой приразломной депрессии в долинах рек Сурхоб и Вахш (см. рис. 24). Надвигания четвертичного возраста большей частью ограничены концом среднего — началом позднего плейстоцена. Однако отчетливые следы позднеплейстоценового и голоценового надвигания по геологическим данным устанавливаются как в восточной части участка, так и в западной (Скobelев, Флоренский, 1974; наблюдения автора). Характерным можно считать наличие нескольких узких взбросовых и надвиговых чешуй в зоне разломов и чередование взбросов и надвигов по простирию.

Еще более явные следы позднеплейстоценовых и голоценовых взбросонадвиговых явлений обнаружены автором вдоль северных склонов Заалайского хребта в зоне Дарваз-Каракульского разлома. Часть из них, несомненно, возникла во вре-

мя землетрясений, т.е. является сейсмотектоническими дислокациями. Разрывы секут позднеплейстоценовые морены, зан드ровые поля и конусы выноса, в отдельных случаях затрагивая голоценовые морены и террасы. Наблюдались надвигания к северу по плоскостям, наклоненным к югу под углом $60\text{--}30^\circ$ со смещениями в несколько метров.

Горизонтальная составляющая современных движений земной коры надежно измерена только в центральной части Вахшского надвига — на участке Гармского полигона. Заметим, что это вообще единственный до сих пор участок в пределах Среднеазиатского орогена, где имеются долговременные измерения современных медленных горизонтальных движений. Для участка в несколько километров в поперечнике, покрывающего зону разломов (Сурхобский разрыв), в настоящее время имеются повторные триангуляционные измерения 1948, 1949—1950 и 1968, 1970—1971 гг. (Конопальцев, 1971; Конопальцев и др., 1973, 1974). Сравнение триангуляций 1949—1950 и 1968—1970 гг., а также 1971 и 1972 гг. установило сближение юго-восточного и северо-западного крыльев на 30—40 см, что лежит далеко за пределами тройных ошибок измерений. Иными словами, среднегодовая скорость смещения к северо-западу колеблется от 12 до 17 мм/год, в то время как среднегодовая скорость вертикальных движений на той же линии не превышает 3,5—4,0 мм/год, т.е. в 3—5 раз меньше. Аналогичные измерения 1968—1971 гг. подтвердили сокращение расстояний со скоростью 9—11 мм/год. Наконец, субмеридиональное сближение пунктов на разных крыльях разлома со скоростью около 15 мм/год подтверждается светодальномерными измерениями (Pevnev et al., 1975).

Три особенности триангуляционных измерений обращают на себя внимание. Во-первых, векторы смещений за 1948—1949 гг., т.е. между измерениями до и после Хайтского землетрясения (эпицентр в 60 км к северо-востоку), направлены на эпицентр, отличаются на $70\text{--}90^\circ$ от долговременных векторов северо-западного направления; смещения в связи с землетрясением составляют десятки миллиметров (до 108 мм), превосходя тройную ошибку измерений. Вторая особенность состоит в том, что векторы смещений на всем протяжении полосы измерений, т.е. на 6 км над юго-восточным крылом разрыва, изменяются лишь незначительно по направлению и модулю. Это означает, что все сближение происходит в узкой полосе вдоль русла р. Сурхоб, где и проходит активный разрыв, по-видимому, надвигового типа. И наконец третья особенность: на южном активном крыле разлома низко расположенные в рельфе точки сместились меньше, чем высоко расположенные, соответственно на 13 и 17 мм/год. Это наводит на мысль, что в данном случае горизонтальные движения по разлому в основном приповерхностные, т.е. мы имеем дело здесь с так называемым козырьковым надвигом, плоскость которого на глубине приближается к вертикальной. Но сжимающие субмеридиональные усилия на глубине должны сохраняться. С этим согласуется факт выжимания в зоне разлома узких клиньев, один из которых выдвигается на наших глазах, вероятно, в течение приблизительно одной тысячи лет на левом берегу р. Сурхоб, против сейсмостанции Гарм (см. стр. 82).

Имеющиеся для данной зоны материалы по позднеплейстоценовым, голоценовым и современным движениям позволяют наметить следующие выводы: 1) в пределах зон разломов сложно сочетаются во времени и по простиранию зоны движения с горизонтальной и вертикальной составляющими, т.е. меняется полный вектор перемещений; 2) горизонтальная составляющая движений в течение позднего плейстоцена, голоцена и в настоящее время ориентирована в субмеридиональном направлении в северных румбах, что согласуется с выводом (Гущенко, Степанов, 1973) о субмеридиональном прохождении оси максимального сжатия и о превалирующем механизме продольного сжатия по геологическим и тектонофизическим данным; 3) движения по отдельным разрывам зоны происходили в ограниченные отрезки времени порядка тысяч или десятков тысяч лет со скоростью в несколько миллиметров в год; 4) последнее не противоречит возможности общего смещения по зоне в северных румбах со скоростью порядка 10—15 мм/год, как это установлено на Гармском участке высокоточными геодези-

ческими измерениями (Конопальцев, 1971; Конопальцев и др., 1973; Pevnev et al., 1975). Однако трудно сказать, сколь глубоко в земную кору можно распространять получаемые величины скорости, поскольку наблюдаемые вблизи поверхности надвиги могут быть козырьковыми, т.е. укручающимися с глубиной.

Более определенные суждения о горизонтальных смещениях не только поверхности, но и земной коры в течение плейстоцена и голоцена можно получить на основании изучения крупных региональных вертикальных разломов с существенной сдвиговой составляющей (рис. 50–53). В пределах Среднеазиатского орогена изучены, хотя и недостаточно, признаки сдвиговых смещений на трех крупнейших разломах: Таласо-Ферганском (Ранцман, Пшенин, 1963, 1967; Буртман, 1965), Джунгарском (Курдюков, 1953; Войтович, 1969) и Дарваз-Каракульском (Чедия, 1972; Никонов, 1975а).

На рис. 52 отражены имеющиеся к настоящему времени данные о молодых и современных горизонтальных движениях в пределах Средней Азии и прилежащих районов с количественными характеристиками.

Фактический материал по горизонтальным движениям вдоль разломов сведен в табл. 14 и графически представлен на рис. 53. Мы рассматриваем в данном случае только сдвиговую компоненту, хотя упомянутые разломы на разных участках представлены и взбрососдвигами и сбросонадвигами. Второе ограничение заключается в том, что при расчетах бралось сдвигание по единичной (главной) плоскости разлома, между тем как, во всяком случае на ряде участков, сдвигание могло осуществляться по нескольким параллельным плоскостям, а упруго-пластические деформации – в зоне в несколько километров шириной. Так, например, по оценке Е.Я. Ранцман и Г.Н. Пшенина (1967), за плиоцен-четвертичное время смещения поциальному разрыву Таласо-Ферганского разлома составило 2 км, а по зоне в целом (до 10 км шириной) – 12–14 км. Представленные материалы (см. табл. 14, рис. 52, 53) дают основание для следующих основных заключений.

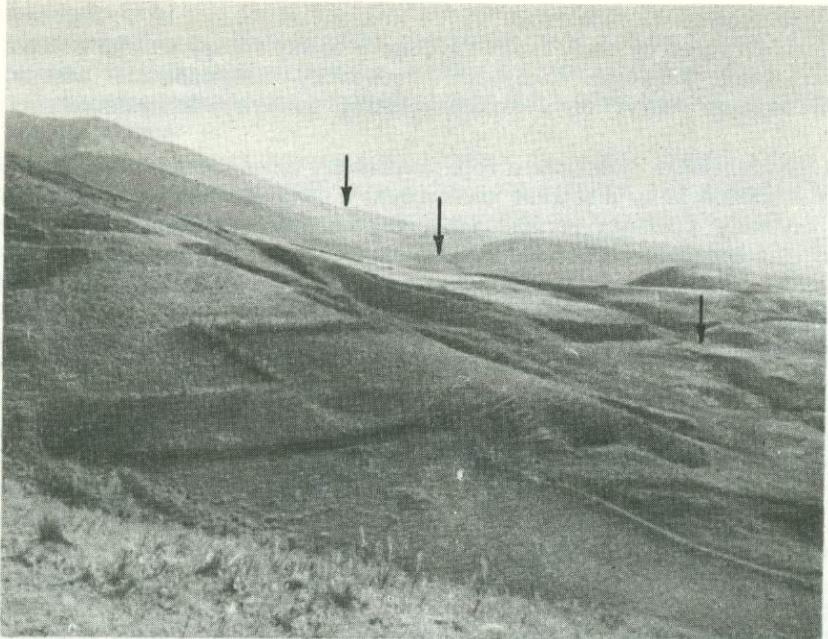
1. На всех разломах величина сдвиговых смещений тем больше, чем большее рассматриваемый отрезок времени, т.е. наблюдается унаследованность и направленность сдвигания в течение последних миллионов и тысяч лет. Никаких признаков возвратных движений¹ по этим разломам не отмечается, что подтверждает тезис о необратимости горизонтальных движений.

2. Признаки левостороннего сдвигания по разлому северо-восточного простирации (Дарваз-Каракульскому) и правостороннего по разломам северо-западного простирации (Таласо-Ферганский и Джунгарский), как и факты движения к северо-северо-западу по Вахшскому надвигу, к северу по Дарваз-Каракульскому разлому определенно указывают на субмеридиональное сжатие и сокращение земной коры Среднеазиатского орогена в северном направлении. В меньшем количестве известны признаки субширотного относительного расширения: меридиональные плиоценовые дайки и жилы, позднеплейстоценовые зияющие рвы и микроравнины.

3. Нельзя не заметить разницу в величине скорости смещений при расчете в целом за средний и поздний плиоцен (первые миллиметры в год) и за весь четвертичный период (от нескольких до 7–10 мм/год). Объяснением может служить влияние уменьшения периода времени осреднения, если считать движения периодическими и допускать большую продолжительность периодов покоя. Можно также допустить общее ускорение горизонтальных движений по разломам в течение позднего кайнозоя.

4. Обращает внимание относительное постоянство величин скорости в течение последних сотен тысяч лет по каждому из рассмотренных разломов – в пределах нескольких миллиметров в год поциальному разрыву (суммарные смещения по каждой зоне за тот же период могут составлять ≥ 10 мм/год).

¹ Речь не идет об упругой отдаче во время землетрясений, которая геолого-геоморфологическими методами за рассматриваемый промежуток времени не фиксируется.



Р и с. 50. Ориентированное наискось к склону понижение в рельефе над Дарваз-Каракульским разломом в месте сочленения Дарвазского хребта и Сарыбской мульды.

Юго-восточное крыло (слева от наблюдателя) взброшено и сдвинуто к северо-востоку относительно северо-западного (вдали справа)



Р и с. 51. Сарыобская мульда над зоной Дарваз-Каракульского разлома.

Вид к северо-западу поперек простирания разлома; на среднем плане — молодая долинка и русло, смещенные левосторонне в результате голоценовой сейсмотектонической подвижки

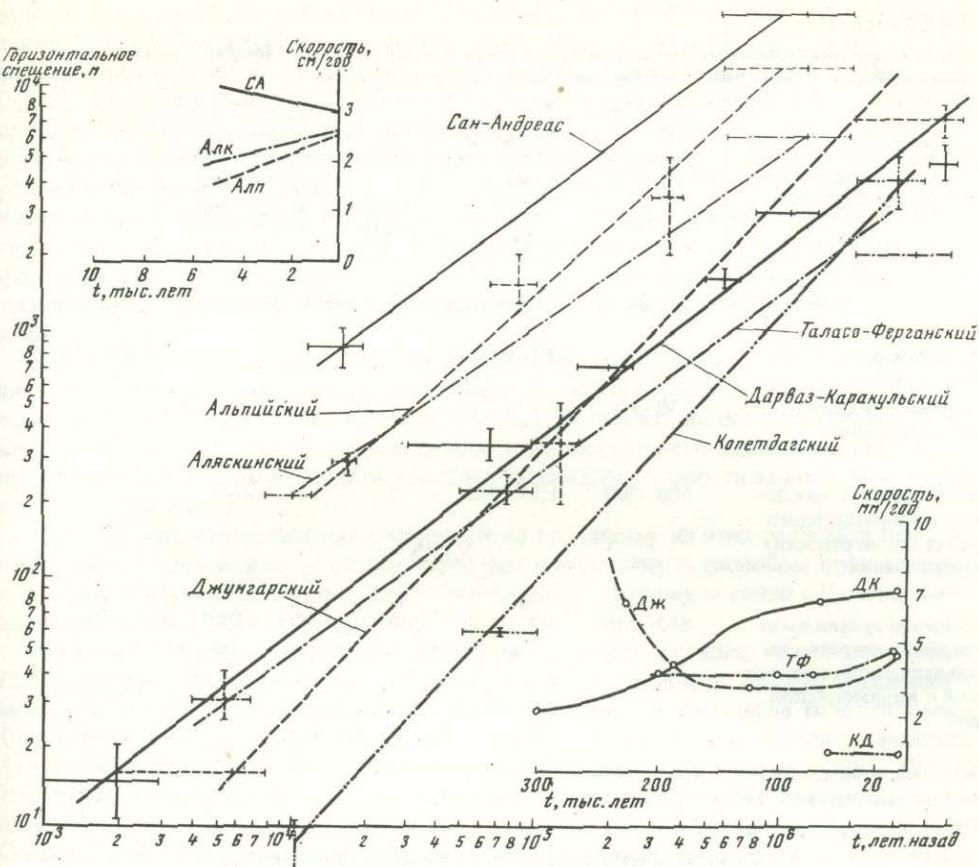


Рис. 53. Величина и скорость горизонтальных смещений по крупным разломам в плиоцене, плейстоцене и голоцене

Тихоокеанский подвижный пояс: СА — Сан-Андреас, Калифорния; Алп — Альпийский, Новая Зеландия; Алк — Феруэтер, Аляска; Центральноазиатский подвижный пояс: ДК — Дарваз-Каракульский; ТФ — Таласо-Ферганский; ДЖ — Джунгарский; КД — Копетдагский

Вместе с тем по таким геолого-геоморфологическим признакам, как четкость сдвинутых форм, наличие мертвых обезглавленных поперечных долин, разорванность границ отложений, и по аналогии с известными сдвиговыми сейсмодислокациями (см., например, стр. 85) необходимо признать (как и делает большинство авторов — (Курдюков, 1953; Ранцман, Пшенин, 1963, 1967; Буртман, 1965; Никонов, 1975а)), что сдвиговые смещения происходили импульсно. Длительность геологических импульсов (возможно, состоящих из нескольких сейсмических) определить при современной степени изученности трудно. На Таласо-Ферганском разломе отмечается период активизации сдвигания в раннем голоцене и позднем плейстоцене (Ранцман, Пшенин, 1967), на Дарваз-Каракульском — в позднем голоцене (Никонов, 1975а) длительностью порядка нескольких тысяч лет.

На участке юго-запад—северо-восточного протяжения Дарваз-Каракульского разлома вдоль него протягивается на 18 км сейсмотектоническая дислокация взбросово-сдвигового характера, которая пересекает и сдвигает на 5–15 м поперечные долинки (Никонов, 1977б; см. рис. 51). Поскольку сейсмодислокация пересекает долину р. Возгина и ее голоценовую террасу относительной высотой 15 м, но не выражена на двухметровой позднеголоценовой террасе, возраст сейсмодислокации определяется как средне- или позднеголоценовый, примерно 1–5 тыс. лет. Сейсмотектонический уступ прорезан молодыми недеформированными поперечными водородами глубиной до 2 м. Заброшенные и частично заплытые арыки, полво-

Таблица 14

Характеристика сдвиговых смещений по некоторым крупнейшим разломам Памиро-Тянь-шаньской орогенной области в плиоцене, плейстоцене и голоцене

Признаки, по которым определено сдвигание	Оценка возраста сдвигания, тыс. лет	Величина сдвигания (км) и направленность сдвигания	Среднерасчетная скорость сдвигания, мм/год		Источник
			за весь период	за промежуток времени	

Дарваз - Каракульский разлом, СВ-ЮЗ, 30 км

Смещение русел поперечных ручьев	2±1	0,01–0,02 л	5–10		Никонов, 1975
Смещение мелких поперечных долин	30–100	0,3–0,4 л	4–10		"
Смещение крупных долин, водораздельного гребня и поверхности выравнивания	500–700	1,5–1,8 л	3	2–3	"
Смещение границ выходов конгломератов тавильдаринской, полизакской и килимбинской свит	800–1500	~3 л	2–4		"
Смещение конгломератов тавильдаринской свиты	4000–6000	4–5,5 л	1	0,25–0,6	"

Таласо - Ферганский разлом, СЗ-ЮВ, 400 км

Смещение русел поперечных временных потоков	4–7	0,03 п	4–6		Буртман, 1965
Смещение долин в промежутке между образованием III и II террас	50–100	0,2–0,25 п	2–5		Ранцман, Пшенин, 1963
Смещение среднечетвертичной морены	150–250	0,75 п	3–5	3–5	Ранцман, Пшенин, 1967
Смещение основных долин по единичному разлому	2000–5000	2 п	0,4–1	0,3–0,7	Ранцман, Пшенин, 1963

Джунгарский разлом, СЗ-ЮВ, 200 км

Смещение поперечных сухих русел	2–8	0,015 п	2–8		Курдюков, 1953
Смещение мелких форм рельефа	100–150	0,2–0,5 п	2–5	7–22	Войтович, 1969
Смещение ранне-среднеплейстоценовых отложений и крупных форм рельефа	300–400	2–5	5–12		"
Смещение по единичному разлому плиоценового аллювия от долины – источника сноса	2000–7000	6–8 п	3–4	2,5	"

П р и м е ч а н и е: л – левостороннее, п – правостороннее

дившие воду к золотопромысловым участкам в долине р. Возгина, заходят внутрь таких водороин и пересекают их, т.е. выкопаны позднее. Наконец в некоторых местах такого пересечения видно последующее врезание водороин в арыки на 0,5–0,7 м. Считая, что золотодобыча происходила здесь в XV–XVI вв., получаем среднюю скорость врезания водороин порядка 1–2 мм/год. Следовательно, полный возраст недеформированных водороин, прорезавших сейсмоконтактический уступ на 2 м, может быть оценен в 1–2 тыс. лет. Таков наиболее вероятный и даже максимальный, поскольку добыча золота могла осуществляться позднее, возраст сейсмоконтактической дислокации в бассейне р. Возгина. Судя по отсутствию деформаций в упомянутых поперечных водорионах, постепенные горизонтальные смещения (крип) в этот период на данном участке не происходили.

Поскольку дислокация без изменения ее простирации и размеров, величины и направления сдвига протягивается через перевал в бассейн р. Сарыоб, ее следует считать единой по всей длине и распространить на нее приведенное определение возраста. Среднерасчетная скорость левостороннего сдвига получается при этом 5–10 мм/год в позднем голоцене, аналогично скорости за последние сотни тысяч лет (см. рис. 53).

Никаких инструментальных измерений ни по одному из этих разломов пока не проведено, за исключением определений фототеодолитным способом правостороннего сдвига на 1–1,5 м по Таласо-Ферганскому разлому в связи с Чаткальским землетрясением 1949 г. (Федоренко, 1968).

Разломы Средиземноморского подвижного пояса изучены менее остальных. Целая система продольных или секущих разломов длиной во многие сотни километров с преобладающими сдвиговыми смещениями, в том числе голоценовыми (ориентировано) на десятки–сотни метров, обнаружена в пределах Западно-Азиатской ветви Средиземноморского пояса (Wellman, 1965; Pavoni, 1961, 1971). Изученность большинства из них недостаточна для того, чтобы надежно определять величины скорости и тем более их изменения во времени. Смещения по Северо-Анатолийскому разлому (длина 1300 км, допускаемый сдвиг около 400 км за третичное время) в виде сейсмоконтактических дислокаций проявились во время серии землетрясений 1939–1956 гг., распространявшихся по нему с востока на запад. В результате землетрясений смещения достигли 4 м вдоль разлома и на 1 м поднялось южное крыло. Медленные правосдвиговые смещения (крип) отмечены по Северо-Анатолийскому разлому на коротком поперечнике в 110 км севернее г. Анкара, где скорость крипа определена около 20 мм/год (Science News, 1972). Сравнение триангуляций и трилатераций 1946 (после сильного землетрясения 1944 г.) и 1972 гг. показало горизонтальное смещение на 75 см на восточном и 20 см на западном концах разлома, т.е. со скоростью 30 и 8 мм/год соответственно (Canitez, 1975). В табл. 15 собраны данные о сейсмоконтактических подвижках по разломам Иранского нагорья и Копет-Дага. Проведенные после землетрясения Дашти-Биаз с $M = 7,3$ измерения обнаружили спустя 2–4 года левосторонний крип, т.е. в том же направлении, как и смещение при землетрясении, со скоростью около 4 мм/год (McEvilly, Niazi, 1975).

Разлом Чаман на востоке Афганистана, по которому во время землетрясения 1892 г. железнодорожное полотно смешилось левосторонне на 1 м (McMahon, 1897; Рихтер, 1963), является протяженным (не менее 230, вероятно, до 800 км) субмеридиональным левосторонним сдвигом, активным, возможно, с раннетретичного времени. Вдоль него долины временных потоков растащены левосторонне максимально более чем на 1 км, а более мелкие молодые русла – на 120 и 20 м, что позволяет ориентированно определить среднюю скорость сдвига в пределах 2–20 мм/год (Wellman, 1965).

Вдоль разлома Мертвого моря доказывается левостороннее сдвигание на 0,6 км, из которых 0,15 км относятся к последним 20 тыс. лет (Zak, Freund, 1966), т.е. среднерасчетная скорость сдвига за это время оценивается в 7,5 мм/год. На продолжении той же зоны к северу в пределах Сирии отмечаются только вертикальные движения позднеплиоцен-четвертичного времени.

Таблица 15

Сейсмотектонические дислокации Средиземноморского подвижного пояса (в пределах Ирана и Туркмении)

Номер п/п.	Название и год землетрясения	Сейсмологическая характеристика					Размер сейсмотектонических дислокаций				Источник
		M	I	H, км	Длина осей изосейсты высшего балла, км	Площадь внутри изосейсты VIII баллов, тыс. км ²	L, км l, км	D, м (вертик.) D, м (гориз.)	b, м		
1	Кучанское, Иран, 1895	7	IX-X		25×18				0,25	Материалы для изучения землетрясений России, 1891	
2	Ашхабадское, 1948	7	IX	15–20	15×10		0,5–0,8 (0,2)	0,3–0,5 1,7–1,9	0,2–0,5	Горшков, Якушова, 1956; Расцветаев, Трифонов, 1965; Руставович, 1967	
3	Буйин-Зара, Иран, 1962	7–7,5	IX	27±9	95×5	~1,4	100 6?	0,75 0,5–0,6		Ambraseys, 1963	
4	Дашти-Биаз, Иран, 1968	7,3	IX	15		~ 4	80	1,2 4,5		Ambraseys, Tchalenko, 1968	
5	Карнавч, Иран, 1970	6,3–6,7	VII–VIII	20	100×100	7	Не обнаружены			Ambraseys et al., 1971	
6	Бабол-Кенар, Иран, 1971	5,2		27			Отсутствуют			Tchalenko et al., 1972	

Из крупных разломов с надвиговой компонентой, несомненно, наиболее интересен *Главный пограничный надвиг* Гималаев, по которому предполагается надвигание на 25 км к югу палеозойских пород на сиваликские (поздний плиоцен-ранний плейстоцен) отложения (Гансер, 1967). Принятие широкого диапазона возраста отложений автохтона в 0,5–2,5 млн. лет дает возможность оценить среднерасчетные скорости надвигания в 10–50 мм/год. В нескольких случаях в Гималаях установлены поперечные тектонически и сейсмически активные сдвиги северо-северо-восточного простирания со средней скоростью смещения 1–2 см/год.

Современные движения в зоне надвига измерены инструментально пока лишь на одном из частных надвигов Нахан в пределах низких Кумоанских Гималаев (северо-восточная Индия). Плоскость надвига здесь разделяет сланцы и песчаники двух разновозрастных толщ палеозоя, будучи наклонена к северо-западу 315° под углом 30° при общем северо-западном простирации надвига. Дискретные измерения, проведенные в 1969, 1971 и 1972 гг. с помощью водотрубного наклономера, позволили определить смещения в плоскости надвига к юго-востоку 132° со скоростью 9 мм/год, что на порядок выше возможных ошибок измерений (Sinvhal et al., 1973). Дополнительные измерения деформаций на этом участке не выявили эпизодов крипа по плоскости надвига.

Приведенный материал по горизонтальным движениям в хорошо изученной зоне разломов Сан-Андреас и на других значительно хуже изученных разломах позволяет сформулировать следующие общие положения.

1. *Горизонтальные движения по разломам происходят однонаправленно* на протяжении как длительных (миллионы–сотни тысяч лет), так и коротких (десятка тысяч–тысячи лет) отрезков геологического времени и в настоящее время (последние сотни–десятки лет).

2. В подвижных поясах *среднерасчетные скорости плейстоценовых, голоценовых и современных горизонтальных движений по отдельным разломам обычно находятся в пределах 0,5–2,5 см/год*. Скорости смещений через зоны разломов (системы параллельных разломов) могут быть в 1,5–2 раза больше. В пределах приведенных значений наибольшие величины скорости отмечены по сдвигам вдоль основных тектонических структур, меньшие (обычно в пределах 1 см/год для отдельных разрывов) – у взбрососдвигов, взбросонадвигов и секущих сдвигов. Горизонтальные движения по разломам со скоростью порядка нескольких миллиметров в год (максимальная известная 9 мм/год) могут иметь место и в пределах платформенных областей.

3. В ряде случаев удается выделять периоды активизации горизонтальных смещений по разломам длительностью в несколько тысяч или десятков тысяч лет. Еще более определенно выявляются сейсмотектонические импульсы, т.е. отдельные сильные землетрясения или рои землетрясений с горизонтальными подвижками в присущем разлому направлении максимум на несколько метров.

4. На разломе Сан-Андреас в Калифорнии, вероятно, на Альпийском разломе Новой Зеландии, разломах Аляски и, возможно, на других разломах с преобладанием горизонтальной составляющей участки с постоянным или периодическим сейсмическим крипом чередуются с участками, где резкие смещения по разлому происходят только во время землетрясений. Для участков первого типа характерны более частые слабые и умеренные землетрясения, тогда как участки второго типа подвергаются редким сильным землетрясениям. Для системы разломов Сан-Андреас имеются факты периодического накопления упругих деформаций в широкой зоне и их высвобождения путем проскальзываивания и сейсмотектонических подвижек во время землетрясений.

5. Простижение и направленность сейсмотектонических подвижек при сильных землетрясениях согласуются с простиранием главных зон разломов и смещениями по ним в плиоцене, плейстоцене и голоцене. Величина горизонтальных подвижек при землетрясениях в целом пропорциональна магнитуде последних и обычно не превышает 10–20 м.

Глава 4

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ РИФТОГЕНЕЗА И СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

1. Движения в рифтовых зонах

Рифтовые зоны, которым в последние десятилетия уделяется большое внимание, представляют самостоятельную группу тектонических структур. Они объединяются в общемировую систему, большая часть которой приурочена к осевым частям срединно-океанических хребтов и потому практически недоступна для непосредственных исследований и измерений. Тем больший интерес вызывают переходные к континентальным участкам океанических рифтов и собственно континентальные рифтовые зоны.

Хотя изучение голоценовых и непосредственные измерения современных движений находятся в начальной стадии, обзор имеющихся данных представляется необходимым и, как будет показано, позволяет сделать ряд принципиально важных с точки зрения современной геодинамики заключений. Ниже рассмотрены материалы по континентальным рифтовым системам (Байкальской, Восточно-Африканской, Рейнской), а затем по отдельным участкам океанических рифтовых зон (в пределах Исландии, Красного моря, шельфа Моря Лаптевых).

Байкальская рифтовая зона. Это крупнейшая континентальная рифтовая система, по мнению ее исследователей, представляет в неотектонической структуре свод шириной около 200 км с амплитудой поднятия около 1 км, разбитый Байкальской впадиной с погружением фундамента не менее чем на 4–5 км относительно бортов.

Геологические материалы, полученные на побережьях и на дне вплоть до абиссальных глубин, свидетельствуют о фазах резкого погружения Байкальской впадины в позднем плиоцене, в среднем и позднем плейстоцене (Проблемы рифтогенеза, 1975). Ориентировочная средняя скорость погружения центральной части котловины в это время достигала 1,5–4,0 мм/год, а Селенгинской впадины – 0,01–0,3 мм/год. Горные хребты за пределами продольных краевых сбросов Байкальской впадины имеют явные признаки поднятия в четвертичное время.

Новейшее раздвижение Байкальской впадины и отодвигание к северо-западу прилегающих частей Сибирской платформы на 5–10 км за плиоцен-четвертичное время (со среднерасчетной скоростью 1–5 мм/год) обосновывается смещением озерной ванны к северо-западу, левосторонними поперечными сдвигами и другими геолого-геоморфологическими признаками (Ламакин, 1968).

В.В. Ламакин (1968) приводит геоморфологические и ландшафтные признаки молодых опусканий северо-западного и поднятий (с небольшими участками опусканий) южного, юго-восточного и северного берегов Байкала. Прямым свидетельством погружения участка на западном берегу озера в Малом море является нахождение археологических остатков и даже культурных слоев неолита ниже уровня озера, между тем как на восточном берегу Байкала археологические данные свидетельствуют скорее о его поднятии (Гурулев, 1972). Возможная скорость поднятия берега Большого Ушканьего острова по превышению волноприбойной ниши с археологическими остатками над современным верхним уровнем прибоя может быть оценена величиной 0,7–1,0 мм/год за последние 2 тыс. лет.

Одним из характернейших отличительных признаков Байкальской рифтовой зоны является большое распространение и частота быстрых сейсмотектонических движений и дислокаций (Материалы..., 1891; Солоненко и др., 1969; Солоненко, 1962, 1970, 1973а,б). В наилучше изученной сейсмоактивной части Байкальской рифтовой системы В.П. Солоненко определяет среднюю расчетную частоту землетрясений за 1 тыс. лет примерно следующими цифрами (один раз в промежуток времени в годах без нормирования по площади): VIII баллов – 2, IX баллов – 5, X баллов – 15, XI баллов – 40, XII баллов – 166¹. Средние за то же время площади,

¹ Оценка частоты землетрясений представляется завышенной. – Прим. ред.

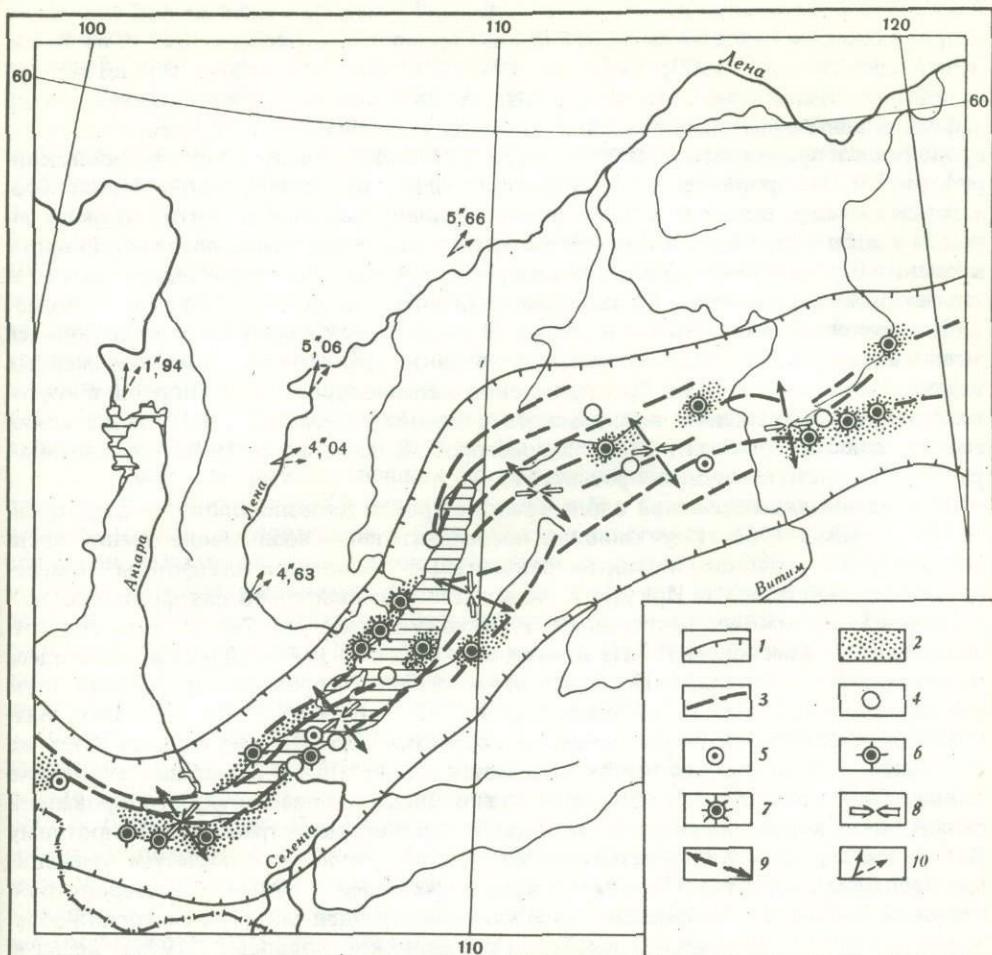


Рис. 54. Элементы современных движений земной коры в Байкальской рифтовой зоне (Солоненко и др., 1969; Есиков, Панкрушин, 1969)

1–3 – элементы тектоники: 1 – граница области возможных деформаций земной коры при землетрясениях с $M \geq 6$ (Байкальский свод), 2 – участки, испытавшие движения земной коры при катастрофических землетрясениях в последние тысячи лет, 3 – крупные разломы, активные в неоген-четвертичное время; 4–7 – эпицентры сильных землетрясений, известных по инструментальным и историческим данным (4–5) и определяемых по сейсмодислокациям (6–7): 4 – VIII баллов ($M = 5,5 \div 6,5$), 5 – IX баллов ($M = 6,5 \div 7$), 6 – X баллов ($M = 7 \div 7,7$), 7 – XI–XII баллов ($M > 7,7$); 8–9 – направления главных осей напряжений в очагах землетрясений: 8 – ось скатия, 9 – ось растяжения; 10 – изменение астрономических азимутов линий в нескольких пунктах Западного Прибайкалья за период между съемками 1940–1942 и 1956 гг.

вовлеченные в сейсмотектонические движения, оцениваются (в тыс. km^2) при землетрясениях VIII баллов – 127, IX – 422, X баллов – 428, XI – 600. Хотя эти величины, вероятно, завышены, сейсмотектонические движения в голоцене и в настоящее время несомненно имеют огромное значение в тектоническом развитии земной коры региона (рис. 54), о чем свидетельствуют также размеры сейсмотектонических дислокаций при землетрясениях региона (см. табл. 10).

Очень важно, что смещения при известных землетрясениях имеют преимущественно сбросовый характер, а на северо-востоке – и взбрососдвиговый, что вполне согласуется с определением смещений в очагах землетрясений, установлением субгоризонтальных максимальных растягивающих напряжений поперек рифтовой зоны (см. рис. 54), геологическими и геодезическими данными о погружении центральной впадины на фоне общего вздымаания свода. Отражением, вероятно, частично косвенным, тектонических погружений участков Байкальской впадины в связи

с землетрясениями служат внезапные опускания участков Селенгинской дельты во второй половине голоцен на 12–15 м и во время землетрясения 1862 г. на 4–8 м (Солоненко и др., 1969; Гурулев, 1972). Однако в целом считается, что активность сейсмогенных структур в позднем плейстоцене и голоцене на юго-западе рифтовой зоны существенно снизилась, между тем как на востоке и северо-востоке продолжала и продолжает оставаться высокой (Солоненко и др., 1969; Байкальский рифт, 1975). Это проявляется в молодости (поздний плейстоцен-голоцен) новообразованных впадин в привершинных частях водово-глыбовых поднятий второго порядка и в большом количестве сейсмотектонических подвижек послепедникового времени в Витимо-Олекминском секторе рифтовой зоны, где за последнее тысячелетие насчитывают не менее 22 землетрясений интенсивностью IX баллов и более.

По южной части Байкальской рифтовой зоны к настоящему времени накопился значительный геодезический материал для оценки характера и величин современных вертикальных движений по Транссибирской железнодорожной магистрали и коротким специальным линиям Байкальского полигона (Ламакин, 1968; Байкальский геодинамический полигон, 1970; Колмогоров, Колмогорова, 1971; Байкальский рифт, 1975; Методические вопросы..., 1975).

Повторные нивелирования вдоль Транссибирской железнодорожной магистрали в 1937–1943 и 1965 гг. установили последовательное вздымаение южной части Байкальского водового поднятия относительно Сибирской платформы. Присводовая часть (западнее г. Иркутск) поднимается относительно платформы со скоростью 4,5–5,0 мм/год (окрестности г. Нижнеудинск) или $7,0 \pm 2,35$ мм/год (относительно г. Красноярск). На протяжении 400–500 км средний градиент здесь составляет $1 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$. По измерениям на более коротких отрезках по двум субширотным профилям Предбайкалья, в 1942–1965 и 1968–1972 гг. свод Байкальской антиклинали поднимается со скоростью 2,5–3,0 мм/год. По этим же профилям в их восточных частях намечается относительное опускание собственно Байкальской впадины. На восточном крыле свода, с более дифференцированной складчато-блоковой структурой, по Транссибирской магистрали и субширотному Кударинскому профилю через Селенгинскую дельту также отмечается уменьшение величины скорости от пункта несколько западнее г. Улан-Удэ в сторону Байкальской впадины. Относительное опускание внутренней части Селенгинской дельты определяется величиной 3 мм/год (Методические вопросы..., 1975), но из-за краткости периода измерений в западной части профиля 1968–1974 гг. и колебательного характера движений приведенная величина не может считаться долговременной средней. К тому же погружение поверхности Селенгинской дельты может быть обусловлено не столько тектоническим погружением самой Байкальской впадины (для участка Селенгинской дельты такое погружение в среднем за поздний плиоцен-плейстоцен не превышало 0,3 мм/год), сколько уплотнением водонасыщенных и рыхлых дельтовых отложений и их сползанием к оси Байкальской впадины. В общем же можно констатировать прямое соотношение распределения современных медленных движений с рельефом и новейшей структурой южной части рифтовой зоны.

При использовании результатов повторного нивелирования с короткими интервалами повторения и уровнемерных данных получается картина знакопеременных движений. В.В. Ламакин говорит о микропульсациях земной коры, при которых через 8–9 лет происходит смена знака движений, а амплитуда волн составляет 3–4 см; объяснение он находит во влиянии лунно-солнечных приливов в твердой Земле. Однако на Кударинском профиле ежегодного (с 1968 по 1974 г.) нивелирования одни репера меняли знак ежегодно, другие – через несколько лет, третьи обладали устойчивой тенденцией смещений (Методические вопросы..., 1975). Подобное явление обнаруживается и в записях уровнемерных постов на берегах Байкала, приведенных тем же автором. По-видимому, это является отражением совокупного и накладывающегося влияния нескольких факторов, в том числе и гидрометеорологических. Не претендуя на решение этого сложного вопроса, обратим внимание на возможность в ряде случаев связи смены знака и интенсивности движений с сильными землетрясениями.

На участке Транссибирской магистрали, где она огибалась (до переноса в связи с подъемом уровня озера) южные берега Байкала, по нивелировкам 1906–1928 гг. западный берег озера поднимался относительно области верхнего течения р. Ангары со среднерасчетной скоростью до 10 мм/год, а юго-восточный опускался почти с такой же скоростью (Ламакин, 1968). Но в течение 1928–1937 гг. северо-западное побережье испытывало слабое опускание 1–2 мм/год, а юго-восточное оставалось стабильным или незначительно поднималось (1–2 мм/год). Восточнее, в пределах Западно-Забайкальской глыбово-волновой зоны, также отмечается смена знака и уменьшение интенсивности движений в период 1937–1965 гг. по сравнению с 1906–1937 гг. (Байкальский геодинамический полигон, 1970). Наибольшие градиенты скорости ($5 \cdot 10^{-7}$ – $1 \cdot 10^{-6}$ год $^{-1}$) тяготеют к краевым разломам Байкальской впадины, так что пространственная связь смены знака движений с разломами не должна вызывать сомнений. Весьма активные и контрастные движения южной оконечности Байкала и Западного Забайкалья между 1906 и 1928 гг. трудно ставить в зависимость от местных землетрясений интенсивностью VI и VII баллов у северо-западного берега озера в 1909 и 1912 гг. Но очень вероятно их проявление в качестве последействия двух сильнейших землетрясений Монголии в июле 1905 г. интенсивностью XI или даже XII баллов ($M = 8,4$ и $M = 8,7$). Хотя юго-западная оконечность Байкала располагается в 400–500 км к северо-востоку от эпицентров, но при длине вызванных этими землетрясениями разрывов до 300 км и площади, захваченной землетрясениями, около 4 млн. км 2 , нет ничего удивительного в реакции земной коры Байкала и Забайкалья на эти землетрясения. С этим соглашается и факт изменения в 1908–1912 гг. уровня Торейских озер в связи с опусканием местности тысячью километрами восточнее эпицентральной зоны, которое предположительно связывают с теми же землетрясениями (Маринов, 1973).

До сих пор не известны признаки горизонтальной составляющей движений голоценового и настоящего времени в самой Байкальской впадине. Но на западном склоне Байкальского свода при астрономических определениях азимутов в 1940–1942 и 1965 гг. было обнаружено закономерное изменение азимутов далеко за пределами ошибок. Возможное влияние изменения полюса было исключено. Это позволило сделать вывод о вращении региона к западу (Есиков, Панкрушин, 1969; Байкальский геодинамический полигон, 1970). Среднерасчетная скорость вращения составляет от 0,08" год $^{-1}$ на западе, в районе г. Братск, до 0,2" год $^{-1}$ в долине р. Лена, т.е. ближе к оси Байкальского рифта. Однако такая скорость не могла сохраняться в течение миллионов лет, так как при ее распространении на новейшее время получаются нереальные результаты. Измеренные смещения скорее отражают быстрые движения земной коры региона во время Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г., $M = 8,6$, при котором левосторонние подвижки в плейстоценовой области достигали 9 м. Это предположение становится более основательным в свете данных о ротационных смещениях более чем на 3" при сильных ($M \geq 7$) землетрясениях в Японии (Harada, 1967). Современное западное вращение Прибайкалья по астрономическим данным согласуется, с одной стороны, с геологическими данными о новейшем его вращении (Ламакин, 1968), а с другой — с направлением осей главных растягивающих напряжений по определениям механизма очагов сильных байкальских землетрясений (см. рис. 54).

Вращение западного края рифта против часовой стрелки логично связывать с продолжающимся расширением Байкальского рифта. Запланированные повторные триангуляционно-трилатерационные измерения через Байкальскую и Баргузинскую впадины (Методические вопросы..., 1975) должны дать материал для суждения о горизонтальной составляющей движений между бортами Байкальского рифта.

Другая крупнейшая континентальная рифтовая система — Восточно-Африканская также несет отчетливые следы новейшего и четвертичного относительного погружения центральных рифтовых долин в восточной присводовой и в западной внесводовой (щелевой) ветвях системы (Белоусов и др., 1974). Относительные перемещения бортов и дна за новейшее время оцениваются в западной ветви величиной около 9 км, а в восточной — 4,5 км. Смещения четвертичного времени местами составляют 600 и 1000 м. Новейшее растяжение Кенийской (восточной)

рифтовой зоны минимум на 5 км, рассчитанное по наклону сместителей ограничивающих разломов, дает возможность оценить среднерасчетную скорость раздвижения минимум в 0,1–1,0 мм/год. Для вертикальных движений здесь такие скорости являются максимальными. Характерны смещения по разломам средне- и даже позднеплейстоценового возраста на величину соответственно первых сотен и нескольких десятков метров (Живая тектоника, 1957; Система рифтов Земли, 1970; Белоусов и др., 1974). Местами отмечены структурные уступы высотой в метры и первые десятки метров в верхнеплейстоценовых пеплах и туфах.

Современные смещения на поверхности здесь не изучены. Имеются указания на возникновение зоны трещин протяжением до 50 км в западной ветви системы рифтов при землетрясении 20 марта 1966 г. с $M = 7$ (Солоненко, 1970). В очагах коровых землетрясений оси растягивающих напряжений ориентированы перпендикулярно простиранию рифтов.

В Эфиопском рифте северо-восточного простирания продолжающееся расширение фиксируется как возникновением новых трещин на глазах местных жителей, так и дальномерными наблюдениями (Mohr et al., 1975). Согласно последним, в 1969–1973 гг. попечное расширение и правостороннее смещение рифтовой долины на профилях 7–14 км длиной происходили со скоростью порядка 10 мм/год, хотя не были постоянными во времени и не на всех профилях можно говорить о чисто тектоническом характере явления. Залечивание трещин вулканическими продуктами снизу и заполнение отложениями сверху можно рассматривать как свидетельство необратимости процесса расширения.

Рейнская рифтовая зона – основная поперечная структура в Европе – состоит из системы отдельных грабенов северо-северо-восточного (Ронский, Верхнерейнский) и северо-северо-западного (Нижнерейнский) простираций. Заложенные в эоценовое и миоценовое время, они развивались в плиоцене и в четвертичное время на фоне слабовыраженного сводового поднятия (Живая тектоника, 1957; Проблемы современных движений..., 1969; Система рифтов Земли, 1970). Общее боковое растяжение верхней части коры с начала возникновения Верхнерейнского грабена оценивается в 4,8 км (Illies, 1972), что дает среднерасчетную скорость примерно 0,1 мм/год; близкая величина получается и для среднерасчетной скорости вертикальных движений плеч грабена относительно его дна. Амплитуды смещений по ограничивающим сбросам за четвертичное время измеряются десятками метров, возможно до 100 м; среднерасчетная скорость погружения, судя по мощности четвертичных осадков, составляла десятые доли миллиметра в год, максимум 1,0 мм/год, речные и озерные межледниковые слои местами сброшены на несколько десятков метров, наклонены на несколько градусов (до 15°).

Продольные и косые сдвиги измеряются всего несколькими метрами, редко – большими величинами. Сведения о голоценовых движениях единичны. Отмечены, например, нарушения в низкой террасе и в вюрмских лессах в пределах Нижнерейнского грабена (Живая тектоника, 1957). Но инструментальная изученность современных медленных движений здесь, пожалуй, наиболее высокая среди других рифтовых систем.

Для южного участка Верхнерейнского грабена по результатам высокоточного нивелирования 1922–1939 и 1952–1967 гг. с 1200 общими марками на линиях протяженностью 1200 км составлена карта современных движений в среднем за 30-летний интервал между измерениями (Mältzer, 1969; Das Unternem Erdmantel, 1972). Несмотря на некоторый разброс в распределении знака и величин движений, карта отражает следующие общие явления. На восточном крыле грабена движения наименее дифференцированы и имеют незначительную величину (0,2–0,5 мм/год), т.е. того же порядка, что и возможные ошибки. В пределах самого грабена движения неравномерны и отмечаются поперечные поднятия (до 0,4 мм/год) при общем преобладании опусканий 0,6–0,8 мм/год, т.е. 0,1–0,6 мм/год относительно восточного борта. Если отвлечься от местных "перемычек", можно уловить общий наклон днища грабена к югу на величину $1 \cdot 10^{-3}$ год $^{-1}$. Во многих случаях изолинии движений пересекают борта

грабена; непосредственные смещения вдоль краевых разломов отмечены в нескольких местах: севернее г. Фрейбург – 0,65 мм/год на поверхности и 0,24 мм/год в туннеле, пересекающем внешние зоны разрывов грабена; в области Тюниберг, где отмечены наибольшие движения – до 1,7 мм/год. Поскольку в этих местах получаются те же направленность и порядок величин скорости современных движений, если использовать менее точные данные первой нивелировки 1881 г., то можно говорить о постоянстве скорости на некоторых участках в течение почти столетия.

Но в других местах и величина, и, возможно, направленность движений менялись в более короткие промежутки времени. Так, в Верхнерейнском грабене нивелирования 1929–1939 и 1959–1964 и 1970–1972 гг. и в Гессенской впадине на его северо-восточном продолжении нивелирования 1938, 1953–1957 и 1965–1968 гг. показывают некоторое изменение скорости в разные периоды (Das Unternemend Erdmantel, 1972; Mältzer, Schlemmer, 1975). Погружение дна грабена относительно бортов проявляется вполне отчетливо (рис. 55), причем в центральной и северной частях погружение прибортовых блоков происходит значительно быстрее (0,5–0,8 мм/год), чем центрального блока (0,1–0,3 мм/год), а на юге наоборот.

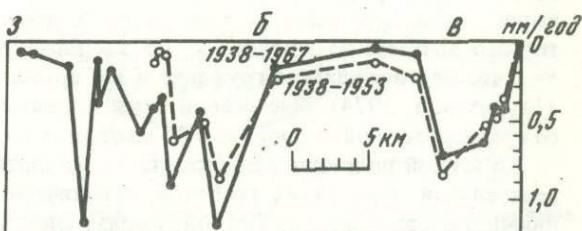


Рис. 55. Современное опускание в северной части Верхнерейнского грабена по профилю у г. Гессен (Das Unternemend Erdmantel, 1972)

Повторные нивелирования в области Нижнерейнского грабена с интервалами 19 и 31 год также обнаружили хорошее согласие движений с геологической структурой и демонстрируют относительное погружение самого грабена со скоростью 0,2–0,3 мм/год близ северо-восточного борта, 0,5–1,0 мм/год в центре и до 2–2,7 мм/год у юго-западного борта (Живая тектоника, 1957). Последние величины, несомненно, не могут считаться средними долговременными.

Рисунок избаз современных движений в юго-западной Фенноскандии (см. рис. 6, б) вполне допускает относительное отставание на доли миллиметра в год в поднятии района грабена Осло, который считается северным окончанием системы Рейнских грабенов.

По фокальному механизму землетрясений и непосредственным измерениям горного давления в шахтах Центральной Европы недавно установлено действие главных нормальных сжимающих напряжений в северо-запад–юго-восточном и растягивающих в юго-запад–северо-восточном направлениях (Das Unternemend Erdmantel, 1972; Ahorner, 1975). Соответственно в Верхнерейнском грабене север-северо-восточного простирания происходят сейсмотектонические подвижки левостороннего характера, а в направленном к северо-западу Нижнерейнском грабене перпендикулярные к нему нормальные растягивающие усилия вызывают при землетрясениях близвертикальные подвижки по продольным разломам и сдвиговые по кососекущим.

Ряд землетрясений в пределах Верхнерейнского грабена, в отличие от более восточной области, сопровождался вертикальными подвижками, но больше землетрясений со сдвиговыми смещениями (левосторонними – по продольным по отношению к грабену плоскостям и правосторонними – по перпендикулярным). В Нижнерейнском грабене соотношение сбросовых и сдвиговых подвижек при землетрясениях около единицы.

Расчет средней скорости сейсмического течения пород путем определения сейсмического момента землетрясений дал величину сдвиговых смещений 0,05 мм/год в Верхнерейнском грабене (за 1700–1969 гг.) и 0,23 мм/год в Нижнерейнском гра-

бене (за 1750–1969 гг.) при геодезической оценке скорости движений соответственно 0,2–0,7 и 1,0 мм/год (Ahorgner, 1975). Отсюда следует, что в настоящее время за счет землетрясений происходит не более 1/5–1/10 суммарных горизонтальных смещений; горизонтальные движения в структурах северо-западного простирания более активны по сравнению со структурами северо-восточного. С последним согласуется субмеридиональное растяжение и левостороннее сдвигание в ориентированном с северо-запада на юго-восток грабене Эльбы в ГДР, установленное по сравнению триангуляций 1870–1910 (средняя эпоха 1890) и 1963 гг. и обнаружения открытых трещин до 50 см шириной вдоль зон разломов (Проблемы современных движений, 1969).

Значительный материал по молодым и современным горизонтальным и вертикальным движениям накоплен для рифтовой зоны Исландии. Образование центрального грабена Исландии шириной около 40 км, простирающегося через остров с юго-запада на северо-восток и затем с юга на север и имеющего глубину около 1 км, относят к концу плиоцен-плейстоцену на основании палеомагнитных оценок разорванных разломами платобазальтов (Система рифтов Земли, 1970). Получаемая при этом среднерасчетная скорость опускания центрального грабена составляет 0,3–1,0 мм/год. Более новые данные бурения свидетельствуют о залегании континентальных вулканических и невулканических пород плиоцен-четвертичного возраста на глубине до 1,5 км ниже уровня моря в Юго-Западной Исландии, что подтверждает погружение в это время со средней скоростью $\geq 0,5$ мм/год (Tryggvason, 1974). Вне осевой зоны поднятие коры оценивается в 1,3 км, т.е. со среднерасчетной скоростью 0,13 мм/год за 10 млн. лет (Schäfer, 1975).

Ко второй половине плейстоцена – к голоцену можно отнести возникновение в центральной зоне узких грабенов, ограниченных крупными сбросами со смещениями в первые десятки метров. Показателем молодых движений являются отличные от первичных, в том числе противоположные течению лав, наклоны лавовых потоков, возраст которых находится в пределах 12–2 тыс. лет.

После гляциоизостатического воздымания в начале голоцена Исландия вновь испытывает погружение. Современное постепенное погружение центрального грабена относительно флангов по данным повторных геодезических измерений на отдельных участках оценивается в 5–10 мм/год. Доля сейсмотектонических подвижек в дифференцированных движениях по разломам не установлена, но их существование подтверждается фактом резкого опускания примерно на 65 см лавовой равнины в грабене Тингвэллир на юго-западе острова во время землетрясения 1789 г. (Система рифтов Земли, 1970).

Повторные нивелирования на отдельных коротких профилях в пределах активных зон и отдельных разломов показали (Проблемы современных движений..., 1969; Das Unternemen Erdmantel, 1972; Gerke, 1974; Tryggvason, 1974) существенные вертикальные перемещения. Например, на северо-востоке в зоне разрывов в период 1938–1965–1967 гг. отдельные пункты смещались со скоростью до 5–10 мм/год, на юго-западе в молодых грабенах в 1966–1969 гг. опускания происходили со скоростью только 1–3 мм/год.

Ежегодные повторные нивелирования на профилях длиной в несколько километров поперек узких наиболее активных зон трещинообразования на юго-западе и севере Исландии показали (Tryggvason, 1974), что лишь некоторые из видимых на поверхности разрывов постоянно активны в течение нескольких лет и имеют одинаковое направление и скорость смещения крыльев; большинство разрывов не активны в период измерений, имеют неравномерную скорость смещений или даже характеризуются сменой знака смещения от года к году, создавая как бы частые клавишиные движения со скоростью в пределах 1–2 мм/год. Тем не менее за 1966–1971 гг. на кривых суммарных движений отчетливо видно общее погружение отрицательных структур со скоростью 0,8–1,5 мм/год (рис. 56), хотя имеются примеры и обратного по сравнению с определенным геологически знаком смещения.

Все это можно истолковать как проявление знакопеременного характера вертикальных смещений по отдельным разрывам в пределах зон активного трещинооб-

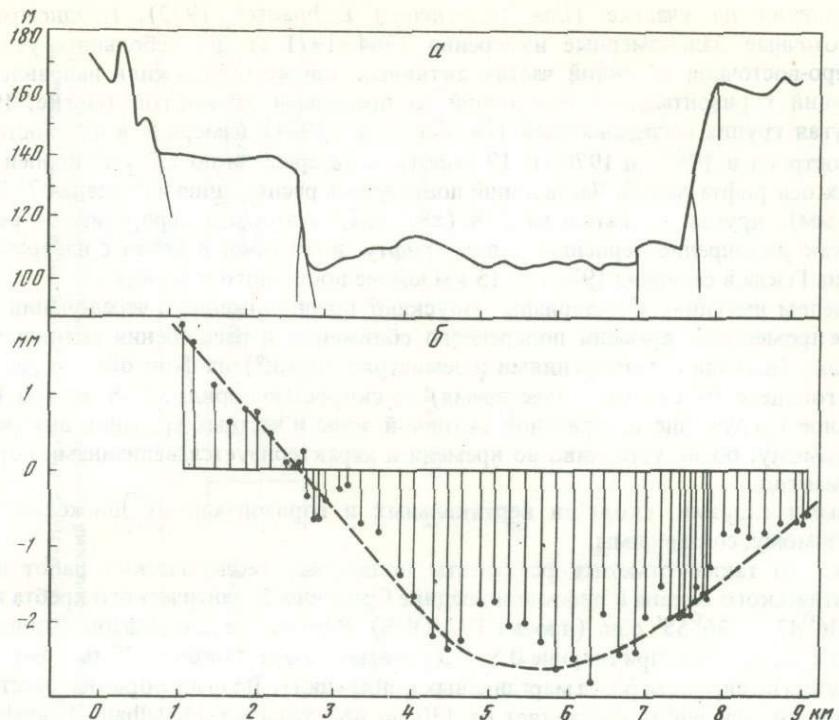


Рис. 56. Наиболее характерный разрез и профиль современных движений через осевую часть активной рифтовой зоны Исландии в пределах грабена Тингвэллир (Trüggvason, 1974)

а — профиль поверхности и разломы; б — изменение высоты поверхности за время между нивелированиями 1966 и 1971 гг.

разования, что, впрочем, не отрицает наличия общего погружения самой центральной зоны Исландии относительно флангов.

Определение величины расширения верхней части земной коры в Исландии опирается на характерную особенность современных активных вулканических зон района, заключающуюся в наличии здесь многочисленных продольных даек, поздне- и послеледниковых разломов и открытых трещин растяжения длиной в сотни метров—километры, шириной в десятки сантиметров и даже метров. Специальные исследования даек и трещин в вулканических толщах в отношении их толщины, возраста и относительного объема позволили оценить скорость растяжения приповерхностных частей земной коры величиной 3–6 мм/год для последних примерно 5 тыс. лет (Walker, 1965). Не исключено, что эта величина является минимальной, а фактическая превышает ее вдвое (Система рифтов Земли, 1970).

В наиболее отчетливо выраженном и изученном грабене Тингвэллир расширение за 90 тыс. лет составляет примерно 70 м (около 8 мм/год) и вполне соизмеримо с величиной его погружения (Trüggvason, 1968). Аналогичная скорость расширения получена для последних 9 тыс. лет по общей ширине открытых трещин (75 м) в грабене Тингвэллир, скорость опускания дна грабена за 9 и 2 тыс. лет составляет такую же величину (Schäfer, 1975).

Однако изучение современных горизонтальных движений геодезическими методами дает более сложную картину. Сравнение измерений 1938, 1965 и 1967 гг. в тектонически активных зонах северо-восточной Исландии (Гьястикки) и измерений 1965 и 1968 гг. в центральной части острова (Миватн) по поперечным профилям длиной 3 и 2,2 км обнаружило сокращение расстояний со скоростью соответственно 15 и 30 мм/год. Одновременные измерения 1965–1969 гг. в пяти трещинах участка Гьястикки с помощью непосредственных регистриров расстояний между бортами трещин не обнаружили каких-либо изменений, несмотря на сейсмическую активность в это время у северных берегов и большие вертикальные

перемещения на участке (Das Unternemend Erdmantel, 1972). Неоднократные высокоточные дальномерные измерения 1964–1971 гг. на небольших участках в северо-восточной и южной частях активных зон не обнаружили направленных изменений горизонтальных расстояний за пределами 10 мм/год (Gerke, 1974).

Другая группа исследователей (Decker et al., 1971) измерила в юго-восточной части острова в 1967 и 1970 гг. 17 коротких (в среднем по 2,7 км) перпендикулярных оси рифта линий. Часть линий подверглась расширению в пределах 7–21 мм ($\pm 8,1$ мм), другая – сжатию на 2–8 ($\pm 8,1$ мм). Авторы интерпретируют результаты как расширение перпендикулярно рифту, возможно, в связи с извержением вулкана Гекла в середине 1970 г. в 15 км южнее восточного профиля.

В целом имеющиеся материалы допускают предположение о чередовании в короткие промежутки времени поперечного сближения и расширения активных зон Исландии (в связи с извержениями и землетрясениями?) на фоне общего расширения в голоцене (и в более раннее время) со скоростью порядка 3–8 мм/год. Относительное погружение центральной активной зоны и частных грабенов внутри нее, по-видимому, более устойчиво во времени и характеризуется величинами порядка 5–10 мм/год.

Иными словами, скорости вертикальных и горизонтальных движений здесь, по-видимому, соизмеримы.

Уместно также отметить результаты подводных геологических работ на дне Атлантического океана в рифтовой впадине Срединно-Атлантического хребта на широте $36^{\circ}42'$ – $36^{\circ}55'$ с.ш. (проект FAMOUS). Внутреннее дно рифтовой долины на глубине 2,5–3,1 км при ширине 0,5–2,5 км имеет возраст около 120 тыс. лет (оценка сделана по скорости роста марганцевых конкреций). Возраст коры на расстоянии 4–6 км от оси рифта составляет от 130 до 482 тыс. лет (Needham, Francheteau, 1974; Hekinen, Hoffert, 1975). Получаемые отсюда скорости расширения рифта находятся в пределах 0,4–2,8 и 1,25–3,1 см/год, что близко к величинам скорости раздвигания дна Атлантического океана по возрасту полосовых магнитных аномалий в последние 0,7 млн. лет (2,2 см/год) на том же участке (Needham, Francheteau, 1974) и в последние миллионы лет (1,0–2,25 см/год) в других частях Срединно-Атлантического хребта (Le Pichon et al., 1973; Новая глобальная тектоника, 1974). Более поздние подводные наблюдения на этом же участке (Ballard et al., 1975) обнаружили целую систему свежих продольных трещин, секущих наиболее тонкие молодые экструзии в осевой части рифтовой долины. Длина трещин – по 50–100 м, ширина – от нескольких сантиметров до 1 м, глубина – до 10 м. Это свидетельствует о растяжении поперек оси долины не менее чем на несколько метров, по-видимому, за последние тысячи лет, т.е. со скоростью не менее нескольких миллиметров в год только в узкой 800-метровой осевой зоне рифтовой долины.

Рифт Красного моря хорошо изучен геологически и геофизически, но геодезические материалы о современных движениях в его пределах пока отсутствуют. Активное погружение центральных грабенов в течение четвертичного периода не вызывает сомнения (Система рифтов Земли, 1970). На основании более 40 урано-ториевых датировок поднятых над современным уровнем моря коралловых рифов скорость поднятия различных участков берега Красного моря и Аденского залива оценивается величинами 0,1–0,5 (возможно 1) мм/год (Faure, 1975) в среднем за последние 60–200 тыс. лет и порядка 1 мм/год за последние 5 тыс. лет. Современное опускание берега Аденского залива у г. Аден по уровням данным за 1937–1967 гг. измеряется величиной 2,7 мм/год (с учетом эвстатического повышения уровня моря). Скорость погружения дна Красного моря относительно Эфиопского плато в новейшее время составляла в среднем 0,3 мм/год (Faure, 1975), а скорость расширения рифта в последние миллионы лет по палеомагнитным данным составляет 1–2 см/год (Новая глобальная тектоника, 1974). Если считать достоверным вращение египетских пирамид к востоку вместе с Африканской платформой (см. стр. 99), то это можно расценивать с точки зрения представлений о движении рифта Красного моря, считая интенсивность наибольшей в северной его части. Подтверждение движения Аравийской плиты к северу можно видеть в дан-

Таблица 16

Ориентировочные среднерасчетные величины скорости движений (мм/год) в рифтовых зонах Земли (по материалам книг: Живая тектоника, 1957; Ламакин, 1968; Проблемы современных движений, 1969; Система рифтов Земли, 1970; Байкальский геодинамический полигон, 1970; Das Unternemen Erdmantel, 1972; Recent crustal movements, 1975; Проблемы рифтогенеза, 1975 и др.)

Время проявления движений	Континентальные рифтовые системы						Океанические рифты					
	Байкальская		Восточно-Африканская		Рейнская		Исландия		Красное море		Хр. Гаккеля – шельф моря Лаптевых	
	Г	В	Г	В	Г	В	Г	В	Г	В	Г	В
Новейший этап, 25–30 млн. лет	0,13	$\geq 0,1$ –1			0,1	0,1	≥ 2				0,3	
Плиоцен-четвертич- ный период, 10–5–2 млн. лет	1–5	1,5–4		0,1–1		0,1–1	≥ 16	0,3–1	10–15***		7*	
Поздний плейсто- цен-голоцен, 20–5 тыс. лет		0,2–2		1–3			3–8	3–8				
Современные медлен- ные движения, годы – десятилетия		2–3	10			0,1–1		5–10		2–3		2–6
Современные подвиж- ки при землетрясес- тиях, м	1,2		6–12					0,6		0,3		

*г – горизонтальная составляющая скорости движения бортов рифта вкрест его простирания;

**в – вертикальная составляющая скорости движения дна относительно бортов;

***Скорость раскрытия океанических рифтов по палеомагнитным данным.

ных о левостороннем смещении вдоль рифта Мертвого моря со скоростью 7,5 мм/год в последние ~20 тыс. лет (Zak, Freund, 1966).

Современное расширение на юге рифта фиксируется наличием открытых продольных субмеридиональных трещин шириной от 0,1 до нескольких метров в молодых лавах центральной впадины депрессии Афар. Результаты геодезических измерений ожидаются через несколько лет (Faure, 1975).

Грабены Леванта и Мертвого моря, как считается, ограничены краевыми разломами плиоценового и плейстоценового возраста. Известны небольшие косые сбросовые и сбросоудивовые смещения, которые секут даже верхнеплейстоценовые отложения и конусы выноса (Система рифтов Земли, 1970). Тип разрывов свидетельствует об их возникновении в обстановке общего растяжения и сдвигания. Из сейсмотектонических смещений известен пример опускания во время землетрясения 31 г. до н.э. вдоль ограничивающего грабен с запада разлома близ северных берегов Мертвого моря (Живая тектоника, 1957). Лестница монастыря, построенного 2 тыс. лет назад, оказалась рассеченной разрывом при землетрясении, так что восточная ее часть (т.е. днище грабена) опущена примерно на 30 см.

Повторные нивелирования 1959–1966 и 1962–1969 гг. в окрестностях рифта Мертвого моря (Karcz, Kafri, 1973, 1975) позволили установить следующие признаки: общий наклон в эти годы от берега Средиземного моря к востоку в сторону рифта (при общем наклоне поверхности к западу) без прямой связи с рельефом и тектоническими структурами; блоковый характер движений с относительной скоростью 1–4 мм/год, большей частью с обратным знаком по сравнению с геологически определяемыми смещениями; резкое опускание со скоростью до 10 мм/год субмеридионального блока у юго-западного конца Мертвого моря; неравномерный характер движений вдоль западного борта рифтовой долины.

Вполне вероятно предположение о знакопеременном в пределах десятилетий характере движений вдоль многих разломов региона, так что многолетние средние скорости движений, вероятно, будут находиться в пределах долей миллиметра в год.

Несмотря на то, что ни одна из линий повторного нивелирования не пересекает рифт, имеющиеся материалы измерений можно считать согласующимися с геологическими признаками опускания рифтовой долины Мертвого моря.

Наконец обратим внимание на материиковую оконечность рифтовой впадины хр. Гаккеля в пределах шельфа и побережья моря Лаптевых. Сам океанический рифт оканчивается не доходя до шельфа, но эмбриональная зона растяжения по ряду геологических, геоморфологических и геофизических признаков пересекает шельф, выходя на сушу восточнее дельты р. Лена (Грачев, 1973). Интересно, что почти в этом же месте, несколько западнее, на фоне общего воздымания арктического побережья находится узкий участок погружения. Погружение происходит со скоростью около 2 мм/год, но резко ограничено зонами поднятия, особенно на востоке, так что разница скорости движений достигает 6–8 мм/год. Характерно, что в поднятие втянута восточная часть дельты р. Лена, между тем как обычно поверхности дельт испытывают погружение. Представляется резонным в данном случае связывать узкий погружающийся блок с активной в настоящее время частью эмбриональной рифтовой зоны.

Представленный материал, обобщенный в табл. 16 и на рис. 57, приводит к следующим заключениям.

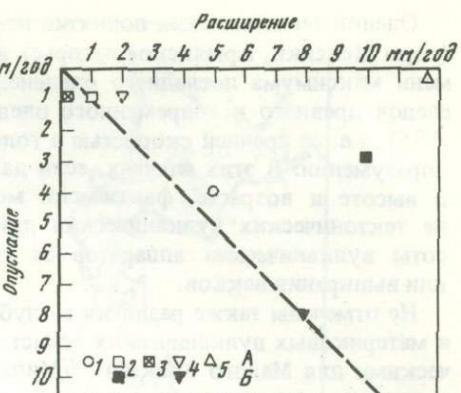
1. В течение позднего плейстоцена, голоцен и в настоящее время продолжается унаследованное развитие рифтовых зон в соответствии с новейшими структурами каждой из них. Общей чертой развития рифтовых зон в рассматриваемое время, как и в течение новейшего этапа, является абсолютное (Исландия, Аденский залив, море Лаптевых) или относительно бортов погружение центральных рифтовых впадин и расширение вкрест их простирания в соответствии с простиранием осей главных нормальных напряжений в земной коре рифтовых зон.

2. В немногих известных случаях величины скорости вертикальных и горизонтальных (поперек зон) составляющих движений оказываются соизмеримыми или горизонтальные преобладают (максимально на порядок, см. рис. 57). Средне-

Р и с. 57. Соотношение максимальных значений вертикальных и горизонтальных (поперечных) составляющих движений в рифтовых зонах Земли, мм/год

1–3 – континентальные рифты: 1 – Байкальский, 2 – Восточно-Африканский, 3 – Рейнский; 4–5 – океанические: 4 – Исландия, 5 – Красное море

А – в среднем за миллионы – первые десятки миллионов лет; *Б* – в среднем за годы – десятилетия и тысячелетия – первые десятки тысяч лет



расчетные скорости вертикальных и горизонтальных движений за весь период нового развития рифтов находятся в пределах долей – первых миллиметров в год. В позднем плейстоцене – голоцене и в настоящее время преобладающие скорости составляют миллиметры в год, до 1–2 см/год. По-видимому, надо говорить о более интенсивном протекании процесса рифтогенеза в плейстоцене и в настоящее время в целом по сравнению с периодом до конца плиоцена. Это, однако, не означает признания равномерного протекания или последовательного ускорения рифтогенеза в течение плиоцен-четвертичного периода. Наоборот, материалы по Восточно-Африканской, Байкальской, Рейнской и Красноморской рифтовым системам свидетельствуют об активизации рифтогенеза в позднем голоцене, среднем и, возможно, позднем плейстоцене.

3. Современные движения в рифтовых зонах суши как вертикальные, так и горизонтальные (последние в Исландии, Эфиопском рифте) характеризуются знакопеременностью, во всяком случае в пределах лет, на фоне вековых и тем более тысячелетних направленных движений. Обратные по отношению к общим тенденциям движения при сейсмотектонических подвижках не известны. Связь смены знака медленных движений с сейсмическими и вулканическими циклами в рифтовых зонах пока может только предполагаться.

2. Движения в областях активной вулканической деятельности

Специальное изучение голоценовых движений в вулканических областях в их сравнении с невулканическими не проводилось. В самом общем виде такое сравнение можно предпринять для лучше изученных приморских областей. Например, внутри области гляциоизостатического поднятия нет различия в максимальной высоте (40–60 м) поздне- и послеледниковых террас в вулканически активной Исландии и невулканических областях Ирландии и Шотландии (Каплин, 1973). Изобазы голоценового гляциоизостатического поднятия Шпицбергена (Семевский, 1967; Schytt et al., 1967; Boulton, Rhodes, 1974) показывают гармоническое сводообразное поднятие без заметных нарушений на участках среднеголоценовых вулканов. Точно так же на дальневосточных побережьях СССР как в вулканических районах (Камчатка, Курильские острова), так и в невулканических (Приюхотье, Приморье, Чукотка, Сахалин), голоценовые террасы имеют высоты 1–3–5 и 4–7–9 м (Каплин, 1973, по Чемекову, 1961). С учетом гляциоэвстатического повышения уровня моря на 20–30 м за голоцен величина тектонического поднятия побережий дальневосточных морей оценивается в 30–40 м за голоцен.

Среднеголоценовые террасы (4–5,5 тыс. лет назад) на побережьях Австралии и Южного острова Новой Зеландии без признаков вулканизма имеют высоты того же порядка (1,5 и 3 м), что и террасы Северного острова Новой Зеландии с активным вулканизмом (Никифоров, 1975); лишь в местах унаследования тектонических движений голоценовые террасы достигают высоты 10 м, т.е. деформируются с относительной скоростью порядка 0,5 мм/год (Recent..., 1971).

Оценки тектонических поднятий некоторых вулканических районов и аппаратов (горы Мексики, Армянское нагорье) в сотни и даже первые тысячи метров со временем максимума последнего оледенения по каровым аномалиям и соотношению следов древнего и современного оледенений на вулканических горах (Бондарев, 1975), т.е. со средней скоростью в голоцене примерно 1–5 см/год, основаны на недоразумении. В этих случаях, если даже признавать надежность исходных данных о высоте и возрасте, фактически могут оцениваться величина и интенсивность не тектонических вулканических движений земной коры, но только роста высоты вулканических аппаратов за счет накопления вулканического материала или выпирания некков.

Не отмечены также различия в глубине врезания речной сети в течение голоцена в материковых вулканических областях по сравнению с близлежащими невулканическими для Малого Кавказа (Милановский, 1968), которые бы свидетельствовали о повышенной интенсивности голоценовых движений вулканических районов.

Следовательно, нет признаков существенно большей суммарной и средней интенсивности голоценовых тектонических движений вулканически активных областей по сравнению с невулканическими. Средние скорости вертикальных движений в вулканических районах, как и в других частях подвижных поясов, составляют доли миллиметров в год – первые миллиметры в год. Лишь в вулканических областях с проявлением гляциоизостазии средние скорости могут достигать величин порядка сантиметров в год (в Исландии 9–11 тыс. лет назад до 10 см/год). Для суждения о суммарной активности в голоцене отдельных вулканических аппаратов, т.е. о локальных вулканических движениях, материал отсутствует.

Значительно лучше положение с изучением *современных* движений в пределах вулканических районов и отдельных вулканических аппаратов.

На суммарной карте современных движений Японских островов за 70 лет (Dambara, 1971) можно видеть одинаковые величины средней скорости современных движений порядка первых миллиметров в год как в вулканических, так и в невулканических участках островов (рис. 58).

Вместе с тем длительные ряды и большая частота наблюдений при комплексном использовании точных методов фиксации движений (повторные нивелирования, светодальномерные измерения, триангуляции и записи наклонов) – все это позволило констатировать весьма высокую активность движений рассматриваемого типа в ряде вулканически активных районов и участков (Никонов, 1974а).

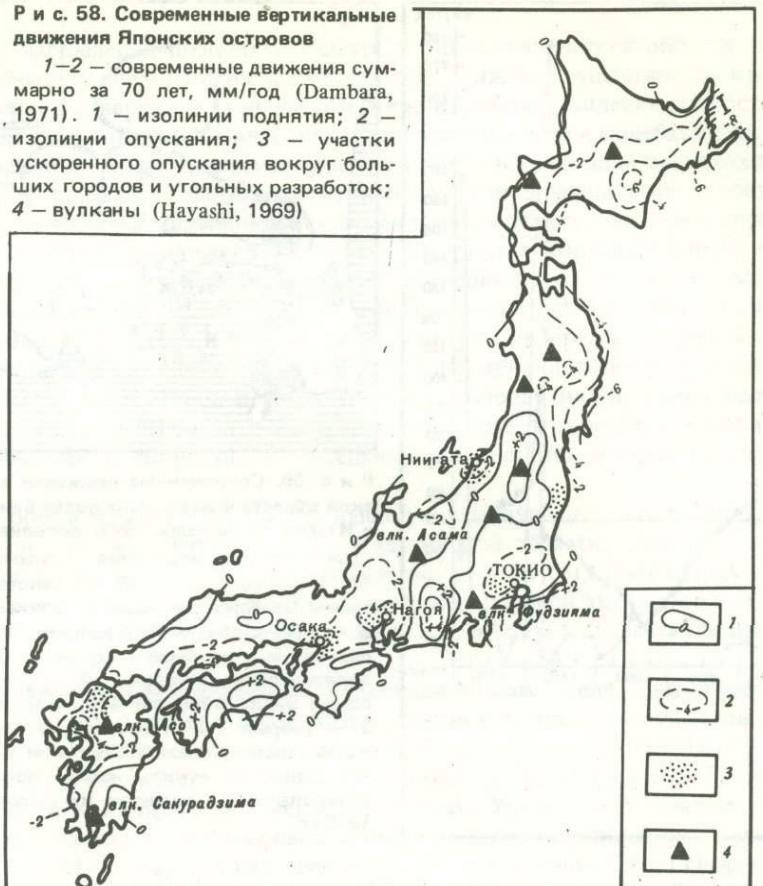
Средиземноморский подвижный пояс. Флегрейские поля в Италии. Во многих сводках по общей геологии и тектонике, начиная с "Основных начал геологии" Ч. Ляйеля (1866) и кончая современными фундаментальными работами (Белоусов, 1954; Горшков, Якушова, 1957, 1973), в качестве примера современных колебательных движений приводятся наблюдения за положением храма Сераписа в заливе Помпей на берегу Тирренского моря.

Тирренская котловина к западу от Апеннинского полуострова в тектоническом отношении является одной из наиболее активных в Средиземноморье. На краю ее, в обширной тектонической впадине, расположен Неаполитанский вулканический район, изобилующий следами активных блоковых тектонических движений плиоценового и четвертичного времени. Один из крупных разломов фундамента протягивается через территорию г. Неаполь. Уровнемерные наблюдения 1898–1922 гг. по футштокам на разных крыльях разлома показывают смещение одного блока относительно другого с амплитудой до 6 см, переменой знака и средней за период наблюдений скоростью 0,5 мм/год (Рихтер, 1965). Имеющиеся данные позволяют оценивать скорость региональных тектонических движений величиной 1–10 мм/год за столетия – первые тысячелетия и относительные локальные движения по разломам 0,5 мм/год за десятилетия.

Значительно более активные и неравномерные движения отмечаются в западной части Неаполитанского залива. Флегрейские поля (в переводе "огненные, горячие поля") – вулканический очаг с группой небольших, 0,3–2,0 км в диаметре, кратер-

Р и с. 58. Современные вертикальные движения Японских островов

1—2 — современные движения суммарно за 70 лет, мм/год (Dambara, 1971). 1 — изолинии поднятия; 2 — изолинии опускания; 3 — участки ускоренного опускания вокруг больших городов и угольных разработок; 4 — вулканы (Hayashi, 1969)



ных конусов, горячих источников, в разной степени измененных взрывами и размывом. Поля ограничены на суше фестончатыми вулкано-тектоническими разломами и несут следы молодой активной вулканической деятельности (рис. 59).

Известный храм Сераписа на берегу залива Поццуоли воздвигнут во II в. до н. э. именно на этом весьма активном вулканическом участке, что, к сожалению, обычно не отмечается при описании его колебательных движений относительно уровня моря (Белоусов, 1954), о которых свидетельствуют археологические материалы, исторические документы и геологические данные. График изменения высоты основания храма относительно уровня моря за последние 2200 лет (Parascandola, 1947, приводится по Yokoyama, 1971) показывает (см. рис. 59), что опускание длилось со II в. до н. э. до середины IX в., последующее поднятие — до начала XVI в., очередное опускание — до середины нашего столетия, когда было зафиксировано новое воздымание.

Сравнение нивелировок 1953 и 1970 гг. по широтной линии около 4 км от восточного края Флегрейских полей до Поццуоли показало поднятие участка Поццуоли на 85,7 см относительно наиболее удаленной к востоку точки. Градиент скорости на участке определяется в $1 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-4}$ год⁻¹.¹ Форма поднятия в плане приближается к концентрической с центром в Поццуоли. Предполагается, что особенно активное поднятие началось в октябре 1969 г. и с ним связано замеченное в конце февраля 1970 г. растрескивание каменных стен в Поццуоли и активизация паровыделения в ближайшем кратере Сольфатара; одновременная активизация сейсмической активности не зафиксирована (Yokoyama, 1971).

¹ Приведенные значения градиентов рассчитаны для периодов между извержениями.

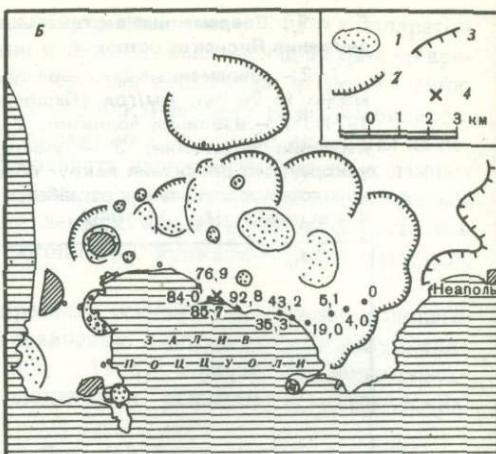
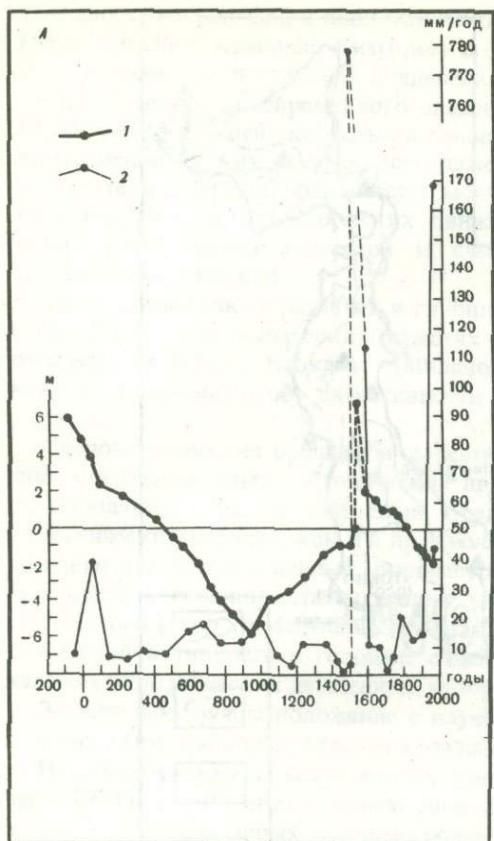


Рис. 59. Современные движения в вулканической области Флегрейских полей близ г. Неаполь в Италии (Yokoouma, 1971; дополнения автора)

А — кривые изменения абсолютной высоты (1) и скорости движения (2) основания колонн храма Сераписа на берегу залива Пощуоли; *Б* — план строения Флегрейских полей и нивелирный ход на берегу залива Пощуоли: 1 — вулканические кратеры; 2 — обрывы (разломы) вулкано-тектонического происхождения; 3 — разрыв тектонический; 4 — местоположение храма Сераписа. Точки и цифры возле них означают пункты линии повторного нивелирования и изменение их высоты за 1953—1970 гг.

Кривая изменения скорости (см. рис. 59) показывает, сколь неравномерна была скорость движения поверхности за время наблюдений¹. Этот пример дает возможность оценить зависимость рассчитанных величин скорости от времени осреднения и их отличие от действительных величин скорости. Если бы мы знали лишь первоначальное положение основания храма на суще и его положение в 1933 г., мы получили бы среднюю за приблизительно 2100 лет скорость порядка 1,5 мм/год или более. Когда знания были на уровне наблюдений Ч. Ляйеля (Ляйель, 1866), средняя рассчитанная скорость определялась величиной не менее 6,5—7,0 мм/год. Фактически величины скорости, как видно из кривой на рис. 59, были значительно больше, хотя и их нельзя считать вполне соответствующими действительности из-за недостаточной частоты наблюдений. Уровнемерные данные за 1878—1933 гг. дают среднюю скорость опускания 2,2—2,6 см/год, а в 40-х годах нашего столетия — 1,2—1,3 см/год (Digiesi, 1954), так же как в среднем за 1800—1960 гг. (Oliveri, 1960). Градиент скорости движений на участке между Неаполем и Пощуоли составил в 40-е годы $\geq 1 \cdot 10^{-6}$ год⁻¹.

Наконец, геодезические измерения (Yokoouma, 1971) определили величину скорости в 5,0 см/год, но и эта величина, как следует из приведенных выше данных, может считаться лишь усредненной за 1953—1970 гг., фактическая же скорость за 6 месяцев конца 1969 — начала 1970 гг. превысила 86 см, с марта по июнь 1970 г. в центре поднятия у Пощуоли — 15 см. Имеются данные о поднятии поверхности на 7 м за 48 час. во время извержения 1538 г., породившего вулкан Монте Нуово (Oliveri, Quagliariello, 1969).

Сходное импульсное поднятие, равное 80 см, на участке длиной 8 км наблюдалось на северном берегу о. Пантеллерия (между о. Сицилия и Тунисом) в 1891 г.

¹ Возможными колебаниями уровня моря в данном случае можно пренебречь ввиду их явной незначительности по сравнению с движениями суши.

одновременно с происходившим вблизи подводным извержением (Щукин, 1964).

Все эти наблюдения позволяют считать, что в вулканической области Флегрейских полей в прошлом на фоне колебательных движений существовали кратковременные периоды, вероятно разной длительности, резкого усиления скорости движений — импульсы движений. Связь повышенной активности и колебательного характера движений на рассматриваемом участке с его вулканическим происхождением и строением не вызывает сомнения. С вулканическими, эруптивными и сопутствующими сейсмическими явлениями можно связывать отмеченные кратковременные импульсные активные движения, хотя на этом участке корреляция пока не может считаться твердо установленной. Обращает внимание и практическое совпадение величин вековой, за многие столетия, скорости порядка 1,0–1,5 см/год и знака движений в заливе Понццуоли и на западноитальянском побережье. С другой стороны, скорость современных импульсных движений над вулканическими очагами (сантиметры—десятки сантиметров в год), не говоря о поднятиях в течение нескольких часов на несколько метров, на 1–2 порядка превышает и скорость региональных вековых движений, и скорости относительных движений по разлому в районе г. Неаполь.

Таким образом, даже если считать высокую вековую скорость в 1,0–1,5 см/год характерной для тектонически активной альпийской области, к которой относится Тирренское побережье и все Средиземноморье, то и в этом случае область Флегрейских вулканических полей резко выделяется повышенной активностью и неравномерностью современных движений, что нельзя не ставить в связь с вулканическими проявлениями в этом районе.

Тихоокеанский подвижный пояс. Японские острова, Новая Зеландия, Камчатка. Точные измерения высоты и планового положения нескольких вулканов производятся в Японии до и после каждого крупного извержения с 1895 г. Наиболее поразительным и потому известным является местное, размером в плане 2,7 на 0,6 км, поднятие на о. Хоккайдо при извержении вулкана Усу в 1910 г. Участок поднялся вдоль сброса на 155 м за несколько месяцев, а затем опустился на 95 м (Decker, Kinoshita, 1971), между тем как среднегодовая за последние 70 лет скорость на побережье о. Хоккайдо не превышает 2–6 мм/год (Dambara, 1971). В 1944–1945 гг. куполообразное вздутие побережья диаметром 0,3 км и высотой до 150 м вблизи вулкана Усу сместились на 2 км по горизонтали, а относительные смещения шоссе и железной дороги составили несколько десятков метров.

Поднятие центральной части вулкана Асама оценивается величиной порядка 1,2 см/год (измерения деформаций здесь производятся с 30-х годов нашего столетия), опускание периферической полосы — около 0,3 см/год. Аномальный наклон зафиксирован в 4,2 км от кратера за 2 месяца перед активностью вулкана в апреле 1935 г. (Decker, Kinoshita, 1971).

Точные нивелировки в окрестностях вулкана Сакура-дзима на о. Кюсю с 1891 по 1957 г. проведены 7 раз. Это позволило установить, что во время крупного извержения 1914 г. вулканический конус испытал концентрическое погружение на 1–1,5 м в центре кальдеры и сжался горизонтально на величину до 4,5 м (рис. 60), после этого его поверхность в течение нескольких десятилетий имела тенденцию к относительному поднятию до нового извержения 1946 г., сопровождавшегося очередным опусканием примерно на 10 см на фоне общего поднятия 1920–1950 гг. на величину около 0,5 м (см. рис. 60) (Decker, Kinoshita, 1971; Yokoyma, 1974).

С помощью ежегодных повторных нивелирований с 1957 г. на самом вулканическом аппарате (Yoshikawa, 1961) обнаружены неравномерные деформации поверхности вулкана и движения величиной от –60 до +100 мм/год. Интересен факт большей подвижности реперов, заложенных в непосредственной близости от разрывов, пересекающих вулкан. По уровнемерным данным пункт у западного подножья вулкана за 1958–1960 гг. перед серией извержений поднялся на 60 см относительно пункта на противоположном берегу залива на удалении в 3 км. Связь между движением ближайшего к кратеру репера и проявлением вулканической

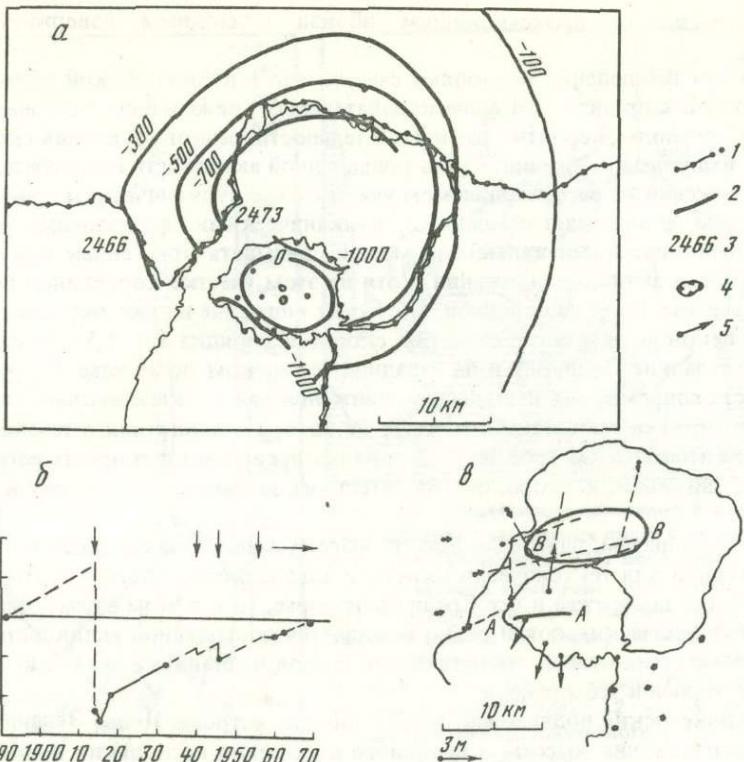


Рис. 60. Современные движения и деформации вулкана Сакурадзима в Японии

а — движения в окрестностях вулкана по измерениям перед крупным извержением 1914 г. и после него; б — изменения высоты репера 2473 относительно репера 2466 (на рис. а) в течение 1890—1970 гг. Стрелками обозначены извержения вулкана; в — горизонтальные смещения триангуляционных пунктов в окрестностях вулкана, выявленные по измерениям перед извержением 1914 г. и после него (рисунки заимствованы из работы Уокоута, 1974); 1 — линии и пункты повторных измерений; 2 — изолинии равных движений, мм; 3 — номера реперов; 4 — кратеры; 5 — горизонтальные смещения триангуляционных пунктов. А—А — линия трещин с кратерами; В—В — центр депрессии

активности, рассчитанной по 3-месячным интервалам, оказалась очень тесной (рис. 61). Резкое и последовательное поднятие репера у подножья вулкана в 1957—1970 гг. позволило предполагать готовящееся крупное извержение, которое действительно произошло в конце 1972 г. Была выявлена важная закономерность: извержение предваряется и сопровождается поднятием участков вокруг кратера и опусканием обширной площади вокруг вулкана, после извержения движения обычно резко меняют знак.

Нередко перед извержением возрастают вариации наклонов и медленных деформаций поверхности вулкана, а также резко возрастает частота вулканических землетрясений (Decker, Kinoshita, 1971; Yoshikawa, 1961, 1962).

В Новой Зеландии измерения проведены на вулкане, кратер которого возвышается всего на несколько метров над уровнем моря на Белом острове. В 1966 г. началась серия извержений; нивелировки второго класса точности осуществлены с июля 1967 по декабрь 1969 г. 7 раз примерно с 6-месячными интервалами. Максимально удаленный на 800 м от кратера репер принят за неподвижный. На большей части кратера имели место существенные изменения высоты реперов, наибольшие — вблизи активных жерл. Установлено вспучивание перед извержением в январе 1968 г., затем опускание и уменьшение высотных изменений. Градиент скорости движений составлял здесь $\geq 6 \cdot 10^{-5}$ год⁻¹. Наибольшая скорость поднятия в расчете на год составила 56 мм, опускания — 76 мм при наибольшей известной в Новой Зеландии скорости вековых тектонических движений 10 мм/год. Это служит основанием считать отмеченные движения вулканическими и предполагать их осцилляторный характер (Clark, 1971).

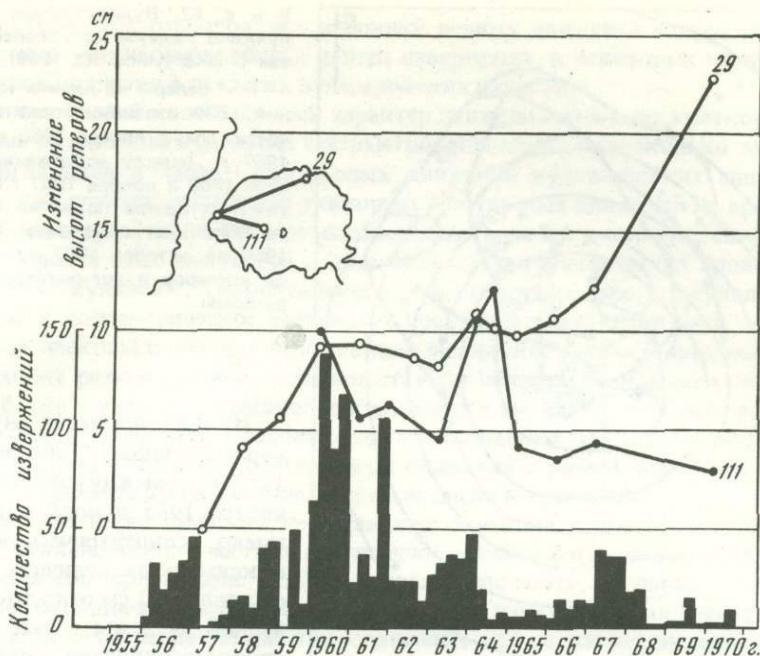


Рис. 61. Соотношение между изменением высоты реперов (№ 29 и 111) и числом извержений по трехмесячным интервалам в кратере Минамидаеке вулкана Сакурадзима в Японии (Ето, 1971)

Измерение современных движений в активной вулканической области СССР, на Камчатке, начато в 1962 г., когда в районе активного Авачинского вулкана был проложен первый нивелирный ход. Уже повторные измерения 1963—1964 гг. показали относительное поднятие кратера на величину порядка 1 м за год, причем пункты на кромке кратера, удаленные на 200—400 м, изменили относительное превышение на 17—44 см. В то же время сомма в юго-западной части вулкана опускалась относительно удаленных от вулкана пунктов максимально на 38 мм/год на протяжении 16 км, что во много раз больше возможных ошибок измерений. Отмечались также значительные горизонтальные смещения на кромке кратера, свидетельствующие о его расширении (Энман, 1965).

Последующие ежегодные нивелирования (1964—1969 гг.) как будто подтвердили (Дмитриев, 1970, 1972) общее поднятие кратера, опускание его соммы и относительную стабильность пунктов, удаленных от кратера на 17—20 км.

Заключение о вулканической природе измеряемых движений следует из тесной пространственной связи распределения и величин скорости движений со строением вулканического аппарата, а также повышенных на два порядка величин скорости и градиента скорости движений поверхности вулкана по сравнению с соответствующими величинами даже на весьма активном разломе Кумроч в пределах Центральной Камчатки (Энман, 1970). Вместе с тем интенсивные относительные движения со скоростью до 50 мм/год вблизи кратера не сопровождались сейсмической и вулканической активностью Авачинского вулкана в эти годы.

Гавайские острова: На одном из наиболее активных в мире вулканов Килауэа наблюдения с начала нашего века установили большую величину смещений, циклический характер деформаций и их связь со стадиями вулканической деятельности (Fiske, Kinoshita, 1969; Decker, Kinoshita, 1971). За 1921—1927 гг. участок извержения диаметром около 10 м концентрически опустился максимально на 4 м и сжался до 1,5 м в связи с извержением 1924 г., вместе с тем за 1914—1958 гг. суммарное расширение превысило 1 м. За 1960—1967 гг. периоды относительных вздыманий длились от 2 до 22 месяцев, периоды обратных опусканий — от 12 час. до 6 месяцев, скорость движений составила многие десятки сантиметров в год.

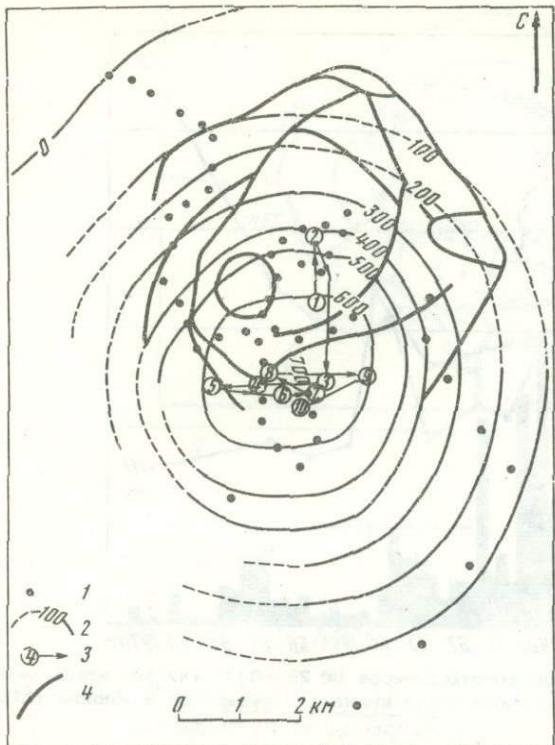


Рис. 62. Вулканические движения вулкана Килауэа на Гавайских островах (Fiske, Kinoshita, 1969)

1 — реперы на линиях нивелирования; 2 — изолинии поднятия поверхности, мм, с января 1966 по октябрь 1967 г. (между извержениями в январе 1965 и ноябре 1967 г.); 3 — положение центра поднятия и его последовательная миграция с января 1966 по октябрь 1967 г.; 4 — граница кратеров и вулкано-тектонические разломы

Изолии поднятия вулкана в период с января 1966 по октябрь 1967 г. — между извержениями в январе 1965 и ноябре 1967 г. — имеют концентрическую форму, максимальная величина поднятия составила 70 см относительно удаленной на 5 км точки. Градиент скорости поднятия измерялся величиной ($4 \div 7$) $\cdot 10^{-5}$ год $^{-1}$. Очень важным представляется факт миграции на 1—2,5 км в плане максимума поднятия в течение указанного периода, что естественно связывать с миграцией магматического очага или последовательным заполнением камер (рис. 62).

Горизонтальные измерения с помощью дальномеров через участок максимально поднятия показали удлинение линий, т.е. растяжение области поднятия на несколько сантиметров, до 12 см за 2 месяца. На дне кальдеры Килауэа известны периодически, в связи с извержениями, открывающиеся и расширяющиеся трещины, а также смещения вдоль них. Глубина нахождения магматического очага под вулканом Килауэа определяется по форме поднятия в пределах 2—4 км (Fiske, Kinoshita, 1969). Интересно, что в показаниях двух, удаленных от кратеров уровнямерных пунктов отмечается последовательное опускание со скоростью 4—5 мм/год без учета эвстатического повышения уровня моря, не отражающее эксплозивной динамики.

Таким образом, и в вулканических районах Тихого океана вертикальные движения вблизи вулканических аппаратов измеряются сантиметрами—десятками сантиметров и обладают периодичностью, тесно связанной с эруптивными циклами. Эти короткопериодические (десятки лет) движения, по всей вероятности, накладываются на вековые, которые местами фиксируются геологическими и археологическими данными.

В других вулканических районах мира проведено значительно меньше наблюдений и только для отдельных вулканов (Азорские острова, Коста-Рика, Исландия, см. Decker, Kinoshita, 1971) получены данные на уровне приведенных выше.

Общие закономерности. Современные локальные движения в вулканических районах, т.е. движения вулканических аппаратов, отличают следующие признаки, в разных районах в разной степени обоснованные или проявляющиеся (Никонов, 1974а).

1. Высокие по сравнению даже с тектонически высокоактивными областями скорости (в среднем сантиметры или даже десятки сантиметров в год) и градиенты скорости современных вертикальных движений ($10^{-6} \div 10^{-4}$ год $^{-1}$), т.е. повышенная активность, дифференцированность и контрастность. В то же время региональные голоценовые движения вулканических областей не выделяются по своей интенсивности.

2. Концентрическое расположение изолиний равных движений вокруг вулканических очагов с максимумом вблизи центра извержения, в некоторых случаях миграция центров поднятия в пределах вулканических аппаратов.

3. Знакопеременный колебательный характер движений и наличие кратковременных и весьма интенсивных (десятки сантиметров или метры за несколько месяцев, недель, иногда дней и часов) импульсных движений вулканических аппаратов.

4. Во многих случаях совпадение указанных импульсных движений во времени с эруптивной деятельностью и прямое соотношение величин амплитуд, скорости и градиента скорости этих импульсов с интенсивностью вулканических проявлений. На нескольких вулканах Тихоокеанского региона установлено, что куполообразное поднятие и концентрическое растяжение поверхности вулканов близ кратеров начинается за несколько лет или месяцев до извержения, а непосредственно после него происходит резкое оседание поверхности. Эти признаки открывают возможность разработки прогноза эруптивной деятельности в вулканических районах.

В целом для вулканических районов характерна крайне высокая сравнительно с другими областями активность современных движений и резкая неравномерность, дифференцированность и контрастность их во времени и пространстве.

Перечисленные выше признаки не оставляют сомнения в том, что *современные движения в вулканических участках генетически связаны с вулканическими, в том числе эруптивными, процессами*. Есть все основания полагать, что движения поверхности вблизи вулканических аппаратов вызываются изменением состояния вулканических очагов (изменение объема и передвижение магмы, изменение давления поровых вод, паров и газов), перераспределением расплавов и флюидов в очагах и вокруг них в процессе интрузий и экструзий (Oliveri, Quagliariello, 1969; Токарев, 1971). Для района Флегрейских полей в Италии и вулкана Сакурадзима в Японии это подтверждается распределением относительных деформаций поверхности в соответствии с моделью пластичного, но не упругого тела (Yoshikawa, 1961; Yokoyma, 1971). На вулкане Килауэа подтверждением динамики магматического очага и изменения давления служит миграция участка максимального поднятия на поверхности вулкана, ход наклонов и записи сейсмографов непосредственно перед извержением 5 ноября 1967 г. (Fiske, Kinoshita, 1969; Yokoyma, 1974). Чередования относительно медленных поднятий поверхности вулканов до извержения и эпизодов быстрых погружений оседаний непосредственно после или в процессе извержений дают основание приписывать деформациям вулканов механизм, подобный релаксационному колебанию (Токарев, 1971; Decker, Kinoshita, 1971).

Глава 5

СОВРЕМЕННЫЕ НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ

1. Нетектонические движения

При рассмотрении движений, проявляющихся в осадочной оболочке Земли в результате длительного взаимодействия атмосферы, гидросфера и литосфера, помимо сугубо поверхностных, связанных с гидротермическим изменением объема грунта, мы выделяем движения, связанные с уплотнением осадков иложений, и движения, обусловленные наличием в твердой Земле высокоподвижных флюидов. По Н.И. Николаеву (1965), все движения "внутри породы" отнесены к эндогененным, в том числе связанные с понижением уровня грунтовых вод.

Уплотнение отложений и горных пород в процессе диагенеза по мере погребения слоев под новыми осадками и увеличения веса толщ, лежащих выше, захватывает всю осадочную оболочку земной коры и должно вызвать движения геологического, но не тектонического в прямом смысле характера.

Известно, что за время преобразования илов в сланцы глинистые породы теряют в виде влаги почти 90% первоначальной массы с одновременным уменьшением пористости и объема осадка (Карцев, 1962). Основная доля погружений за счет уплот-

нения глинистых пород приходится на начальные стадии диагенеза. Если исходить из уменьшения мощности глинистых пород на 1/10 (Гофштейн, 1970), то, например, километровая толща преимущественно глинистых отложений кулябского комплекса Афгано-Таджикской депрессии за 1–3 млн. лет должна дать погружение за счет уплотнения со скоростью 0,1–0,03 мм/год. Аналогичные величины скорости независимо получены при расчете уплотнения майкопских глин в Предкавказье (Гофштейн, 1970). Порядок величин, по-видимому, сохранится и для таких межгорных впадин, как Куринская, Индо-Гангская, Ломбардская, отдельные впадины Калифорнии и др.

Уплотнение глинистых отложений продолжается и на больших глубинах. Например, в интервале глубин 2–3 км объем пор уменьшается примерно на 10% от общего объема породы, сокращение первоначальной мощности отдельных глинистых пластов может составлять 1/3 (Горелов, 1973). Песчаные породы также уплотняются, но приблизительно вдвое медленнее по сравнению с глинистыми. Ориентировочный расчет применительно к толще существенно глинистых пород в Западной Сибири, где на глубине 2200–2300 м развиты отложения нижнего мела, даже при оценке величины сокращения первичной мощности слоев на 1/3 дает среднюю расчетную скорость погружения поверхности 0,005 мм/год за счет этого фактора. Уплотнению подвержены даже палеозойские породы, как это установлено, например, для пород Днепровско-Донецкой впадины (Карцев, 1962).

При максимальной мощности осадочной оболочки в 10 км (Хайн, 1973) и времени накопления (фанерозой) в 500 млн. лет уплотнение даже в 2 раза даст среднюю скорость опускания поверхности порядка 0,01 мм/год. Следовательно, движения литогенной природы, насколько можно судить по приведенным грубым подсчетам, в естественных условиях редко превышают скорость в сотые доли миллиметра в год и вряд ли могут рассматриваться как существенная составная часть современных движений даже в областях погружения. Вместе с тем их нельзя совсем сбрасывать со счетов при оценке и анализе современных движений, особенно для отдельных участков накопления дельтовых и органогенных отложений. Так, в дельте Миссисипи опускания за счет уплотнения отложений оцениваются в 1,16 мм/год (Segota, 1968; Каплин, 1973, с. 22). Тот факт, что в дельтовых областях некоторых рек изменения уровня моря различаются на 0,5–1,5 мм/год на соседних постах, может быть истолкован, как значительное влияние уплотнения осадков в начальной стадии.

Флюидогеодинамические движения. Значительно большего внимания заслуживают современные движения, связанные с гидрогеологическими (флюидогеодинамическими) процессами в осадочной оболочке, на которые до сих пор не обращали внимания. Речь идет, в первую очередь, не о грунтовых (первый от поверхности горизонт), а о подземных, особенно напорных инфильтрационных водах. Представления об осадочной оболочке не как о твердом теле, а как о сложном сочетании твердой фазы и флюидов (вода, газы, нефть) особенно важны при изучении тектонических движений осадочной оболочки (если не земной коры в целом), поскольку флюиды пронизывают (рассредоточенно или в виде горизонтов) всю осадочную оболочку и являются ее наиболее подвижными компонентами.

В последние годы все яснее становится связь динамики гидрогеологических систем (и вообще флюидов) не только с тектоническим строением, но и с тектоническим, в том числе неотектоническим, развитием структур разного порядка. Однако до сих пор исследователи, за отдельными исключениями (Леонтьев, 1963; Валуконис, Ходыков, 1973), не обращают внимания на важный для познания современных движений обратный аспект проблемы — влияние динамики и величины напора подземных вод (флюидов) на современные движения осадочной оболочки.

Вода в жидкой фазе встречена скважинами до глубин 7 км, по современным данным она распространена до 10–15 км (Карцев, 1962) и даже до 20–30 км (Киссин, 1971), т.е. на всю мощность осадочной оболочки и в консолидированной земной коре. Напор вод в артезианских скважинах меняется в зависимости от атмосферного давления, количества годовых осадков, изменения уровня грунтовых вод и т.д. (Богомолов, Силин-Бекчурин, 1966). Иными словами, существует дина-

мическое взаимодействие между колебанием давления на поверхности и, конечно, самой поверхности и пластового давления подземных вод и флюидов, во всяком случае внутри осадочной оболочки. Согласно теории упругого режима подземных вод давление горных пород (геостатическое) на кровлю водоносного горизонта $P_{\text{гор}}$ слагается из давления на скелет породы $P_{\text{ск}}$ и пластового порового (гидростатического) $P_{\text{пласт}}$, т.е. $P_{\text{гор}} = P_{\text{ск}} + P_{\text{пласт}}$ (Богомолов, Силин-Бекчурин, 1966; Мироненко, Шестаков, 1974). При уменьшении пластового давления увеличивается давление на скелет, происходит уменьшение объема пор, сжатие, опускание осадочной оболочки и поверхности над водоносным горизонтом; при повышении пластового давления происходит обратный процесс.

Такого рода явления особенно активно могут происходить на участках аномально высокого пластового давления или гидродинамических аномалий, т.е. на участках резкого несоответствия напорного уровня водоносного горизонта региональной гидродинамической обстановке водонапорной системы, где $P_{\text{пласт}} : P_{\text{гор}} = 0,6 \div 0,9$ (или 1) (Киссин, 1967, 1970). Такие участки приурочены главным образом к молодым прогибам, заполненным глинистыми толщами, и к районам с интенсивными неотектоническими движениями, например Предкавказскому прогибу, прогибу долины р. По в Ломбардии, Предгималайскому прогибу, Береговым хребтам и Большой долине Калифорнии, и занимают до 10% площади на глубинах до 3,5–4 км (Аникиев, 1964).

Теоретически гидрогеологические циклы должны отражать, как отражают и циклы атмосферных осадков (Дроздов, Григорьева, 1971; Кудрявцева, 1973) и увлажнения (Шнитников, 1957), но с запаздыванием, 11-летние одинарные или сдвоенные циклы солнечной активности, 80-летние изменения солнечной постоянной, а также 19-летние лунные приливы. Действительно, проведенный недавно анализ (в том числе автокорреляционный) длинных рядов гидрогеологических наблюдений подтверждает наличие цикличности в режиме подземных вод и выделяет, как наиболее частные, циклы с длиной периода в 2,5–6, 11–12, 19 и 30–35 лет (Ковалевский, 1974). Вероятность выделения коротких (до 15 лет) циклов составляет 97–99,5%, более длинных – более 90%, причем они проявляются более четко по сравнению с цикличностью гидрометеорологических процессов, в том числе аналогичных циклов изменения атмосферных осадков. Отмеченные циклические колебания могут захватывать целиком или большие части артезианских бассейнов на глубину не менее нескольких километров. Самостоятельное значение может иметь вертикальная сосредоточенная и рассредоточенная миграция подземных вод, нефти и газов, выявляемая по ряду показателей (Валуконис, Ходьков, 1973).

Все это позволяет с большей степенью вероятности допускать связь современных движений осадочной оболочки с колебаниями давления и уровней флюидов. Практика искусственного изменения уровня (пластового давления) подземных вод (флюидов) в процессе их эксплуатации подтверждает наличие такой связи и дает возможность приблизительной количественной оценки движений. О том, что в верхних частях осадочной оболочки изменения пластовых движений подземных вод могут (периодически?) иметь большее значение, чем тектонические силы, свидетельствуют факты погружения различных локальных структур, в том числе и сводов антиклиналей, при снижении пластового давления флюидов в процессе их эксплуатации. Такие факты известны для месторождений Апперона (Ли-лиенберг, Мещерский, 1968), Северного Кавказа (Терновой и др., 1965) и Калифорнии (Gilluly, Grant, 1949).

Грубые подсчеты применительно к долине Сан-Хоакин в Калифорнии показали (Lofgren, Klausing, 1969), что объем опускания составляет примерно 10% от объема выкаченной жидкости. Если исходить из данных по этому участку (молодые рыхлые отложения, глубина откачки вод всего 50–300 м), то снижение уровня подземных вод всего на 0,6 м может привести к опусканию поверхности на величину до 3 см. Для условий Москвы понижение уровня подземных вод на 3 м может дать опускание на 3 мм, на 17 м – соответственно на 15–28 мм (Снобкова,

1972), для Лондона понижение на 0,8 м – около 2 мм (Гармонов и др., 1965). Можно упомянуть также поднятия и опускания на 4–5 см туннелей Московского метрополитена, что связывают с колебаниями уровня подземных вод (Котлов, 1962). Детальные исследования в районе г. Ниигата в Японии установили полную корреляцию (коэффициент +0,984) между среднемесечным уровнем подземных вод в процессе их откачки и среднемесечной скоростью сжатия слоев на глубинах 100–700 м (Hayashi, 1969). Пристановка снижения уровня подземных вод ведет к замедлению и прекращению опускания поверхности.

Таким образом, вертикальные движения поверхности могут вызываться исключительно изменениями уровня и пластового давления подземных вод. Величины изменений соотносятся как 1:400–1:1000, а в одном случае – даже 1:20.

Приведенные факты дают основание считать, что аналогичные связи между колебаниями гидродинамических параметров подземных напорных флюидов, движениями осадочной оболочки земной коры и поверхности Земли вполне реальны и в ненарушенных природных условиях, во всяком случае в равнинно-платформенных условиях. Ввиду отсутствия целенаправленных сопряженных измерений обоих показателей в естественных условиях приходится пытаться оценить величины движений поверхности за счет изменений уровня подземных вод методом аналогий. Годовые колебания уровней подземных вод, как известно, измеряются метрами, многолетние и вековые могут составлять десятки метров (Ковалевский, 1974). Если исходить из наименьших соотношений, известных по искусственным откачкам флюидов, а именно 1:1000, то оказывается, что движения за счет гидрогеологических факторов могут иметь скорость того же порядка, что и измеряемые инструментально движения поверхности. При соотношениях 1:100 вполне объяснимы высокие скорости современных движений в пределах пластовых равнин с чехлом отложений (например, приводимые Фиалковым, 1965), тектоническая активность которых весьма слаба.

Упругий режим подземных флюидов может непосредственно влиять на смещения по разломам. Величина упругих деформаций в хрупких и пористых породах вблизи трещин под действием разности давления флюидов (не глубже 5000 м), по расчетам (Валуконос, Ходьков, 1973), составляет 0,8–1,0 мм на расстоянии до 0,5 км от трещины у земной поверхности и 1,0–1,8 мм на глубине 800 м. В случае пластичных пород аналогичные упругие деформации (до достижения предела упругости) упомянутые авторы оценивают величиной в 100 раз большей. В целом для верхней части осадочной оболочки платформ, где хрупкие пористые породы преобладают, можно принимать, следовательно, величину указанных абсолютных вертикальных смещений порядка 1–10 мм, как это и отмечается для ряда платформенных районов (Донабедов, Сидоров, 1968).

Нами проведено сопоставление данных об изменении уровня подземных вод с современными движениями поверхности в г. Ташкенте по данным монографии "Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г." (1971). Подземные воды развиты в меловых породах на глубине 1300–2000 м от поверхности и тесно связаны с трещинными водами палеозойского фундамента. До 1962 г. среднее понижение уровня подземных вод в результате откачки находилось в пределах 3 м ежегодно, а движения поверхности – в пределах 0–1,5 мм/год. В 1962–1966 гг. до землетрясения в восточной части города отмечено понижение на 15–20 м (4–5 м ежегодно). Уровня подземных вод, частично, по-видимому, в связи с откачкой вод. Повторное высокоточное нивелирование показало поднятие поверхности в эти же годы на величину до 20–30 мм. В 1966–1967 гг., вскоре после землетрясения 26 апреля 1966 г., в тех же скважинах понижение уровня вод частично замедлилось, частично произошло его повышение на 1,5–9,5 м, а поверхность опустилась до 10 мм. Иными словами, в данном случае при обратной корреляции между движениями поверхности и изменением уровня подземных вод отношение их изменений в связи с землетрясением $M = 5,3$ находится в пределах 1:100–1:1000.

На Северном Кавказе в пределах Терско-Сунженского прогиба, где средняя многолетняя скорость современных движений поверхности составляет 3–4 мм/год, а внутригодовые колебания, по В.А. Сидорову, – от –14 до +60 мм, при земле-

трясениях с $M = 3,5 \div 4,5$ ($I = V \div VI$ баллов) колебания уровня флюидов в скважинах глубиной 1–1,5 км доходили до 100–150 м и распространялись на 10–15 км по площади (Смирнова, 1968). Интересен факт запаздывания на 1–2 месяца изменений в дебите скважин, удаленных от разломов по сравнению с ближайшими к ним скважинами. Это можно рассматривать как указание на постепенное смещение зон повышенных давлений в пластах флюидов.

В обоих случаях наибольшие колебания уровня подземных вод отмечены вблизи активных разломов (Смирнова, 1968; Ташкентское землетрясение..., 1971), что согласуется с большей подвижностью земной коры непосредственно у разломов по данным наклономерных и нивелирных измерений (см. раздел III).

Связь месторождений нефти и газа с зонами разломов известна давно; важно, что современные движения в этих зонах имеют повышенный градиент и тем более высокие значения скорости, чем короче период между нивелировками, т.е. отличаются колебательным характером (Матцкова, Сидоров, 1973). По сообщению В.А. Сидорова, колебательные движения над несколькими разломами в платформенной Белоруссии, где проведены специальные повторные нивелирования с интервалами от 4 месяцев до 3 лет, в зонах разломов, с которыми связаны месторождения нефти и газа, происходят с большей амплитудой (4–6, до 15 мм) за 2–3 года, чем над остальными (1–4 мм). Периодограммный же анализ неглубоких уровней подземных вод в Белорусском Полесье за 1949–1970 гг. выявил периодичность в 4, 6, 5, 8 и 10 лет в разных скважинах с различными геологическими условиями (Васильев, Чеканов, 1974). Амплитуда колебаний уровней составляет 1–4 м, т.е. может выразиться на поверхности в колебаниях высоты за соответствующие промежутки времени на 1–4 мм (при 1:1000) и 10–40 мм (при 1:100).

Экспериментальная проверка связи движений по разлому с изменением порового давления жидкости в природных условиях осуществлена пока только на разломе Сан-Андреас в Калифорнии (Johnson et al., 1973). Наблюдения в специальной скважине глубиной 152 м около г. Холлистер выявили совпадение в пределах часов аномальных изменений водного уровня и максимальных значений порового давления с эпизодами сдвигания по разлому крипа. Отношение изменения величин достигало 14:1.

С помощью динамики флюидов облегчается и развитие мелких пликативных форм, где гравитационно-пластические движения сочетаются с флюидогеодинамическими, так что измеренный на поверхности современный рост складок, обычно считающийся чисто тектоническим, имеет более сложную природу. Кстати, измеренные за короткий период скорости роста нельзя распространять на длительные промежутки времени, так как упругие поднятия поверхности при концентрации флюидов сменяются гидроразрывами, при которых флюиды импульсно перемещаются в зону низкого давления (в частном случае, на поверхность), осадочные слои релаксируют, поверхность погружается или стабильна.

Необходимо обратить внимание и на некоторые специфические черты гидрогеологического режима. К ним относятся (Ковалевский, 1974) полицикличность (вековой цикл и осложняющие его циклы высокого порядка); увеличение амплитуды колебаний (и уменьшение скорости) у более продолжительных циклов; проявление короткопериодных циклов преимущественно вблизи поверхности, а длиннопериодных на глубине, особенно в напорных водах; общее увеличение амплитуд многолетних колебаний с севера на юг с нарушением закономерностей в горных районах; отсутствие синхронности в наступлении экстремальных значений на территории СССР.

Представляется, что именно в этих особенностях отдельных гидрогеологических бассейнов (отражающих тектонические структуры соответствующего порядка) следует искать объяснение таких признаков современных движений равнинно-платформенных районов, как структурная приуроченность, обратимость, знакопеременность, повышенные сравнительно с геологическими величины скорости, несовпадение знака движений в одни и те же периоды в соседних структурах или даже в пределах одной структуры и т.п.

Таким образом, мы приходим к выводу о том, что современные движения осадочной оболочки и поверхности могут быть связаны с гидрогеологическим режимом. Более того, современные движения гидрогеологического характера могут играть большую, если не главенствующую в ряде регионов, роль в общем характере измеряемых движений.

Может быть, более полным и правильным будет называть и, вероятно, целесообразно выделять флюидогеодинамический, или проще флюидодинамический, тип современных движений. Вряд ли этот тип движений можно отнести к тектоническим, хотя и распределение межпластовых напорных вод и их режим обусловлены именно особенностями тектонических структур и их продолжающимся тектоническим развитием. Во всяком случае, он не принадлежит к первично тектоническим, глубинным. Иными словами, измеряемые на поверхности движения, даже освобожденные от внешних гидрометеорологических воздействий, могут считаться показателем движений осадочной оболочки, но не земной коры в целом. Поэтому часто употребляемый (Мещеряков, 1961б; Николаев, 1965; Гзовский, 1963; Гзовский, Никонов, 1968, 1969) вывод о тектонической природе современных движений на основании их пространственного совпадения со структурами земной коры нельзя признать строго обоснованным и точным.

Сказанное выше позволяет только наметить связь и возможную обусловленность современных вертикальных движений с флюидогеодинамическими. Для доказательства ее существования потребуется сопряженный корреляционный анализ инструментальных данных о современных движениях и режиме флюидов в разных геотектонических и морфоструктурных регионах.

2. Техногенные движения

Влияние деятельности человека на земную поверхность, осадочную оболочку и отдельные геологические процессы приобретает все большее значение. Под влиянием антропогенных техногенных факторов изменяется и природный ход современных движений. Очень важно установить, проявляются ли возбужденные человеческой деятельностью техногенные движения только вблизи поверхности или захватывают осадочную оболочку и даже консолидированную земную кору. Не менее значима возможность получения точных количественных данных о величинах и распространении возбужденных движений для сравнения их с параметрами техногенных изменений среды, с одной стороны, и с характеристикой естественных движений, с другой.

Имеющийся опыт изучения возбужденных движений позволяет выделять следующие техногенные факторы: изменение гидродинамических и гидростатических условий в недрах в процессе изъятия или внедрения флюидов (воды, нефти, газа), выемка горных масс (в твердой фазе) при разного рода подземных разработках, перераспределение статических нагрузок на поверхности и создание динамических нагрузок¹. Очень близкое к приведенному подразделение дано недавно О.С. Подкаминером (1973).

Движения, связанные с изменением гидродинамических условий в верхних частях осадочной оболочки в результате выкачивания и закачивания флюидов, в пределах месторождений подземных ископаемых и городов (табл. 17, рис. 63) в настоящее время исследованы наиболее полно.

Конкретные примеры оседания поверхности с характеристикой участков и условий откачки флюидов в зарубежных странах можно найти в целом ряде публикаций (Gilluly, Grant, 1949; Успенский, 1963, 1975; Гармонов и др., 1965; Lofgren, Klausing, 1969; Hayashi, 1969 и др.). В нашей стране возникновение депрессионных воронок также изучено на ряде участков (Гармонов и др., 1965; Котлов и др., 1967; Лилиенберг, Мещерский, 1968; Мироненко, 1972). Характеристика участков, где оседание изучено более полно, приводится в табл. 17, из

¹ Перемещения поверхности и грунтов на глубине метры – первые десятки метров при техногенных воздействиях здесь не рассматриваются.

которой видно, что площади мульд оседания достигают сотен и даже первых тысяч км², величина прогибания — первых метров (максимально до 8,6 м на побережье Калифорнии, у г. Лонг Бич), скорость прогибания составляет от нескольких сантиметров в год до десятков сантиметров в год. Наибольшие оседания отмечаются в районах развития молодых неуплотненных глинистых осадков значительной мощности.

В Калифорнии, Японии, Мексике обнаружена полная корреляция между интенсивностью опускания и объемом откаченной жидкости не только по годам, но и по

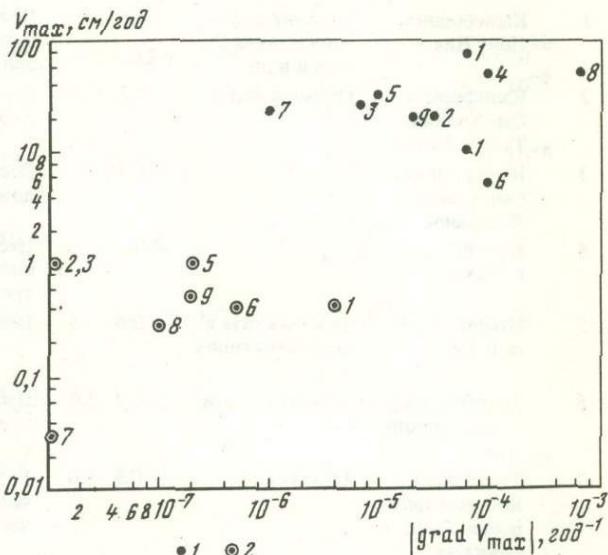


Рис. 63. Максимальные величины скорости и градиента скорости современных вызванных движений в результате извлечения флюидов из недр (1) и современных естественных движений в тех же районах (2)

Участки: 1 — Калифорния, Лонг-Бич; 2 — Калифорния, Сан-Хоакин; 3 — Лос-Банос; 4 — Мексика, г. Мехико; 5 — Италия, дельта р. По; 6 — Азербайджан, Апшеронский полуостров; 7 — Предкавказье, Ставропольские месторождения; 8 — Донбасс; 9 — Япония, г. Осака

месяцам. Опыты по закачке вод в отработанные нефтяные пласты показали, что оседание в этих случаях замедляется (Гармонов и др., 1965; Lofgren, Klausing, 1969).

Таким образом, в настоящее время не вызывает сомнения наличие непосредственной связи между откачкой (закачкой) флюидов, изменением уровня (напора) подземных вод и движениями осадочных слоев над горизонтом откачки. Опускания поверхности и толщи пород связаны с уплотнением последних в процессе обезвоживания. Максимальные деформации сжатия происходят в узкой зоне, прилежащей к водоносному горизонту. Механизм явления состоит в увеличении эффективных напряжений в скелете пород и уменьшении их пористости, а величина оседания соответствует разности между сжатием скелета и упругим расширением минеральных зерен при снижении гидростатического давления и неизменности геостатического (Мироненко, 1972; Мироненко, Шестаков, 1974). Практика показывает, что величина опускания поверхности составляет 10^{-2} — 10^{-3} величины снижения уровня подземных вод, местами достигая 10^{-1} .

В отдельных случаях обнаруживается связь с землетрясениями, т.е. более глубокое взаимодействие с процессами, происходящими в земной коре. Осуществленные несколько лет тому назад в районе г. Денвер (Колорадо, США) закачки жидких отходов производства в скважину глубиной 3700 м повели к возникновению землетрясений $M = 3$ и даже $M = 5 \div 5,4$, эпицентрами в районе на площади $3 \times 10 \text{ км}^2$ и гипоцентрами на глубине 4,5—5,5 км. Эти землетрясения связаны со сдвиговыми смещениями по существовавшим разломам в кристаллических гнейсах. Явление вызванной сейсмичности было специально проверено и подтверждено серией опытных закачек (Evans, 1969; Gibbs et al., 1973). Связь этих искусственно вызванных землетрясений с тектоническими деформациями доказывается как сходством сейсмических параметров с параметрами тектонических землетрясений, так и определением правосторонних смещений по вертикальной плоскости разлома во время вызванных землетрясений.

Таблица 17

Современные движения поверхности на участках разработки полезных ископаемых

№№ п/п	Участок	Вид разработки	Глубина разработки, км	Породы	Годы раз- работки
1	Калифорния, Лонг Бич	Откачка нефти, сопутствующих газа и воды	0,6–2,1	Песчаники, глинистые сланцы алевриты, плиоцен–миоцен	1927–1947 1927–1962
2	Калифорния, Сан-Хоакин, Туларе-Васко	Откачка воды	0,5–0,3	Пески, глины, четвер- тичные, плиоценовые	1948–1964 1905–1964
3	Калифорния, Сан-Хоакин, Лос-Банос	"	≥ 0,45	Песчано-глинистые от- ложения	1943–1953
4	Мексика, г. Мехико	"	≥ 0,3	Песчано-глинистые и гли- нистые четвертичные и третичные отложения	1890–1957
5	Италия, дель- та р. По	Откачка газа и сопутствующих вод	0,6–1,0	Пески, галечники, глины	1940–1957
6	Азербайджан, Апшеронский п-ов	Откачка нефти	0,2–2,0	Пески, глины среднего плиоцена	1912–1962
7	Ставрополь- ские месторож- дения, Пред- кавказье	Откачка газа	0,8–1,0	Глины, алевриты, пес- чаные отложения верх- него палеогена	1956–1962
8	Донбасс	Выемка породы из угольных пластов	0,5	Песчаники, известняки, глинистые сланцы кар- бона	1970–1972
9	Япония, г. Осака	Откачка воды			1935–1960

В СССР отмечен случай землетрясения интенсивностью до VII баллов, вызванного откачкой нефти из меловых известняков с глубины в несколько сотен метров в районе г. Грозного (Сухарев, 1972).

Известные примеры (см. табл. 17) показывают, что при изъятии из недр флюидов движения, как правило, ограничиваются верхними частями осадочной оболочки и непосредственно вызываются уплотнением водопроводящих и водоупорных слоев в процессе обезвоживания. Такие движения вряд ли могут считаться тектоническими. Однако в некоторых случаях, когда изъятие или закачивание флюидов осуществляется на больших глубинах, в том числе в консолидированных породах, изменения гидродинамических условий сказываются и на тектонических напряжениях в недрах и движения могут носить, по существу, тектонический характер, проявляясь, в частности, в виде смещений по разломам и землетрясений.

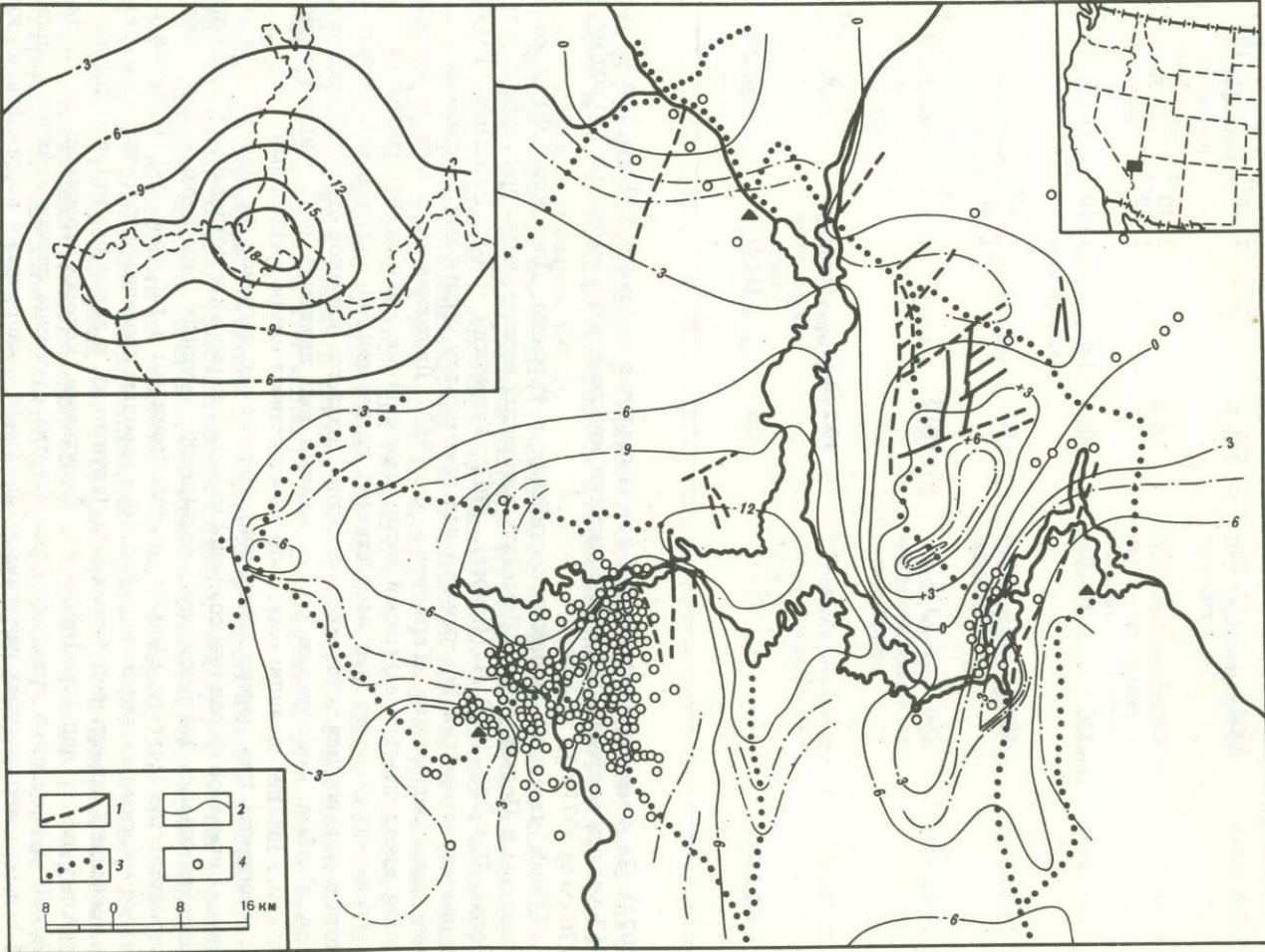
Движения, связанные с изъятием из земных недр горных пород в процессе прохождения горных выработок, устанавливаются вполне надежно. В разных странах путем повторного нивелирования высокой точности отмечены погружения и растяжения земной поверхности со скоростью сантиметры–первые десятки сантиметров в год над угольными месторождениями (Neubert, 1962; Успенский, 1963; Wyrzykowski, 1966; Выскочил, 1973; Гофштейн, 1973а). В Донбассе специальным нивелированием (27 повторений) обнаружено начало проседания поверхности в то время, когда выработка угольного пласта мощностью 1,5 м на глубине около 500 м находилась в 50 м по горизонтали от линии нивелирования (Вереда и др.,

Максимальное опускание, м	Площадь локального опускания, км ²	Максимальные скорости опускания, см/год	Максимальные скорости естественных движений, см/год	Максимальный градиент скорости опускания, год ⁻¹	Максимальный градиент скорости движений в естественных условиях, год ⁻¹
1,8	100	5–10	(1–6) · 10 ⁻⁵		
7,6	35–75 20	–0,2 ÷ –0,45	~ 4 · 10 ⁻⁶	~ 1 · 10 ⁻⁸	
3,5	1300	< 1	6 · 10 ⁻⁶ 3 · 10 ⁻⁵		
2	3000	12–28	< 1	7 · 10 ⁻⁶	1 · 10 ⁻⁸
7	100	3–50	2 · 10 ⁻⁵ 1 · 10 ⁻⁴		
730	10–30	–0,5 ÷ –1,0	1 · 10 ⁻⁵	(1–2) · 10 ⁻⁷	
2,5	500	3–5	6 · 10 ⁻⁵ 1 · 10 ⁻⁴	5 · 10 ⁻⁷	
1,5	600	3,7–2,5	+0,03	1 · 10 ⁻⁶	1 · 10 ⁻⁸
0,9	0,2	36–48	+0,2 ÷ 0,3	(4 ÷ 7) · 10 ⁻⁴	4 · 10 ⁻⁸ 1 · 10 ⁻⁷
2,2	100	11–20	–0,5	(1 ÷ 2) · 10 ⁻⁵	(1 ÷ 2) · 10 ⁻⁷

1973). За 4 месяца эксплуатации пласта оседание составило 130 мм, а за 1,5 года 953 мм при скорости проседания десятки миллиметров в месяц, до 220 мм/месяц (36 см за 1971 г.).

Общая известная величина прогибания в Рурском, Донецком, Львовско-Волынском и Подмосковном бассейнах составляет первые метры при глубине разработок 300–700–1000 м (Neubert, 1962; Успенский, 1963; Гофштейн, 1973а), а диаметр депрессий поверхности над некоторыми угольными бассейнами достигает сотен километров (Гармонов и др., 1965). Движения этого типа развиваются почти исключительно в верхней части осадочной оболочки за счет изменения геостатического давления над искусственно создаваемыми подземными полостями, хотя в ряде случаев добавочное опускание создается попутной откачкой подземных вод. Особый, практически весьма важный вид движений представляют горные удары, в шахтах, по-видимому, сопровождающиеся микросмещениями.

Движения при перераспределении статических нагрузок на поверхности связаны с выемкой пород при создании крупных карьеров и котлованов и созданием дополнительных нагрузок при возведении крупных инженерных сооружений, строительстве городов, наполнении водохранилищ и т.п. (рис. 64). Применительно ко многим длительно существующим городам проседание частично объясняется понижением уровня подземных вод (грунтовых и артезианских) и уплотнением рыхлых пород под строительными нагрузками, которое проникает на глубину 30–50 м. Однако в практике строительства отмечены случаи влияния дополнительных поверхностных нагрузок на движения и напряжения подстилающих кри-



Р и с. 64. Движения земной коры и землетрясения, связанные с заполнением водохранилища Мид на р. Колорадо, США (Carder, 1970)

1 — закартированные разломы; 2 — изолинии движений, цифры — величины движений за 1935—1941 гг., см; 3 — ходы повторного нивелирования; 4 — эпицентры землетрясений. Треугольниками обозначены сейсмические станции. На врезках: справа — положение участка на западе Северной Америки; слева — погружение, теоретически рассчитанное до заполнения водохранилища, см

сталических пород и даже верхних частей земной коры, особенно интересные с тектонической точки зрения. Эти случаи относятся к разным геоструктурным регионам — платформам (щитам), области каледонской складчатости и орогенному поясу Юга ССР.

Показательным примером влияния дополнительных поверхностных нагрузок на движения земной коры могут служить движения, обнаруженные в окрестностях Москвы. Нивелировками 1936—1950 и 1950—1958 гг. вокруг городской чаши оседания со скоростью 0,5—2,5 мм/год установлена кольцевая зона относительных (1—1,8 мм/год) поднятий шириной 10—40 км, за пределами которой геодезические знаки имеют тенденцию к спокойному опусканию (Гольц, 1973). Поскольку депрессионные воронки уровней подземных вод на известных участках откачки пересекаются изолиниями опусканий, а в кольце поднятий имеются участки крупных подземных водозаборов без признаков погружения поверхности и к тому же граница зоны опускания расширяется вслед за застройкой, надо признать кольцо относительных поднятий вокруг Москвы результатом компенсационного поднятия. В данном случае, следовательно, речь идет не только об уплотнении верхних десятков метров рыхлых отложений под строительными нагрузками и в результате понижения уровня грунтовых вод, но о вызванных человеческой деятельностью движениях осадочной оболочки земной коры.

Наиболее многочисленные и надежные данные получены при изучении воздействия нагрузок создаваемых крупных водохранилищ. На Братской ГЭС (длина плотины плотины 3700 м, максимальная высота 126 м), возведенной на диабазах и песчаниках (Эйдельман, 1968), к началу заполнения водохранилища осадка основания плотины составила 8 мм, затем, как и на Красноярском гидроузле, резко увеличилась, достигнув 63,6 мм при напорном уровне около 70 м. Важно, что в соответствии с увеличением столба воды осадка увеличивалась от берегов к прежнему руслу, а воронка оседания распространилась на 2—3 км в стороны от водохранилища, достигая, следовательно, 9—10 км в поперечнике.

Из зарубежной практики показательны три примера: в складчатом поясе Северной Америки, на щитах Африки и п-ова Индостан. Возведение известной плотины Боулдердам (Гувер-дам) на р. Колорадо (США) привело к созданию в 1935 г. крупного водохранилища (оз. Мид) с толщиной водного столба до 150 м и общим весом воды около 30—40 млрд. т. Водохранилище распространилось полосой 1—20 км на территории, сложенной докембрийскими сланцами, гранитогнейсами, палеозойскими осадочными и изверженными породами и третичными вулканитами и частично разбитой разломами без признаков активности в плиоцен-четвертичное время (Carder, 1945). В 1935 г. в самом начале заполнения водохранилища была проведена высокоточная нивелировка по нескольким линиям, в том числе пересекающим его чашу. В 1940—1941 гг. нивелирование было повторено по линиям общей длиной около 1100 км. Оба нивелирования имеют повышенную точность (I класс), максимальная накопленная на всем протяжении ошибка достигает 22,5 см (Carder, Small, 1948). Предварительные расчеты возможного прогибания коры под нагрузкой водохранилища дали максимальную величину прогибания 18 см при субконцентрическом протяжении изолиний вокруг контура водохранилища (см. рис. 64, врезка). Действительная величина прогибаний по данным отмеченных нивелировок 1935—1940 гг., т.е. в течение периода наполнения водохранилища до 80% объема, достигла 12 см. Можно отметить следующие основные особенности опусканий в этом районе, вызванные нагрузкой водохранилища (см. рис. 64).

1. Погружение поверхности захватило площадь не менее 30 тыс. км², т.е. на два порядка больше площади водного зеркала.

2. Изолинии опускания лишь в общем виде повторяют контуры водохранилища, а максимум погружения приходится на область максимальной нагрузки.

3. В восточной части рассматриваемой области отмечается особая сложность контуров изолиний движений и их слабое соответствие контурам водохранилища: здесь обнаружены два участка поднятия (до 6—8 см), приуроченных к выходам гранитов, разбитых разломами субширотного простирания.

Для периода 1941—1950 гг., т.е. после наполнения водохранилища, тенденций движений предшествующего периода времени не было установлено (Carder, 1970). По другим данным (Small, 1963) прогибание достигло к 1950 г. 17 см, а к 1963 г. — 20 см, т.е. его скорость падала от 20 мм/год до 5 и 2,3 мм/год.

На оз. Мид впервые была установлена возбужденная сейсмичность (около 6 тыс. толчков за 1937—1944 гг.) в результате водной нагрузки. Глубина большинства очагов не превышала 6—8 км, магнитуда большинства толчков — менее 3,5, и только 3 толчка имели магнитуду 5; 4,1; 4,4 (Carder, 1945, 1970). Эпицентры землетрясений группируются не в области максимального погружения, а около двух-трех участков наиболее высокого градиента скорости прогибания, вблизи разломов фундамента (см. рис. 64), что делает весьма вероятным предположение о связи землетрясений с подвижками по этим разломам под действием нагрузки. Д.С. Кардер связывает основную группу землетрясений у юго-западного конца оз. Мид с обновлением под действием водной нагрузки погружения ограниченного разрывами блока относительно массива гранитов на юго-западе и юго-востоке. По расчетам этого автора, высвобожденная при рассматриваемых землетрясениях энергия, равная приблизительно энергии полутора землетрясений с $M = 5$, может считаться эквивалентной энергии прогибания земной коры под нагрузкой водохранилища.

После 1941 г. (заполнение резервуара) не только изменился ход современных движений, но и исчезла тесная временная корреляция сейсмической активности (данные 1951—1953 гг.) с сезонными колебаниями уровня водохранилища (нагрузкой) еще до зарегулирования стока в верхнем течении (с середины 60-х годов) новыми водохранилищами (Carder, 1970).

В пределах докембрийского щита Африки, разбитого разломами северо-восточного—юго-западного простирания, в рифтовой долине Замбези в 1959—1963 гг. было заполнено крупнейшее в мире (глубина 120 м, размеры 250 × 30 км, вес воды 150 млрд. т) водохранилище Кариба (Sleigh et al., 1969; Gough, Gough, 1970). Перед заполнением водохранилища по его периметру и нескольким полеречным профилям проведена нивелировка, частично повторенная в 1963 и 1968 гг. Сравнение результатов 1957 и 1968 гг. по профилю к северо-востоку от наиболее нагруженного участка показало (рис. 65), что за это время пункт на северо-восточном берегу водохранилища опустился относительно удаленного на 60 км к северо-востоку пункта на 12,7 см, при максимальной возможной ошибке ±0,2 см, т.е. погружался со средней скоростью 10—12 мм/год. Кривая разницы превышений вдоль спрямленной линии нивелировки очень хорошо согласуется с расчетной кривой (отклонения — 2,4 ± 1,7 мм). Это позволяет принять и другие следующие из расчетов величины прогибания (Gough D., Gough W., 1970), а именно, максимум погружения — 28,5 см, распространение прогибания — порядка нескольких сантиметров на 70—100 км в сторону от водохранилища и глубоко в верхнююmantию. Нагрузка водных масс, по всей вероятности, вызывала сейсмическую активность, причем все сильные (7 толчков с магнитудой 5—5,8) и большинство слабых землетрясений (более 1400 толчков за 1959—1968 гг.) пришли на область наибольшего погружения, меньшая часть — на участки разломов по периферии с максимальным удалением от водохранилища ~50 км. Гипоцентры большинства землетрясений располагались до глубины 10—20 км, но отмечено несколько глубоких, в том числе один на 80 км. По геодезическим данным, возможны смещения на несколько сантиметров по разломам на о. Рэдклифф и на северо-восточном берегу в связи с возбужденными землетрясениями 1963—1968 гг. (Sleigh et al., 1969). Надо считать это самыми значительными по размерам из возбужденных движений.

Третий пример относится к Индии (рис. 66). В декабре 1967 г. в пределах Деканского трапового плато на западе докембрийского Индостанского щита произошло землетрясение с $M \approx 6,3$, интенсивностью VIII (VIII—IX) баллов; глубина гипоцентра по разным источникам оценивается различно — от 8 до 50—60 км, что, возможно, является результатом вертикальной протяженности плоскости разрыва (Губин, 1970; Balasundaram, 1971). Эпицентр главного землетрясения рас-

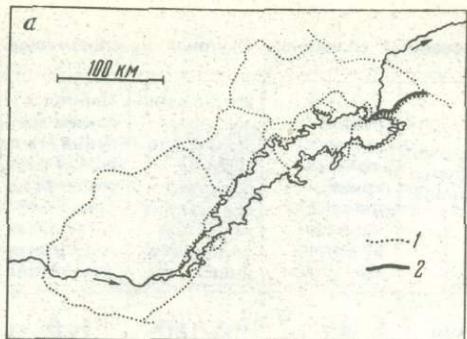


Рис. 65. Повторное нивелирование и движения земной коры около водохранилища Кариба на р. Замбези, Африка (D. Gough, W. Gough, 1970а)

а — ходы однократного (1) и двукратного (2) нивелирования в районе водохранилища; б — опускание поверхности в связи с заполнением водохранилища согласно теоретическим расчетам (1) и данным повторного нивелирования в 1957—1968 гг. (2)

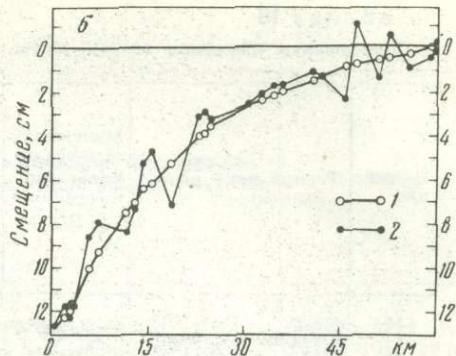
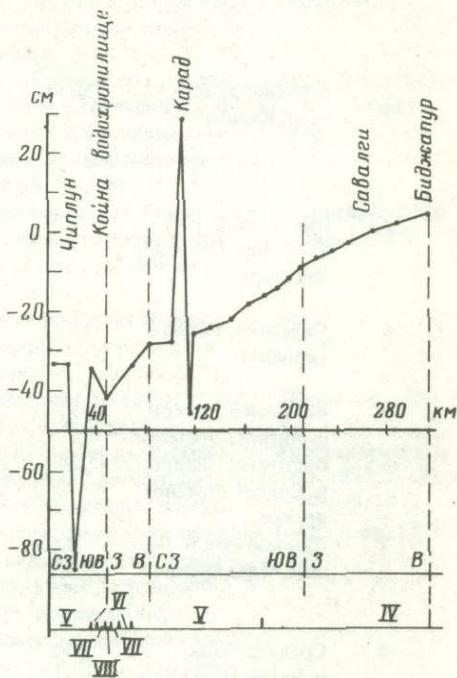


Рис. 66. Движение земной коры по линии повторного нивелирования в районе водохранилища Койна, Индия (Bhattacharji, 1971)



положен в 3—5 км южнее плотины, построенной в 1961 г. и подпирающей водохранилище субмеридионального протяжения (размеры 50 × 2,5 км, глубина до 100 м, объем воды 2,8 млрд. м³), землетрясением захвачена область щита диаметром около 700 км. Форшоки и афтершоки сосредоточены на глубине в среднем 5—8 км севернее и южнее главного толчка, по соседству с плотиной или под водохранилищем, не далее 40 км от плотины. В данном случае несомненно возникновение в результате наполнения водохранилища ряда слабых землетрясений в земной коре и весьма вероятно прогибание ее под нагрузкой водных масс. Следовательно, даже если это землетрясение (и поверхностные разрывы) было подготовлено естественно и независимо и только спровоцировано (например, благодаря увеличению внутриводного давления воды и ослаблению структурных связей) созданием водохранилища, все равно нужно признать опосредованное влияние человеческой деятельности на оживление существующих в земной коре и возникновение поверхностных разрывов.

Приведенные выше и некоторые дополнительные материалы по движениям в результате заполнения водохранилищ систематизированы в табл. 18. На основе этих данных могут быть сделаны следующие выводы. Такие факты, как возникновение чаши прогибания вслед за появлением водохранилищ и совпадение в общих чертах участков максимального прогибания с участками наибольших глубин водо-

Таблица 18

Современные движения земной коры, вызванные созданием крупных водохранилищ

Номер п/п	Регион, река, водохранилище	Максимальный объем воды в водохранилище, млрд. м ³	Площадь водного зеркала, км ²	Среднее расчетное распределение нагрузки воды на поверхности земной коры под водохранилищем, кг/см ²	Максимальное измеренное прогибание поверхности земной коры под водохранилищем, см	Период после начала заполнения, за который изменено прогибание, лет (в скобках — год окончания заполнения)
1	Северная Америка р. Колорадо, Мид	35–40	590	6,7	12 (18)*	1935–1941 (1941)
					17	1940–1950
					20,1	1950–1963
2	Африка, р. Замбези, Кариба	150–175	6490	2,2–2,7 (6,7*)	12,7 (23,5)*	1959–1968 (1963)
3	Индостан, р. Койна, Койна (Шиваджигатар)	2,8	100–150	2–2,8	8–14 (?)	1962–1968 (1964)
4	Тасмания, Гордон (проект)	15	590	2,5	(7*)	
5	Восточная Сибирь, р. Ангара, Братское	169	5470	3–3,5	5,6	1961–1966 (1967)
6	Восточная Сибирь, р. Енисей, Красноярское	73	2000	3,5–4 (8–10*)	3 (3,6)	1967–1971 (1970)
7	Прибалтика, р. Даугава, Плявинское	0,63	45	1,5	0,5	1965–1970 (1966)
8	Средняя Азия, р. Вахш, Нурекское	10,5	100	10,5		1972–
9	Средняя Азия, р. Нарын, Токтогульское	19	265	7–8	(20–30*)	1973–
10	Средняя Азия, р. Вахш, Рогунское (проект)	8,5–11,8	160	5,3–6,7	(16–22*)	

* Максимальные рассчитанные значения.

хранилищ, позволяют говорить о нагрузке крупных водохранилищ (и городов) как причине локального прогибания земной поверхности и коры. Прогибание верхних частей земной коры под дополнительной нагрузкой в 2–10 кг/см² измеряется величиной более 10 см. Обращают внимание большие величины скорости прогибания (порядка 1–2 см/год) при резко приложенных дополнительных нагрузках. Они на порядок больше величин скорости, известных для платформенных областей за пределами оледенения, и соизмеримы с величинами для областей, подвергав-

Максимальная скорость прогибания за расчетный период, мм/год	Максимальный градиент скорости движений, год ⁻¹	Магнитуда максимального вызванного землетрясения и год	Тектоническая структура региона и подстилающие породы	Источник
20 67 (?) 5 2,3	(1÷2)·10 ⁻⁵	5 (1939)	Орогенный пояс Кордильер, докембрийские изверженные, палеозойские осадочные и изверженные породы	Boulder, 1941 Carder, 1945, 1970 Small, 1963
12,7 (23,5)	6·10 ⁻⁶ –1·10 ⁻⁵	6,1 (1963)	Африканский докембрейский щит, архейские гнейсы и осадочно-вулканические палеозойские и мезозойские породы	Seligh et al., 1969 Gough, Gough, 1970
13–23 (?)	6·10 ⁻⁷ –1·10 ⁻⁶	6,3 (1967)	Индийский щит, базальты мел-палеогенового возраста на докембрейских гнейсах	Bhattacharji, 1970 Губин, 1970
	7,5·10 ⁻⁷ –1·10 ⁻⁶ (*?)		Докембрейские сланцы, кварциты, кембрийские песчаники, аргиллиты	Lee, 1972
10	6·10 ⁻⁶ –1·10 ⁻⁵		Сибирская платформа, трапповое плато, диабазы	Эйдельман, 1968
6 (12*)	8·10 ⁻⁶ –1·10 ⁻⁵		Каледонский складчатый пояс, новейшая активизация, изверженные породы	Александровская и др. 1973; Кокот и Рабцевич, 1972
1			Русская платформа, покров четвертичных отложений (0,5–50 м) на палеозойских осадочных породах	Индриксон, 1973
	(30–45*)		Область альпийской складчатости и новейшего горообразования, меловые породы	
	(25–35*)		Активизированная эпипалеозойская платформа, новейшее горообразование, палеозойские известняки	
			Граница эпипалеозойской активизированной платформы и области альпийской складчатости, меловые и палеозойские изверженные породы	Осадчий, 1971

шихся плейстоценовому покровному оледенению, т.е. нагружению и снятию дополнительной нагрузки (см., например, Гзовский, Никонов, 1968, 1969). Наконец, важным представляется заключение о возможности проявления движений со скоростью порядка 1 см/год и возникновения землетрясений (с максимальной магнитудой 5–6) на платформах при изменении приложенного на поверхности давления порядка первых кг/см². Это положение справедливо, по-видимому, только применительно к областям с повышенным фоном напряжений (предварительно напряжен-



Рис. 67. Зависимость максимальных величин прогибания (а) и скорости прогибания (б) земной коры от среднекрасчетной нагрузки водохранилищ

Водохранилища: 1 — Мид; 2 — Кариба; 3 — Койна; 4 — Гордон; Австралия (проект); 5 — Братское; 6 — Красноярское; 7 — Плявинское; 8 — Нурукское; 9 — Токтогульское; 10 — Рагунское (проект). Ромбиками — случаи возникновения землетрясений с $M = 5 \div 6$, вызванных заполнением водохранилищ

ным)¹. Подтверждение этого можно видеть в отсутствии вызванных землетрясений в районе Красноярского и Братского гидроузлов, где по геологическим условиям и историческим данным нельзя предполагать значительных напряжений и землетрясений.

Поскольку полное максимальное прогибание под нагрузкой водохранилищ известно не во всех случаях, то трудно вывести точную зависимость величины прогибания от приложенной нагрузки, тем более при различиях геологического строения ложа водохранилищ. Данные о такого рода зависимости приведены на рис. 67.

Показательной представляется связь скорости прогибания с величиной нагрузки. Этому соответствует факт согласования сейсмической активности (вызванных землетрясений) не столько с объемом накопленной воды, сколько со скоростью изменения уровня водохранилища (Gupta et al., 1972; Киссин, 1972). Во всех рассмотренных выше случаях, помимо данных об общем прогибании, имеются признаки оживления существующих разломов в связи с нагрузкой водохранилищ и вызванными землетрясениями. Теоретические расчеты и данные о глубине очагов вызванных землетрясений согласно свидетельствуют о вовлечении в движения не только приповерхностных слоев, но и (в случаях крупных водохранилищ) всей толщи земной коры.

В пределах подвижного пояса в Средней Азии на участках Нурукского, Токтогульского и Рагунского гидроузлов рассчитанные дополнительные давления ($5 \div 10 \text{ кг}/\text{cm}^2$) равны и превышают таковые для водохранилищ, рассмотренных выше. Вызванные движения в этих сильно раздробленных и тектонически активных участках коры могут составить десятки сантиметров — не менее 20 см (см. рис. 67) и сопровождаются землетрясениями максимально известной для них в прошлом интенсивности. Особенно опасным представляется район проектируемого Рагунского водохранилища, где в последние примерно 100 лет разрушительных землетрясений не было, но в последние тысячелетия, судя по сейсмодислокациям (Никонов, 1974б), они происходили. По ориентировочным расчетам, при естественном ходе накопления упругих деформаций для IX-балльного землетрясения в Гиссаро-Кокшаальской зоне требуется 100–1000 лет. Если при возникновении водохранилищ процесс имеет скорость в 2–10 раз большую, как показывают приведенные выше данные, то возникновение разрушительного землетрясения при создании Рагунского водохранилища становится весьма вероятным, тем более что оно будет находиться на всем протяжении над зоной крупных и активных разрывов.

Движения под влиянием динамических нагрузок известны пока недостаточно. С точки зрения характера и размеров техногенного воздействия особого внимания заслуживают факты оживления движений в связи с подземными ядерными взрывами, лучше всего известные для территории испытательного полигона в Неваде (США). Каждый из восьми взрывов мощностью от 0,1 до 1,2 Мт, магниту-

¹ Вопрос о влиянии водохранилищ на сейсмический режим следует считать дискуссионным. Во многих случаях выводы, касающиеся связи местных землетрясений с заполнением водохранилищ, никак не могут считаться доказанными. — Прим. ред.

дой от 5 до 6, сопровождался оживлением существовавших вблизи места взрыва разрывов (Hoyle, 1963; Bucknam, 1969; McKeown, Dickey, 1969; Dickey, 1971). Возбужденные смещения по разломам составляли десятки сантиметров (до 1–1,2 м) в вертикальной плоскости и сантиметры (до 15 см) вдоль разломов, причем смещения крыльев имели ту же направленность, что и последние из установленных геологическими методами естественных смещений по этим разломам. Максимальная длина обновившихся разрывов (0,3–8 км) находится в линейной зависимости от магнитуды взрыва; эта зависимость очень близка к таковой для естественных землетрясений (McKeown, Dickey, 1969).

Наиболее подробные сведения о тектонических проявлениях из всех опубликованных получены от взрыва 1,1 Мт в конце 1968 г. (Bucknam, 1969). Взрыв, произведенный на глубине 1,4 км в туфах плиоценового возраста, помимо создания множества мелких разрывов в радиусе 450 м от поверхности проекции точки взрыва, индуцировал разрывы вдоль известных вертикальных разломов на расстоянии до 5,6 км от места взрыва (рис. 68). Некоторые из оживленных разрывов, как полагают, не обнаруживали смещений в течение последних 7 млн. лет, хотя вообще на территории полигона известны разломы, смещающие аллювий четвертичного возраста (Hoyle, 1963). Возбужденные взрывом в конце 1968 г. землетрясения (десятки тысяч толчков $M = 1,3 \div 4,2$) продолжались несколько месяцев. Они локализовались в нескольких параллельных известных разломных зонах на глубине до 6 км и на расстоянии от пункта взрыва до 13 км. Определения смещений в очагах показали, в согласии с наблюдениями за смещениями по разрывам на поверхности, правосторонние сдвигания по меридиональным зонам и вертикальные по северо-восточным (Hamilton, Healy, 1969; Healy et al., 1970; Stauder, 1971). Существует предположение о связи возбужденных взрывами землетрясений на глубине 1–5 км с разломами фундамента меридионального и северо-восточного направления в отличие от асейсмических смещений по поверхностным разломам, проникающим на глубину до 1,5 км и простирающимся меридионально (Bucknam, 1972). Такая дифференциация движений подтверждается в значительной мере смещением пространственного положения полос эпицентров возбужденных толчков относительно закартированных на поверхности крутых разломов, а также фактом возникновения землетрясений в течение дней, недель, до 1,5 месяцев после каждого взрыва, между тем как оживление поверхностных разрывов происходит практически одновременно с самими взрывами. Иными словами, можно допустить некоторое различие в поле напряжений у поверхности и в более глубоких частях земной коры; нарушение поля напряжений (перераспределение напряжений) в результате взрывов происходит неодинаково во времени и по глубине.

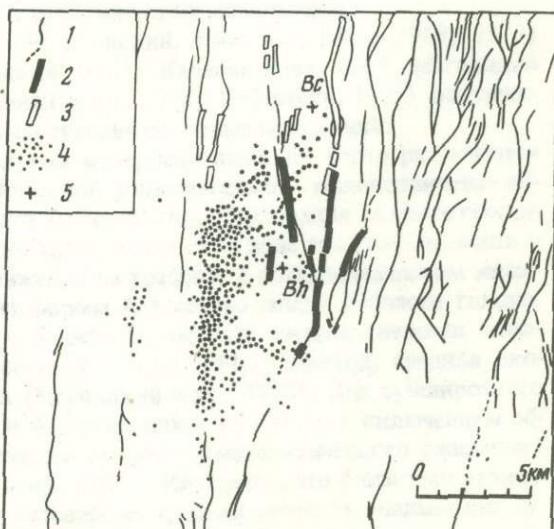


Рис. 68. Землетрясения и разрывы, возбужденные подземными ядерными взрывами на испытательном полигоне в Неваде (Bucknam, 1969; Dickey, 1971)

1 – разрывы, существовавшие до начала испытаний; 2 – разрывы, обновившиеся во время взрыва Бенэм (Bh); 3 – то же, во время взрыва Бокскар (Bc); 4 – эпицентры землетрясений, возбужденных взрывом Bh; 5 – точки взрывов (проекций на поверхность) Bh и Bc

Отмеченные выше смещения по разрывам развивались, судя по инструментальным данным, в считанные секунды или минуты непосредственно после взрывов, а также спустя несколько часов как результат высвобождения накопленных к моменту взрыва природных тектонических напряжений, т.е. взрывы послужили для них как бы спусковым механизмом (Bucknam, 1969, 1972; McKeown, Dickey, 1969).

На основании изложенного выше можно заключить следующее. Техногенные (возбужденные) движения проявляются большей частью как пликативные с преобладанием вертикальной (отрицательной) компоненты. В ряде случаев современные возбужденные движения проявляются в виде возбужденных землетрясений, внезапных сейсмических подвижек по разломам (с образованием разрывных сейсмотектонических дислокаций), причем для участков преобладающих горизонтальных сжимающих усилий отмечаются возбужденные движения и дислокации со сдвиговой компонентой.

Горизонтальные размеры участков изменения величин и даже знака современных движений под влиянием человеческой деятельности измеряются километрами и десятками километров, достигая в некоторых случаях 100 км и более, т.е. вполне соизмеримы с размерами локальных тектонических структур. Величины амплитуд, скорости и градиента скорости возбужденных движений не только не уступают, но большей частью превосходят на несколько порядков таковые современных движений природного характера в соответствующих тектонических областях и за соответствующие промежутки времени. Глубина распространения возбужденных движений и напряжений должна быть соизмерима с поперечником участков и, по-видимому, достигает многих километров – десятков километров, как и глубина очагов возбужденных землетрясений. Иными словами, эти движения охватывают по крайней мере верхние части земной коры, и возможно в отдельных случаях проникают в нижние ее части и даже в верхнююmantию.

Таким образом, *по характеру проявления и количественным параметрам возбужденные (техногенные) движения, как медленные, так и быстрые, могут не отличаться от современных локальных движений внутриземной (тектонической) природы*. Техногенные движения могут быть как приповерхностными, захватывающими только верхние части осадочной оболочки, так и собственно движениями земной коры.

РАЗДЕЛ III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ

Глава 1

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ РАЗЛИЧИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В РАЗНЫХ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ОБЛАСТЯХ

Накопленный в последние годы фактический материал по новейшим, голоценовым и современным движениям как платформ, так и подвижных областей земной коры (Живая тектоника, 1957; Николаев, 1962; Современные движения..., 1963, 1968, 1973; Соколовский, Волков, 1965; Современные и новейшие движения..., 1964; Рихтер, 1965; Annales Acad. Sci. Fennicae, 1966; Милановский, 1968; Карта современных вертикальных движений..., 1973, и др.) позволил предпринять количественное сопоставление вертикальных движений в областях с разным тектоническим режимом и разной сейсмичностью.

Нами проанализированы лишь движения материковых частей Земли, главным образом Евразии (Гзовский, Никонов, 1968, 1969). Раздельно оценивались движения крупных структурных элементов коры — *региональные* и движения более мелких — *локальные*. Региональные охватывают щиты и плиты, синеклизы и антеклизы на платформах, мегантиклинории и мегасинклины, антиклины и синклины в областях горообразования; локальные отражают глубинные и внутрикоровые складки и зоны разломов. Такое подразделение особенно важно при сопоставлении с сейсмичностью, которая применительно к земной коре определяется в первую очередь напряжениями, связанными с ростом отдельных структурных элементов и разрывов.

Для количественной характеристики движений земной коры использовались величины смещения (амплитуды), скорость и горизонтальный градиент скорости. Использовались максимальные из известных значений, из рассмотрения исключались участки, где заведомо установлено влияние нетектонических факторов, участки и периоды сильных землетрясений и вулканических извержений.

Обобщенный нами (табл. 19, рис. 69; Гзовский, Никонов, 1968, 1969, 1973) и другими исследователями (Магницкий, 1965; Калашникова, 1968; Магницкий и др., 1973; Никифоров, 1975; Калинин и др., 1975; Гофштейн, 1975) фактический материал позволяет фиксировать следующие основные положения.

1. По имеющемуся в настоящее время материалу наиболее четко различаются два типа областей с различной тектонической подвижностью — малоподвижные области (платформы) и подвижные пояса (области горообразования на месте геосинклиналей и платформ), каждый из которых имеет свое поле значений скорости и градиента скорости современных движений на графике в логарифмическом масштабе. Для Восточно-Европейской платформы без северо-запада (области гляциоизостатического воздымания) и северо-востока (области низкой точности значений) средняя скорость поднятия составляет +1,5 (+1,2) мм/год, средняя скорость опускания —1,6 (−1,2) мм/год (Магницкий и др., 1973). Для субширотного профиля через континенты Европы и Америки длиной 8700 км с включением областей горообразования величина средней скорости (математического ожидания) составляет +1,22 мм/год (Калинин и др., 1975). Интересно, что близкими величинами (0,3–1,0 мм/год) оценивается независимо средняя скорость воздымания суши в течение плейстоцена (Бондарев, 1974).

Таблица 19

Характеристика новейших, голоценовых и современных вертикальных региональных движений в платформенных областях и подвижных поясах
Максимальный размах движений — Р, км; максимальное поднятие — П, км; максимальная

Разные геоструктурные области	Неотектонический этап, 10–30 млн. лет			
	Р	П	С	
Платформенные области	Восточно-Европейская платформа (за пределами последнего оледенения) (Мещеряков, 1965; Соколовский, Волков, 1965; Карта..., 1973).	0,5–1	0,2–0,4	0,006–0,04
	Украинский щит (Соколовский, Волков, 1965; Бондарук и др., 1973; Карта..., 1973).	0,2–0,25	0,25	0,01–0,025
	Балтийский щит (область гляциоизостатического воздымания) (Никонов, 1973 и др.).	1 (?)	0,4–0,6	0,01–0,06
Подвижные пояса	Большой Кавказ (Милановский, 1968; Карта..., 1973).	7–12	4–5	0,1–0,5
	Тянь-Шань (Гзовский, 1961; Несмеянов, 1971; Финько, 1973; Сигалов, 1974).	9–14	6–7	0,15–0,25
	Курило-Камчатский регион (вне связи с извержениями и сильными землетрясениями) (Кропоткин, 1961; Чемеков, 1961 и др.).	4–10	1–1,5	0,03–0,15

Кроме того, для современных движений платформ характерны более сложенные спектры волн с большей длиной, чем для орогенных областей, например Кордильер, Японских островов (Калашникова, 1968).

2. На платформах средние скорости современных региональных и локальных движений имеют одинаковый порядок величин (первые миллиметры в год), тогда как в орогенных областях скорости локальных движений выше региональных на порядок и более. При сравнении малоподвижных и подвижных областей оказывается, что скорости региональных движений в них нередко соизмеримы. Наиболее подвижными среди платформенных являются области недавнего и современного покровного оледенения, где скорость (но не градиент!) соизмерима с таковой высокоподвижных областей (мм/год — см/год для региональных движений). Скорости современных локальных движений в подвижных областях (десятка — сотни миллиметров в год) обычно на 0,5–2 порядка выше соответствующих скоростей на платформах. Особо подвижными оказываются районы вулканической деятельности, где скорость, во всяком случае локальных движений, на порядок превышает скорость аналогичных движений во вневулканических районах геосинклинальных и активизированных областей (Никонов, 1974а).

3. Распределение величин скорости голоценовых движений показывает те же закономерности. Однако их значения обычно на 0,5–1 порядок меньше — доли миллиметров в год. Исключение составляют области недавнего покровного оледенения на платформах, где скорости региональных голоценовых движений достигают 10–30 мм/год (см. табл. 19). Л.Г. Никифоров (1975) на основе обширного материала по датированным морским террасам на различных побережьях земного шара указывает следующую среднюю высоту террас: в областях каледонской, герцинской складчатости и на платформах — 2,5–3 м, в областях альпийской складчатости — 4 м, в областях оледенения — 12 м (рис. 70). Последние, таким образом, следует рассматривать отдельно, связывая их повышенную подвижность с послепелниковыми гляциоизостатическими процессами.

4. Градиент скорости и современных и голоценовых локальных движений как в малоподвижных, так и в подвижных областях ($1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-5}$ год $^{-1}$) на 1–2 порядка выше градиента скорости региональных движений ($1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}$ год $^{-1}$). По градиенту скорости региональных движений малоподвижные и подвижные

движений в платформенных областях и подвижных поясах
среднерасчетная скорость поднятия — С, мм/год

	Поздний плиоцен и четвертичный период, 1 – 3 млн. лет			Голоцен, 10 тыс. лет			Настоящее время, десятки лет
	Р	П	С	П	С	С	
	0,15–0,2	0,1–0,12	0,03–0,1	0,002–0,01	0,2–1,0	5–8	
	0,1	0,1	0,03–0,1	0,025–0,03	2–3	5	
			0,30	30	9,5		
	2–3	1,5	0,5–1,5	(0,01–0,02)	>(1–2)	8–13	
	4–5	1,5–2,5	0,5–2,5	0,02–0,05 (01?)	2–5 (10?)	2–10	
	1	0,5	0,15–0,5	0,010–0,03	1–3	4–8 (?)	

области различаются между собой значительно меньше, чем по градиенту скорости локальных движений. Максимальным градиентом ($1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-4}$ год $^{-1}$) отличаются вулканически активные районы. Применительно к современным движениям те же закономерности получены при площадной характеристике градиента скорости на территории Европейской части СССР (Гофштейн, 1975) и по спектрам волн движений на длинных профилях территории Европы, Северной Америки и Японии (Магницкий, 1965; Калашникова, 1968; Калашникова и др., 1972).

5. В целом, таким образом, оказывается, что в высокоподвижных областях движения осуществляются не только за счет общих региональных воздыманий и погружений, сколько за счет дифференцированных локальных движений. Вероятно, что по мере расширения наблюдений во внутренних частях активизированных горных стран будут более отчетливо проявляться различия в скорости современных региональных движений платформенных и орогенных областей. Имеющиеся данные по голоценовым движениям, которые по сравнению с современными могут считаться освобожденными от короткопериодических колебаний скорости и знака (очевидно, нетектонического характера), по-видимому, точнее, чем данные по современным движениям, определяют скорости медленных тектонических движений земной коры. Использование значений скорости современных и голоценовых движений для палеотектонических расчетов должно быть обязательно дифференцированным во времени, особенно в областях с явно направленным изменением скорости в течение последних тысячелетий. Однако мы не можем пока сказать, насколько данный вывод может быть распространен в глубь геологического времени.

Сравнивая в целом подвижные области с малоподвижными (исключая подвергшиеся покровному оледенению), можно сказать, что интенсивность голоценовых и современных движений в подвижных областях значительно выше за счет повышенного значения скорости (миллиметры в год) и градиента скорости ($3 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}$ год $^{-1}$) региональных движений, высоких скоростей вертикальных движений локальных структурных элементов (нередко десятки — сотни миллиметров в год) и высоких градиентов скорости локальных движений ($1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-5}$ год $^{-1}$).

Внутри названных геотектонических областей имеются активные локальные структуры и зоны разломов, где величины скорости соответственно возрастают в

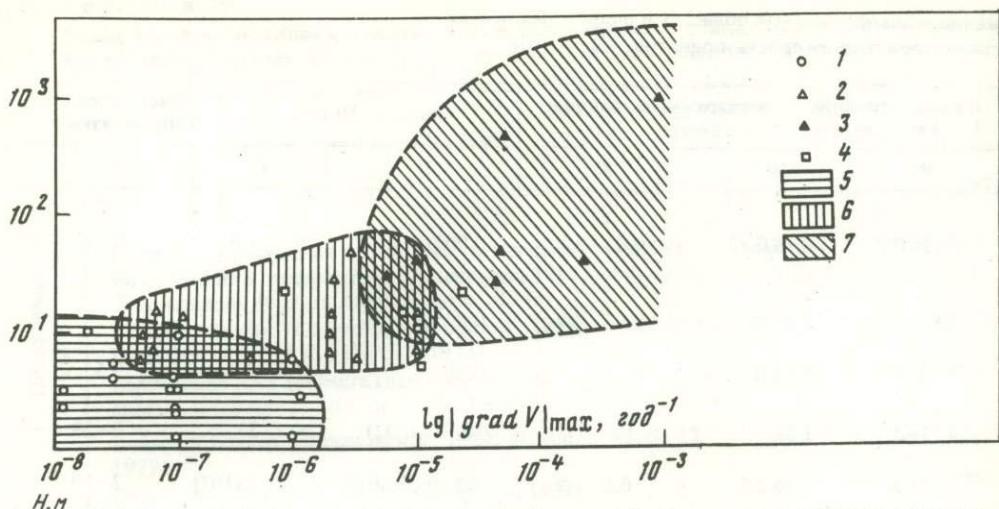


Рис. 69. Сочетания наибольших величин скорости V_{max} и ее градиента $|\text{grad } V|_{\text{max}}$ современных региональных вертикальных движений в тектонически различных областях. Составлено по данным повторного нивелирования

1–4 – области измерений: 1 – малоподвижные, платформенные, 2 – высокоподвижные, горообразования на месте платформ и геосинклиналей (без вулканически активных), 3 – вулканически активные (значения соответствуют периодам между крупными извержениями), 4 – участки крупных водохранилищ в различных тектонических областях; 5–7 – обобщенные поля значений: 5 – платформенных, 6 – областей горообразования, 7 – вулканически активных

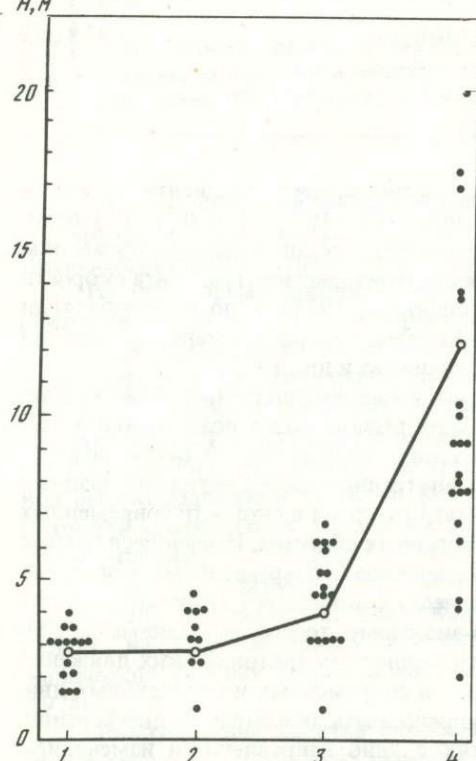


Рис. 70. Зависимость высоты береговой линии среднеголоценовой фландрской трансгрессии (2–7,5 тыс. лет назад) от интенсивности вертикальных тектонических движений в разных геоструктурных областях (Никифоров, 1975)

1 – платформы; 2 – области каледонской и герцинской складчатости; 3 – области альпийской складчатости; 4 – области гляциоизостатического поднятия

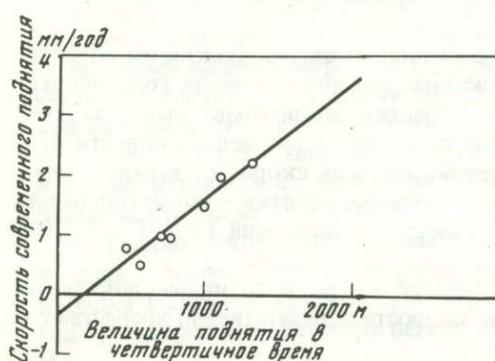


Рис. 71. Связь интенсивности вертикальных движений четвертичного и настоящего времени в Японии (Yoshikawa, 1974)

несколько раз, а градиент скорости на порядок или более. Сопоставление голоценовых и современных локальных движений в малоподвижных и подвижных областях показывает не только большую распространенность (частоту) и протяженность, но и значительно большую интенсивность движений (нарушений) локального типа в подвижных областях. Так, если на Балтийском щите (максимально подвижной области среди материковых платформ Евразии) локальные движения на порядок меньше региональных по амплитуде и среднерасчетной скорости, то в высокоподвижной области горообразования (Средняя Азия) локальные движения во тем же показателям на порядок больше.

Важный вывод состоит в том, что области повышенной подвижности платформ связаны с внешними по отношению к литосфере причинами (ледниковые нагрузки), между тем как подвижность областей горообразования, несомненно, является в основном тектонической, вызванной внутриземными процессами.

Приведенное в разделе II рассмотрение отдельных типов движений по их приуроченности, характеру проявления, величинам скорости и градиента и их изменениям во времени, в том числе в связи с другими природными явлениями или искусственными воздействиями, позволяет, с точки зрения автора, придавать некоторым предварительно выделенным видам современных движений не только феноменологическое, но и генетическое значение. Более обоснованно выделяются гляциогенетические, вулканические, сейсмотектонические, а также техногенные, менее обоснованно – флюидодинамические современные движения.

Получаемые на поверхности данные о современных движениях земной коры, даже если речь идет заведомо о движениях тектонической природы, строго говоря, отражают лишь современную подвижность. Для того, чтобы более определенно судить и объективно характеризовать тектоническую мобильность и напряженное состояние земной коры, предложено ввести понятие современной тектонической активности (Гзовский, Никонов, 1973; Gzovsky, Nikonov, 1973, 1975; Гзовский и др., 1973; Gzovsky et al., 1974). Современная тектоническая активность крупных геоструктурных областей, таких как платформы и орогенные области, а также отдельных регионов в настоящее время может оцениваться по трем независимым группам данных. Они могут быть получены следующими способами: 1) измерением перемещений поверхности, т.е. изучением современных движений на поверхности; 2) измерением напряженного состояния горных пород на глубинах в сотни метров и километры путем измерения напряженности пород в горных выработках, изучения горных ударов и внезапных выбросов газа; 3) определением напряженного состояния пород в земной коре на глубинах в десятки километров посредством оценки энергии и повторяемости землетрясений в коре.

М.В. Гзовский (Gzovsky, 1966; Гзовский, 1975, рис. 129; Gzovsky, Nikonov, 1975, fig.2) подразделил территорию СССР на области четырех типов в зависимости от максимальной величины градиента скорости вертикальных движений за время новейшей активизации (последние 30 млн. лет), отражающей величины максимальных касательных напряжений в земной коре. Аналогичное подразделение выдерживается при рассмотрении данных о современной тектонической активности. Все рассмотренные количественные показатели (табл. 20) свидетельствуют о резких различиях современной активности малоподвижных платформенных областей, в одной стороны, и орогенных областей на месте геосинклиналей и платформ, с другой. Надежная количественная характеристика современной тектонической активности областей слабого и среднего по интенсивности горообразования и областей рифтогенеза пока что затруднительна. Таким образом, при использовании значений градиента и показателей современной тектонической активности различия между платформами (без областей последнего покровного оледенения) и подвижными поясами выявляются гораздо более отчетливо (табл. 20), чем по величинам поднятия и скорости голоценовых и современных движений (см. табл. 19).

Что касается новейших движений и движений позднеплиоцен-четвертичного времени, то они на платформах и в подвижных поясах различаются на порядок и

Таблица 20

Характеристика современной тектонической активности различных геоструктур на территории СССР (Гзовский, 1971; Батугин, 1972; Гзовский, Никонов, 1973; Любимова и др., 1973; Gzovsky, Nikonov, 1973, 1975)

Номер п/п	Геоструктуры	Современные верти- кальные движения, характерные регио- нальные значения		Показатели напряженного состояния земной коры		Сейсмические характеристики		Тепловой поток, $\text{J}^2 \cdot \text{кал}/\text{см}^2$	Максимальные касательные напряжения в земной коре по комплексу данных $\text{kг}/\text{см}^2$ ($\pm 50\%$)
		скорость мм/год	градиент скорости, год^{-1}	распределение числа шахт и пластов с гор- ными уда- рами, %	глубина появ- ления горных ударов, м	энергия зем- летрясений, дж	повторяе- мость зем- летрясений на 1000км^2 , однажды в период, лет		
I	Малоактивные, плат- форменные	0,5–2,0	$10^{-9} - 10^{-7}$	5	600–1000	$10^{12} - 10^{13}$		<0,8–1,6	100
II	Умеренно-активные, платформенные и слабого горообразования	1–5	$10^{-8} - 10^{-6}$		250–900	10^{14}	1000	1,2–2,0	400
III	Активные, эпиплатфор- менного горообразования в подвижных поясах	1–5	$10^{-8} - 10^{-6}$	55	200–300	$10^{15} - 10^{18}$	300 (10^{14})	1,2–2,5	700
IV	Весьма активные, эпигеосинклинального и эпиплатформенного горо- образования в подвижных поясах	3–10	$10^{-7} - 10^{-5}$	98	200–300	10^{18}	10–100 (10^{14}) 300–1000 (10^{18})	1,2–> 2,5	1000

более и по размаху, и по величинам поднятия, и по среднерасчетной скорости (см. табл. 19), как и по среднерасчетному градиенту скорости (Карта новейшей..., 1965; Николаев и др., 1968). Наибольшие значения градиента скорости новейших движений (средней для 30 млн. лет) констатируются в областях горообразования, где достигают 10^{-7} год $^{-1}$. В наименее деформируемых, тектонически спокойных платформенных областях градиент скорости поднимается лишь до $3 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$ (Гзовский, 1963, 1975; Гзовский, Никонов, 1973).

Сравнение областей различной современной тектонической активности с областями различной неотектонической активности (за последние 30 млн. лет, т.е. последний этап активного развития Земли), охарактеризованными величинами градиента средней скорости движений за это время, показывает их общее совпадение в генерализованных границах главных структурных зон (Гзовский, Никонов, 1973, рис. 1, 2). Хорошее общее согласование в распределении современных медленных региональных движений с движениями четвертичного и позднечетвертичного времени отмечается на Японских островах (рис. 71, см. Kaizuka et al., 1966; Hayashi, 1969; Dambara, 1971; Yoshikawa, 1974).

Все это свидетельствует о том, что фиксируемые инструментально современные движения земной коры (хотя и осложненные нетектоническими факторами) могут рассматриваться в качестве составной части и непосредственного продолжения движений новейшего этапа тектонической активности, выделенного по геоморфологическим и геологическим данным (Шульц, 1948; Николаев, 1962).

Вместе с тем связь современных тектонических процессов с развитием земной коры в течение новейшего тектонического этапа и их унаследованный характер не являются абсолютными и полными. Например, движения областей четвертичного покровного оледенения в течение последних миллионов лет определялись, и в гораздо меньшей степени до настоящего времени определяются, характером ледниковой нагрузки и разгрузки (гляциоизостатические движения), а не тенденциями долговременного собственно тектонического развития крупных геоструктур. Но и в областях, не испытавших ледниковой нагрузки, распределение современных движений не везде наследует распределение новейших движений. По данным Ю.А. Мещерякова (1963, 1965), подтвержденным позднее (Лилиенберг и др., 1972; Былинская, 1974), в западной части Восточно-Европейской платформы прямое соответствие между геоструктурными элементами (преимущественно новейшего времени) и направленностью современных движений отмечено примерно на 70% площади. В Азиатской части СССР южная и юго-восточная части Туранской плиты являются характерным примером инверсии и перестройки движений. В новейший этап территории характеризовалась стабильностью или слабым погружением, между тем как в позднечетвертичное и настоящее время вовлекается в активные положительные движения. Это проявляется в повышенных значениях скорости (до 10–15 мм/год) и градиента скорости (до $10^{-7} - 10^{-6}$ год $^{-1}$) современных движений и в повышенной сейсмичности. За последние 30 лет здесь зафиксировано свыше 10 землетрясений от V до VIII баллов¹ (Мещерский, 1968; Никонов, 1971; Арсланбеков, 1972). В областях современного горообразования (например, Северный Тян-Шань) также известны отдельные участки с обратным соотношением новейших и современных движений земной коры (Финко, 1973; Сигалов, 1974). Все эти примеры, как и известные геологические данные (Николаев, 1962), с несомненностью свидетельствуют о явлениях непостоянства и неравномерности во времени рассматриваемых тектонических движений (подробнее см. гл. 4 настоящего раздела).

¹Землетрясения в Газли в апреле и мае 1976 г. с магнитудами соответственно 6,9 и 7,2 лишний раз подтверждают это положение.

Глава 2

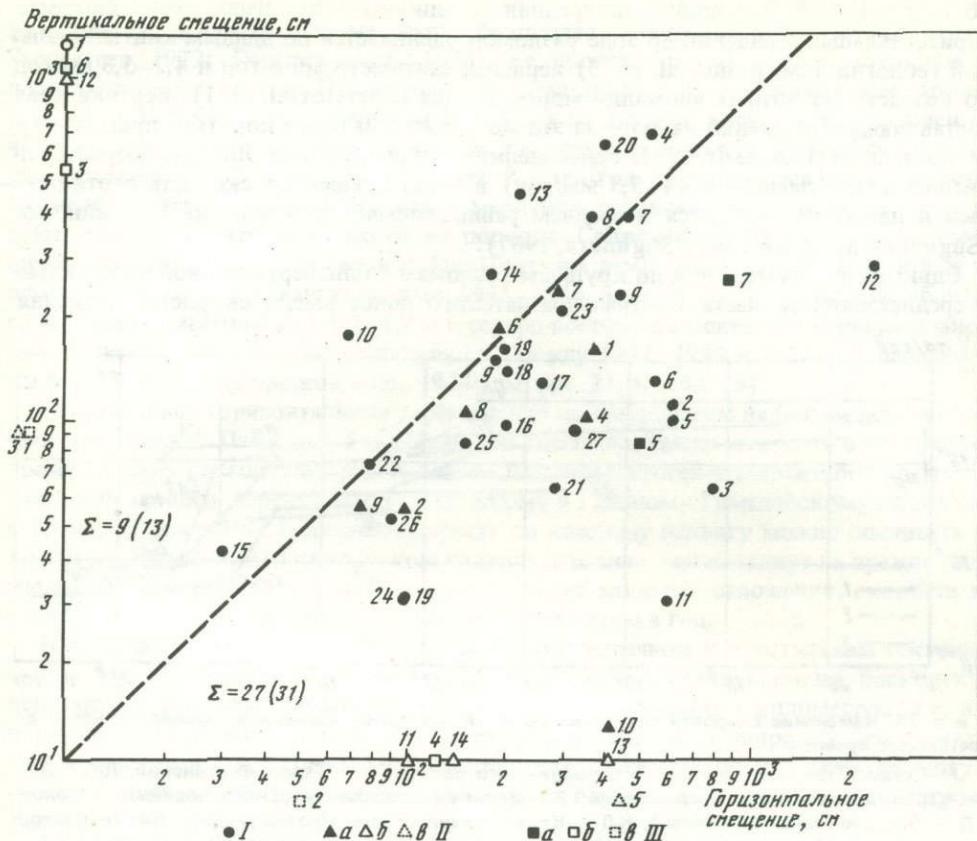
ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В СОПОСТАВЛЕНИИ С ВЕРТИКАЛЬНЫМИ

Количественная оценка горизонтальных движений сопряжена с большими трудностями, возникающими из-за разрозненности и ограниченности фактических данных, отсутствия единой системы отсчета, а их сопоставление с вертикальными затруднено также незнанием полного вектора смещений и механизма деформирования коры. Отсутствуют надежные геологические данные о плейстоценовых, голоценовых и современных горизонтальных движениях глобального и регионального масштаба. Обобщение и сопоставление можно попытаться осуществить лишь в некоторых регионах и преимущественно для отдельных фрагментов зон разломов в пределах подвижных поясов. Поэтому, в отличие от раздела о вертикальных движениях, здесь приходится, не рассчитывая на широкие обобщения, ограничиться кратким изложением и сравнением имеющихся данных о современных сейсмотектонических подвижках, о длительных движениях по крупным зонам разломов и о региональных движениях.

Для сопоставления величин смещений по разломам во время сильных коровых землетрясений мы воспользовались каталогом из работы Павони (Pavoni, 1971), дополненным сведениями по Средней Азии (см. табл. 9), Ирану (см. табл. 15) и некоторыми другими. Все имеющиеся данные по трем основным подвижным поясам Земли (Тихоокеанскому, Средиземноморскому и Центральноазиатскому) приведены на рис. 72. Смещения по разломам при сильных землетрясениях составляют десятки сантиметров—метры. Большинство точек, характеризующих и вертикальные и горизонтальные смещения, лежит ниже медианной линии, откуда следует, что во время сильных землетрясений последнего столетия в пределах подвижных поясов, т.е. среди современных сейсмотектонических движений, преобладают смещения по горизонтали (особенно сдвиговые). Весьма показательно, что зоны горизонтальных деформаций и подвижек в связи с сильными землетрясениями занимают полосы шириной 30–200 км вдоль крупных зон разломов (Burford, 1966; Whitten, 1970; Sato, 1973; см. рис. 49).

Расчеты скорости относительных сдвиговых смещений по разломам за десятки лет по геодезическим измерениям и сейсмологическим определениям дают сравнимые результаты. Так, в зоне разломов Сан-Андреас скорость сдвигания составляет по геодезическим измерениям 5–8 см/год, по расчету сейсмического момента (Brune, 1968) – 6,6 см/год; севернее, в пределах поднятия Горда – 4 см/год (Northrop, Morrison, 1970); по Альпийскому разлому в Новой Зеландии – соответственно 1,5–2,5 и 7,2 (за 1914–1948 гг.) см/год; по Северо-Анатолийскому сдвигу в Турции – соответственно 2 и 1–2 (11 за 1939–1967 гг.) см/год (Canitez, 1975). В первом случае имеются наиболее полные и надежные данные, в последних скорость по сейсмическому моменту завышена из-за краткости учтенного времени и при включении в него серии сильных землетрясений 1939–1956 гг. в Турции. С учетом этого можно считать, что средняя скорость современных сдвиговых перемещений по названным крупнейшим разломам составляет сантиметры (1,5–7) в год. Между тем скорости вертикальных движений по ним определяются величинами от долей до нескольких миллиметров в год (по Северо-Анатолийскому не измерены, но, судя по геоморфологическим признакам, он не является исключением).

Как показано в главе 3 раздела II, скорости горизонтальных движений по известным крупным сдвигам Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов и в течение первых тысячелетий, т.е., по-видимому, суммарно для сейсмических и асейсмических смещений, также составляют первые сантиметры в год (см. рис. 53). В отдельных случаях можно сопоставить скорости современных горизонтальных и вертикальных движений со скоростями за позднеплиоцен-четвертичное время. В пределах Тихоокеанского пояса в Калифорнии примерно за 1–3 млн. лет относительное горизонтальное смещение составило 16–28 км (см. табл. 12), а вертикальные – сотни метров, максимально 1–2 км; среднерасчетные ско-



Р и с. 72. Соотношения вертикальных и горизонтальных подвижек по разломам во время сильных землетрясений (Горшков, 1950; Pavoni, 1971; дополнения автора)

а — измерены горизонтальная и вертикальная составляющие; б — одна из составляющих не измерена или не известна; в — одна из составляющих равна нулю или менее 0,1 м. / — разломы Тихоокеанского подвижного пояса: 1 — Аляска, 1899; 2 — Феруэтэр, Аляска, 1958; 3 — то же, 1964; 4 — Оуэнс Вэлли, Калифорния, 1872; 5 — Сан-Андреас, Калифорния, 1906; 6 — Империал, Калифорния, 1940; 7 — Невада, 1915; 8 — Фэрвью-Пик, Невада, 1954; 9 — Сьерра-Мадре, Сан-Фернандо, 1971 г.; 10 — Хуанхано, Перу, 1969; 11 — Аватор, Новая Зеландия, 1848; 12 — Вайрапара, Новая Зеландия, 1855; 13 — Уайт-крик, Новая Зеландия, 1929; 14 — Новая Зеландия, 1931; 15 — Инангахуа, Новая Зеландия, 1968; 16 — Ротокаху, Новая Зеландия, 1968; 17 — Дабия, о. Тайвань, 1906; 18 — Продольная долина, о. Тайвань, 1951; 19 — долина Нео, Япония, 1891; 20 — долина Нео, Япония, Мидори, Япония, 1891; 21 — Гомура, Япония, 1927; 22 — Ямада, Япония, 1927; 23 — Танна, Япония, 1930; 24 — Гименойю, Япония, 1930; 25 — Сикано, Япония, 1943; 26 — Иосика, Япония, 1943; 27 — Мотагуа, Гватемала, 1976. // — разломы Средиземноморского подвижного пояса. 1—7 — зона Северо-Анатолийского разлома: 1 — Эрсинкан, 1939; 2 — Никса-Эрбаа, 1942; 3 — Ладик, 1943; 4 — Геред-Болу, 1944; 5 — Генен-Иенис, 1953; 6 — Мудурун, 1967; 7 — Гедис, 1970; 8 — Главный Копетдагский разлом, Туркмения, 1948; 9 — Буйин-Зара, Иран, 1962; 10 — Дашиб-Биаз, Иран, 1968; 11 — Чаман, Афганистан, 1892; 12 — Ассам, Индия, 1897; 13 — Улу-Аэр, Суматра, 1892; 14 — Продольный, Суматра, 1892. /// — разломы Центральноазиатского подвижного пояса: 1 — Гиссаро-Кокшаальский, Карагат, Таджикистан, 1907; 2 — Южно-Ферганский, Андижан, Узбекистан, 1902; 3 — Гиссаро-Кокшаальский, Хайт, Таджикистан, 1949; 4 — Таласо-Ферганский, Чаткал, Узбекистан, 1946; 5 — Чиликский, Казахстан, 1889; 9 — Кебинский, Казахстан, 1911; 7 — Богдо, Монголия, 1957

ности — соответственно несколько сантиметров в год и не более первых миллиметров в год. Нельзя не обратить внимание на совпадение величин скорости и направления современных горизонтальных движений в зоне разломов Сан-Андреас с таковыми для последних миллионов лет по данным континентальной геологии и расчетам по магнитным аномалиям прилежащих участков морского дна (Proceed. of the Conference..., 1968, 1973; см. также Никонов, 1975б). Аналогично дело

обстоит в Новой Зеландии, где средняя за плиоцен-четвертичное время скорость горизонтальных смещений по зоне разломов оценивается по данным континентальной геологии (см. раздел II, гл. 3) первыми сантиметрами в год и 4,2–5,8 см/год по возрасту магнитных аномалий морского дна (Christoffel, 1971). Вертикальная составляющая движений на суше за это же время и за более короткие промежутки не превышает 1–4 мм/год. На более мелких взбрососдвигах Японии скорость горизонтальных смещений (4–5,3 мм/год) в 5 раз превышает скорость вертикальных и движения считаются в среднем равномерными за последние 1–2 млн. лет (Sugimura, Matsuda, 1965; Sugimura, 1967).

Сдвиговые перемещения по крупным разломам с близвертикальной плоскостью в среднеазиатской части Центральноазиатского пояса имели скорости смещения

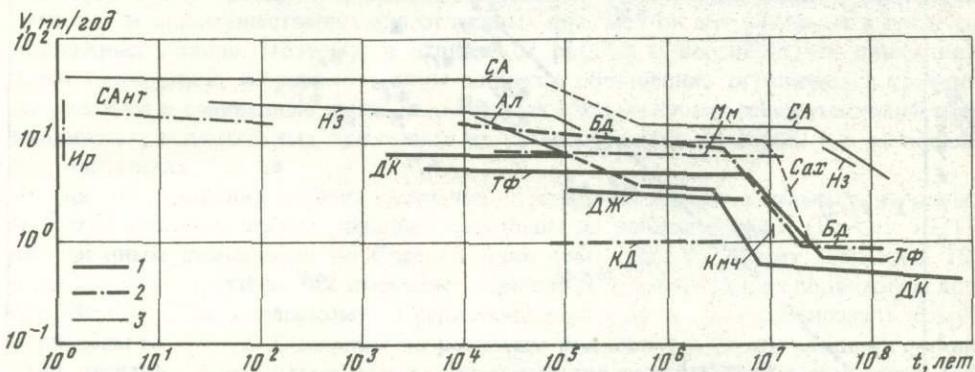


Рис. 73. Изменение скорости сдвигания по крупным зонам сдвигов в течение кайнозоя до настоящего времени

1 — сдвиги Центральноазиатского подвижного пояса: ТФ — Таласо-Ферганский, ДК — Дарваз-Каракульский, Дж — Джунгарский; 2 — сдвиги Средиземноморского подвижного пояса; БД — Белуджистанский (Чаман), КД — Копетдагский, Мм — Мертвого моря, САнт — Северо-Анатолийский, Ир — Северо-Иранский; 3 — сдвиги Тихоокеанского подвижного пояса: СА — Сан-Андреас, Нз — Альпийский, Новая Зеландия, Ал — Аляскинский, Сах — на северо-восточном Сахалине, КМЧ — на юго-востоке Камчатки. Вертикальные линии — пределы величин в случае одиночных данных

в голоцене и позднем плейстоцене 4–10 мм/год (см. табл. 14, рис. 53), т.е. вполне соизмеримые со скоростями вертикальных движений. В течение новейшего и четвертичного периодов отмечаются изменения скорости горизонтальных движений по сдвигам (рис. 73). Поэтому среднерасчетные величины сдвигания со среднего плиоцена (4–7 млн. лет) составляют 0,4–4,0 мм/год (см. табл. 14), т.е. соизмеримы со скоростями вертикальных движений за тот же период.

Таким образом, скорости горизонтального смещения по рассмотренным сдвигам на порядок превышают скорости вертикальных движений и редко соизмеримы с ними, независимо от того, рассматривать ли только современные движения или также голоценовые, четвертичные и конца новейшего врмени (см. раздел II, гл. 3).

Ограниченный материал имеется по надвигам. В Средиземноморском поясе известны надвиги и даже покровы в таких горных странах, как Карпаты, Альпы, горы Анатолии, Гималаи. Наиболее молодые из них имеют послепалеогеновый и даже послеплиоценовый возраст (Тектоника Европы, 1964; Кинг, 1967; Гансер, 1967; Хайн, 1973). Надвигания указанного возраста преимущественно к северу (кроме Гималаев) оцениваются величиной 5–25 км, что позволяет среднерасчетную скорость горизонтальной составляющей за 25 и 5–10 млн. лет оценивать в 0,5–2,5 мм/год (при средней за то же время скорости вертикальных движений в осевых частях хребтов порядка 0,25–0,5 мм/год). В Куринской депрессии Закавказья известен 5-километровый надвиг четвертичного возраста (Агабеков, Мамедов, 1961), средняя скорость горизонтального движения по которому составляла > 5 мм/год, возможно, до 50 мм/год.

В Копетдаге с его менее активной тектоникой новейшее (в том числе и после позднего плиоцена) надвигание к северо-востоку по "главному надвигу" (точнее,

взбрососдвигу) северо-западного простирания оценивается, равно как и воздымание, первыми километрами (Расцветаев, 1966; Трифонов, 1971; Копп, Расцветаев, 1972; Горелов и др., 1973), т.е. происходило со средней скоростью в доли миллиметра в год. Правостороннее сдвигание за послеакчагыльское время составило 3–5 км, а по отдельным разломам за поздний плейстоцен и голоцен – 40–80 м, только за голоцен – около 8 м, т.е. осуществлялось со средней скоростью соответственно 1–2 мм/год и не менее 0,3 мм/год. Современные вертикальные движения в зоне главного надвига измеряются первыми миллиметрами в год и дают изменения скорости такого же порядка. Современные горизонтальные смещения известны только в связи с Ашхабадским землетрясением 1948 г., когда в промежутке между триангуляциями 1944–1946 и 1958–1959 гг. пункты вблизи г. Ашхабада сместились на 1,7–1,9 м к северо-востоку относительно первоначального положения, а вертикальные подвижки (между 1942–1944 и 1952 гг.) не превышали 0,33–0,54 м (Горшков и др., 1974; см. рис. 21, а, табл. 15).

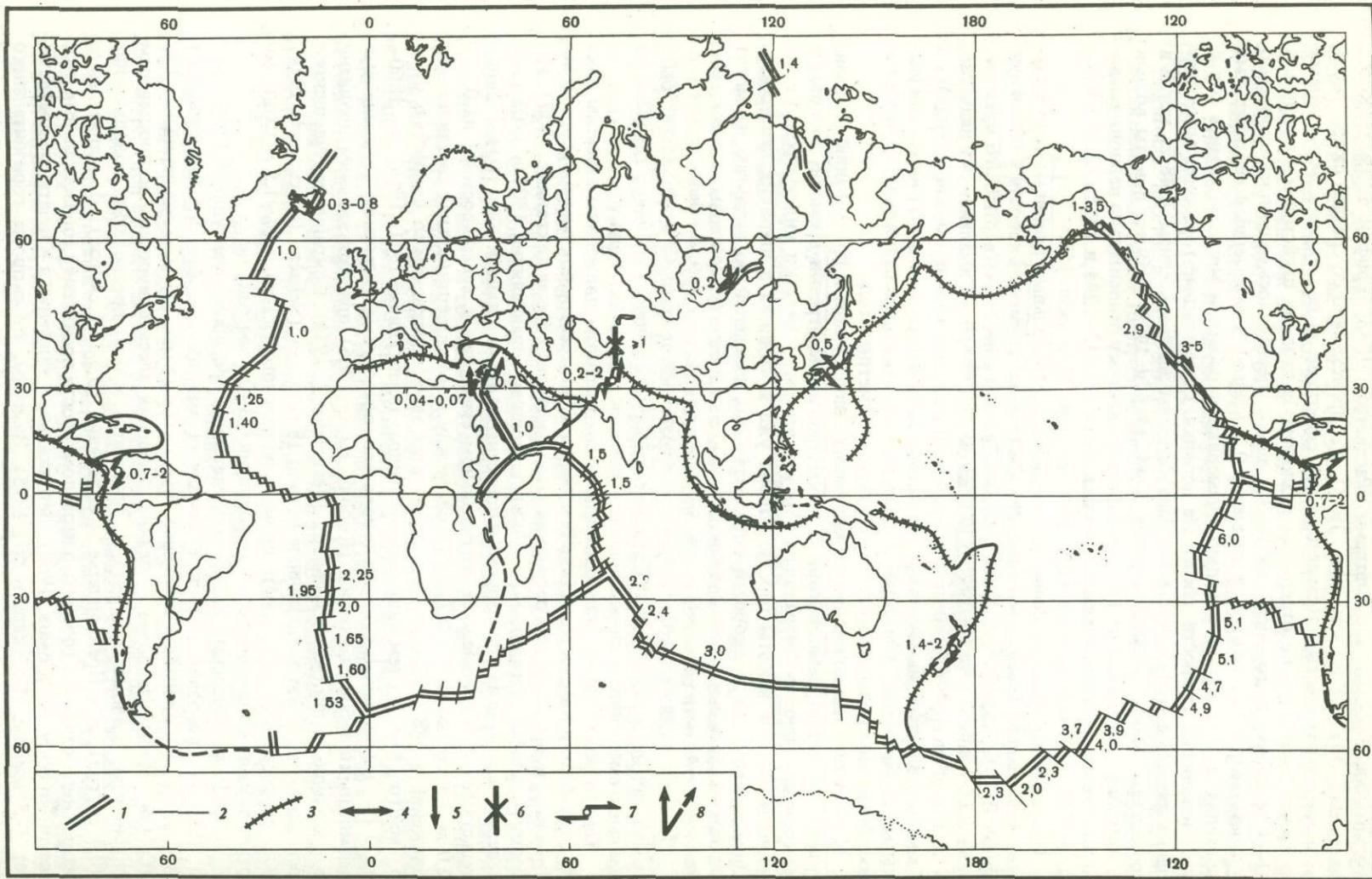
Современные горизонтальные перемещения по продольным надвигам в двух случаях (на границе Памира и Тянь-Шаня и в Гималаях) имеют скорость в настоящее время 0,9–1,5 см/год (см. рис. 52, 53). Для всего неоген-четвертичного времени, даже если принять перекрытия по Вахшскому и Главному Гималайскому надвигам в 25 км (Гансер, 1967), средние скорости по каждому надвигу можно оценивать в 1 мм/год. Впрочем, на Гималайском надвиге, где аллохтон надвинут на прежде размытые сиваликские, а местами и даже на более молодые отложения, скорости в последние миллионы лет могут составлять сантиметры в год.

И в случае с надвигами неизбежен вывод о поперечном к простирианию тектонических зон сжатии земной коры в рассматриваемые отрезки времени, поскольку невозможно принять "разваливание" на километры – десятки километров, т.е. на порядок больше высоты гор, не говоря уже о надвигах в широких депрессиях. Однако величины и скорости горизонтальных движений по надвигам не могут считаться надежными для оценки движений на глубине более первых километров, так как плоскости разломов книзу, вероятно, становятся круче.

Попытка оценить скорости регионального сжатия земной коры может быть осуществлена в тех участках Средиземноморского подвижного пояса, где имеются данные о смещениях в широкой полосе, поперек нескольких структур.

Такого рода данные применительно к современным движениям известны пока что для Альп и Карпат. Движение Восточных Альп к северу документируется геологически, в частности для последних сотен тысяч лет (Живая тектоника, 1957). Известные данные (Николаев, 1948) повторных триангуляций 1801 и 1905 гг. в северных предгорьях Центральных и Восточных Альп на площади 200 и 100 км² свидетельствуют о закономерном региональном смещении к северо-востоку на 0,75–2,0 м, т.е. со скоростью 0,7–2 см/год, между тем как вертикальная составляющая движений в 1887–1906 гг. характеризуется здесь опусканием со скоростью 0,5–3 мм/год. Вместе с тем сопоставление данных триангуляций 1911–1916 и 1860–1879 гг. в Швейцарских Альпах не показало горизонтальных смещений за пределами возможных ошибок измерений (Kobold, Habib, 1966), при вертикальном поднятии в последние 50 лет около 1 мм/год (Jeanrichard, 1975). Сокращение герцинского основания на 27 км за орогенный период 18 млн. лет (Schaer, Jeanrichard, 1974) дает среднерасчетную скорость субмеридионального сжатия коры 1,5 мм/год; соответствующие значения скорости поднятия 0,3–0,8 мм/год.

В пределах Восточных Карпат и прилежащих прогибов триангуляции 1860–1898 и 1960 гг. показали линейные смещения многих пунктов с увеличением от Закарпатского прогиба к гребневым частям гор с максимумом смещений до 1,1 м (Сомов, 1969). Наиболее резкие смещения здесь приурочены к продольным глубинным разломам, так что в Закарпатье можно предполагать пододвигание (0,4 см/год), а в Предкарпатье – сдвигание (0,9–2,3 см/год). Дополнительные измерения позволяют говорить о неравномерности проявления горизонтальных движений во времени (Сомов, 1969). Вертикальные движения в Карпатах не превышают 2–5 мм/год (Собакарь и др., 1975). Заметим, что скорость горизонтального сокращения коры в Альпийско-Малоазиатском секторе, рассчитанная как средняя



за миллионы лет в рамках модели тектоники плит, оценивается первыми сантиметрами в год (McKenzie, 1972).

Попытка оценить субмеридиональное сокращение коры за последние миллионы лет осуществлена нами для Среднеазиатского орогена на основе использования данных о региональных продольных и секущих сдвигах (см. раздел II, гл. 3). При этом необходимо, во-первых, увеличить полученные по каждому сдвигу значения скорости за счет смещений по близким параллельным сдвигам так, чтобы учесть смещение через зону в целом. По опыту исследований в зоне разломов Сан-Андреас, полученные значения возрастают на величину от 40 (Bonilla, 1970) до 200% (см. раздел II, гл. 3). Увеличение только на 40% для Таласо-Ферганского и Джунгарского разломов дают величину скорости 5–6 мм/год. Во-вторых, нужно суммировать горизонтальные движения по односторонним смещениям сдвигам, более крупным в пределах Восточного Тянь-Шаня и Южного Казахстана, меньшего масштаба в Западном Тянь-Шане. Суммарную скорость регионального субмеридионального сжатия в последние миллионы лет можно принимать около 1 см/год, считая ее скорее минимальной.

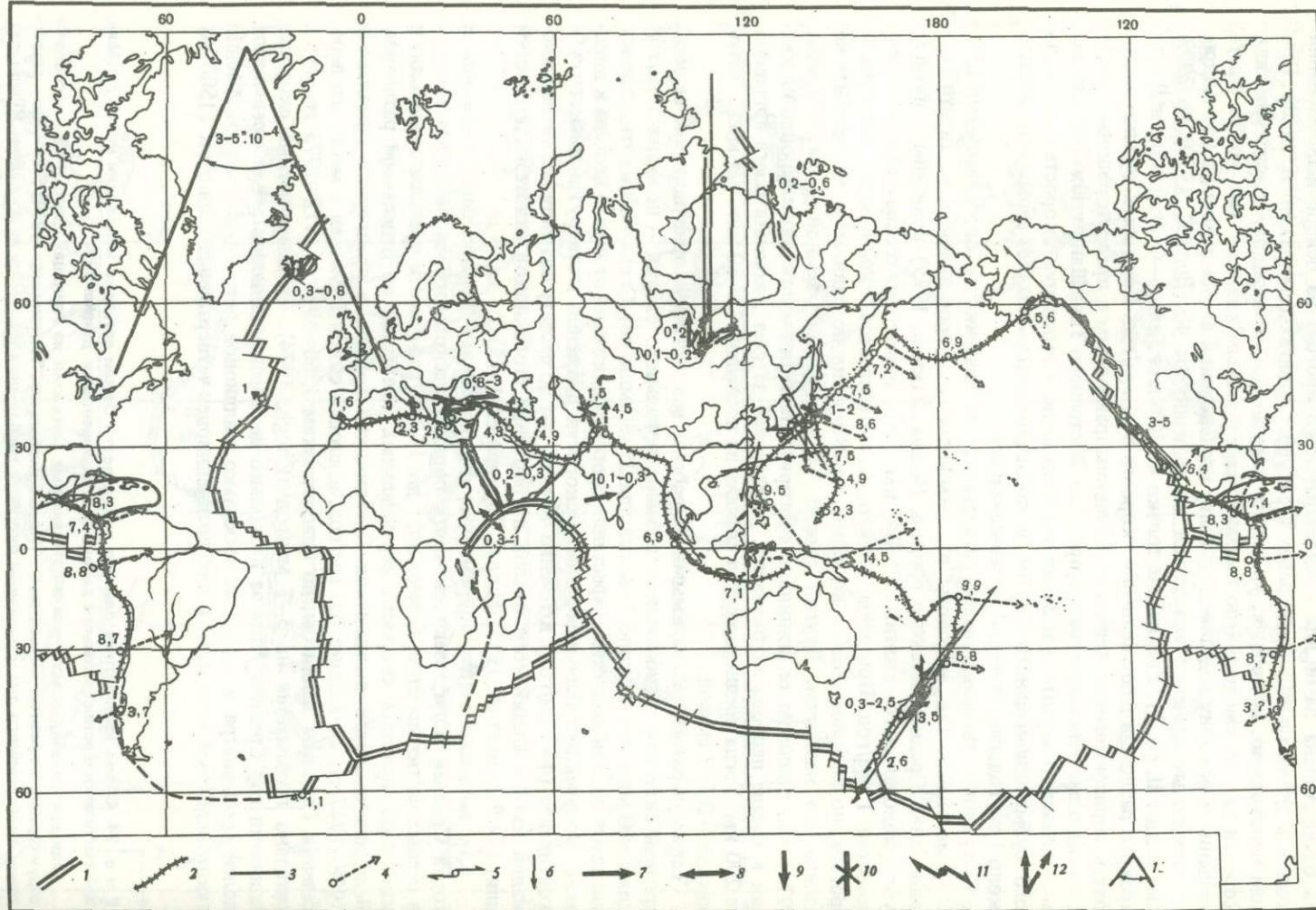
Полученные значения можно сопоставить со значениями, определенными другими методами. Так, методом "распрямления" предорогенной поверхности выравнивания Среднеазиатского орогена (Чедия, Уткина, 1975) получены величины субмеридионального сжатия 20–24 км, что примерно соответствует средней скорости 1 мм/год. При этом, однако, рассматривается только центральная часть орогена, но не принимаются во внимание смещения по сдвигам и, может быть не вполне, по надвигам. Другой способ "распрямления" земной коры (Уломов, 1974) до принятия ее подошвой субгоризонтального положения на уровне 40 км, как в начале периода активизации, дает сжатие за счет движения с юга примерно на 200 км. Тогда среднерасчетная скорость за последние 25–30 млн. лет может быть оценена в 0,7–1 см/год.

Таким образом, независимыми способами мы получаем один порядок величин средней скорости регионального субмеридионального сжатия – не менее 1 см/год для 5–10 млн. лет и около 1 см/год для 25–30 млн. лет. Согласование этих данных увеличится, если допустить нарастание скорости движений от начала неогена к плиоцену. Полученные величины меньше скорости движения к северу Индийского субконтинента (4–7 см/год) в течение 40 млн. лет по расчету возраста магнитных аномалий на дне Индийского океана в трактовке сторонников гипотезы тектоники плит (Le Pichon et al., 1973; Molnar, Tapponnier, 1975).

Как показано выше, современные и голоценовые вертикальные движения в горах Средней Азии имеют скорости порядка нескольких миллиметров в год, а в осевых частях хребтов, возможно, до 1–2 см/год. За эти пределы не выходят и известные значения скорости вертикальных смещений по отдельным разломам. Величина скорости воздымания Сиваликских холмов в предгорьях Гималаев в 1908–1947 гг. составляет 0,6 мм/год, а южный склон Гималаев в месте его пересечения Главным надвигом, по нивелировкам 1960–1961 и 1972–1973 гг., относительно подымается на 3–7 мм/год (Chugh, 1974). Среднерасчетные скорости поднятия гор Средней Азии за несколько десятков миллионов лет не превышают долей миллиметра в год, а за несколько миллионов лет – 1–5 мм/год. Именно такие величины получаются для позднеплиоцен-четвертичных поднятий (1500 м)

Рис. 74. Схема кинематики плит на поверхности Земли согласно концепции новой глобальной тектоники в сопоставлении с данными о голоценовых движениях.

Спрединг океанического дна и голоценовые движения на границах плит: 1–3 – основные структурные элементы литосферы (Новая глобальная тектоника, 1974): 1 – оси разрастания океанического дна и величины скорости расширения в среднем за последние 10 млн. лет, 2 – трансформные разломы, 3 – границы активного столкновения плит (субдукции); 4–7 – направленность и величины смещения на границах плит (за последние 5–10 тыс. лет по геологическим данным), см/год; 8 – то же, по астрономическим измерениям, сек/год; 4 – горизонтальное расширение; 5 – опускание в осевых частях рифтов относительно бортов; 6 – горизонтальное сокращение; 7 – сдвигание; 8 – вращение



в предгорьях Гималаев и для опускания в предгорном прогибе (1800–4500 м) по мощности четвертичных отложений.

В более западных частях Средиземноморского пояса среднерасчетные скорости поднятия за последние 1–3 млн. лет по геолого-геоморфологическим данным также не превышают 1–5 мм/год (см. ниже). Наибольшую за поздний плиоцен и четвертичный период (порядка 1–2 млн. лет) скорость тектонического прогибания можно оценить по мощности осадков во впадинах типа Южного Каспия, Предгисарской, долины р. По в Ломбардии (а также калифорнийских), где прогибание, можно считать, было непрерывным и компенсированным. Отложения достигают здесь мощности 1,5 км (Хайн, 1964). Если учесть уплотнение осадков в низах разрезов примерно на 30%, и что их накопление шло не весь период, то среднерасчетная скорость накопления и соответственно погружения может быть оценена в 2–3 мм/год. Для отдельных погружающихся блоков (котловина Тирренского моря) вероятные значения скорости могут достигать 1 см/год. Это близко совпадает с величинами (Мещеряков, 1961б; Рихтер, 1965; Карта современных вертикальных движений..., 1973; Caputo et al., 1972) современных погружений в этих же районах по показаниям уровнемерных и геодезических измерений.

По всем данным разница максимальных величин скорости положительных и отрицательных вертикальных движений в пределах пояса в среднем за позднеплиоцен-четвертичный период составляет 1–10 мм/год, в настоящее время может достигать 1–2 см/год.

Рассмотрение немногочисленных данных по рифтовым зонам (см. раздел II, гл. 4) подтверждает расширение в их пределах верхних частей земной коры со скоростью в среднем за новейшее время не более первых миллиметров в год, а в последние десятки тысяч лет до 1–2 см/год, между тем вертикальные движения здесь в расчете на тот же промежуток времени на порядок меньше или соизмеримы с горизонтальными (см. табл. 16, рис. 57).

Перед тем как сделать выводы, подчеркнем еще раз, что: 1) горизонтальные движения измеряются как относительные, а вертикальные – нередко как абсолютные (по отношению к уровню моря); 2) мы стремились оперировать преимущественно минимальными значениями скорости горизонтальных и максимальными вертикальных движений, чтобы избежать переоценки значения горизонтальных движений.

Имеющиеся данные заставляют признать роль горизонтальных движений в современной и новейшей динамике земной коры весьма значительной (рис. 74, 75), большей, чем принималось до недавнего времени многими исследователями. Выдвинутое рядом исследователей (Wellman, 1969; Мещеряков, 1969; Artyushkov, Meschrikov, 1971; Pavoni, 1971) положение о преобладании горизонтальных движений в позднекайнозойское и настоящее время нуждается в уточнении и конкретизации. В пределах Тихоокеанского подвижного пояса в течение всего рассматриваемого времени разделенные крупными сдвигами блоки действительно движутся на порядок быстрее в горизонтальном направлении, чем в вертикальном. В Средиземноморском и Центральноазиатском подвижных поясах горизонтальные и

←
Рис. 75. Современная кинематика плит на поверхности Земли по геофизическим данным и современные движения на континентах по геологическим и геодезическим материалам

1–4 – современная кинематика плит (Le Pichon et al., 1973; дополнения для территории Сибири по А.Ф. Грачеву): 1 – расширение, 2 – поглощение (сжатие), 3 – трансформные перемещения, 4 – векторы сейсмических смещений, найденные по реализованным плоскостям смещения (направление относительного движения) и путем расчета сейсмического момента (модуль относительного смещения, см/год); 5–6 – современные движения во время сильных землетрясений на границах плит (максимальная величина смещений, по геолого-геоморфологическим данным, м); 5 – сдвиговые смещения по крупным разломам, 6 – смещения сбросового типа в грабенах; 7–13 – современные вековые движения по геодезическим и уровнемерным данным (7–11, см/год) и по астрономическим наблюдениям (12–13, сек/год): 7 – боковое перемещение, 8 – горизонтальное расширение, 9 – опускание в осевых частях рифтов относительно бортов, 10 – горизонтальное сокращение, 11 – сдвигание, 12 – вращение, 13 – удаление континентов

вертикальные движения по разломам соизмеримы или первые преобладают. То же, по-видимому, справедливо и применительно к региональным движениям земной коры этих поясов в областях сжатия. Среди современных сейсмотектонических подвижек в подвижных поясах преобладают сдвиговые и надвиговые.

В пределах платформенных областей данные о горизонтальных движениях скучны; имеющиеся примеры (Криворожье, долина р. Эльбы, Индостан) показывают, что местами они могут по величине и скорости превышать вертикальные.

В областях рифтогенеза на суше голоценовые и современные (?) движения подтверждают продолжающееся поперечное расширение, интенсивность которого равна или больше интенсивности вертикальных движений бортов рифтов относительно их днищ.

Сопоставление данных о направленности и скорости голоценовых и современных движений по геологическим, геоморфологическим и геодезическим данным с данными геофизическими о скорости разрастания океанического дна за последние миллионы лет и сейсмологическими о современных сейсмотектонических подвижках в областях сжатия и расширения (см. рис. 75) не обнаруживает противоречий; скорее, они могут считаться в общем согласующимися.

Отмеченные положения не противоречат выявлению независимыми тектонофизическими методами как вертикальных, так и горизонтальных наибольших сжимающих усилий в земной коре в разные промежутки времени, в том числе в кайнозое (Гзовский, 1970, 1975). Однако, располагая неподтвержденными астрономическими расчетами (см. раздел II, гл. 3) и не зная преобладающих механизмов деформирования земной коры, рисковано было бы по имеющимся данным о скорости движений на поверхности судить о преобладании горизонтальных или вертикальных современных движений земной коры в глобальном масштабе и на уровне мегаструктур.

Глава 3

ОСОБЕННОСТИ ХОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ. ОБЪЯСНЕНИЕ ПАРАДОКСА СКОРОСТЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ

Постановка вопроса. Одним из основных вопросов, возникающих при геологической интерпретации данных о современных движениях, является вопрос о несоответствии порядков величин скорости и градиента скорости измеряемых современных движений величинам за геологические отрезки времени. Это несоответствие, отмеченное Г. Штилле (1957) и известное как "парадокс скоростей" (Магницкий, и др., 1973), тем больше, чем древнее рассматриваемые движения и чем больше интервал времени, использованный для расчета. Г. Штилле объясняет парадокс скоростей существованием фаз усиления тектонических движений, однако большинство геологов относит это явление за счет колебательного знакопеременного характера движений с разной периодичностью и амплитудами (Белоусов, 1954; Николаев, 1962; Мещеряков, 1963, 1965; Гзовский, 1963, 1970; Гзовский и др., 1958; Магницкий, 1965; Рихтер, 1965; Гзовский, Никонов, 1968; 1969, 1973; Артюшков, 1969; Pavoni, 1971; Лиленберг и др., 1972; Костенко, 1972; Гофштейн, 1973б; Хайн, 1973; Belousov et al., 1974).

М.В. Гзовский (1963, 1964) и Ю.А. Мещеряков (1965) вывели эмпирическое правило, согласно которому средняя величина скорости и градиента скорости сильно зависит от продолжительности времени осреднения, показывая уменьшение в 2 раза при увеличении времени осреднения в 10 раз. Ю.А. Мещеряков (1963) поставил вопрос о выделении периода вековых колебаний тектонической природы; наименьшим он полагал период сначала 600–700 лет (1963), а затем 50–100 лет (1965), т.е. принимал вековые движения достаточно устойчивыми во времени даже в орогенных областях.

Ю.А. Мещеряков (1963, 1965; Artyushkov, Mescherikov, 1971), В.А. Магницкий с соавторами (Магницкий, 1965; Калашникова и др., 1972) обнаружили волны

относительных поднятий и опусканий в платформенных (Северо-Американская, в меньшей степени Восточно-Европейская платформы) областях длиной 600–800, 460, 190 и 150–160 км и в подвижной области (Японские острова) длиной 180–250 км и меньше. Длины волн соизмеримы с размерами крупных структурных элементов земной коры, а также морфоструктур соответствующих областей. На этом основании делается вывод об их внутриземном тектоническом происхождении (Лилиенберг и др., 1972; Калашникова и др., 1972).

Наряду с признанием колебательного характера движений фактический материал и расчеты приводят некоторых авторов к признанию ускорения движений на неотектоническом этапе, а также на рубеже плиоцена и четвертичного времени (Николаев, 1972; Костенко, 1972; Хайн, 1973). В целом "вопрос о темпе и периодичности тектонических движений представляется в тектонике наименее определенным" (Косыгин, 1969, стр. 537).

Остановимся на следующих главных вопросах: 1) имеет ли место ускорение движений на протяжении новейшего времени? 2) выделяются ли в течение новейшего этапа периоды ускорения движений, какой продолжительности и масштаба? 3) доказывается ли колебательный характер движений? и, наконец, 4) какова возможная природа парадокса скоростей? Каждый из этих вопросов может относиться как к вертикальным, так и к горизонтальным движениям. Последовательное рассмотрение их включает оценку роли денудации при расчете величин скорости поднятия, рассмотрение построенных автором новых графиков зависимости величин скорости от времени осреднения и возраста, выявление позднейших фаз тектонической активности, обсуждение возможной природы колебательных движений с периодом годы – десятилетия.

Оценка роли денудации при расчетах скорости поднятий. При обосновании колебательного характера современных и более древних движений среди прочих доказательств обычно используют доказательство от противного, предположительно распространяя скорости измеряемых в настоящее время движений на геологически значимые отрезки времени. Тривиальным стал пример с Украинским щитом, на месте которого только за четвертичный период должны были бы воздвигнуться горы высотой до 5 км, если бы скорость современного поднятия (5 мм/год) оставалась неизменной. Однако, как правильно отметили Ю.А.Мещеряков (1965) и В.А.Магницкий (1965), чтобы этот путь доказательств был обоснованным, необходимо учитывать величину и скорость плоскостной денудации. Оценки скорости плоскостного смыва производились разными авторами (см. обзоры: Мещеряков, 1965; Герасимов, 1973; Бондарев, 1974). Из табл. 21, 22, где приведены обобщенные автором данные, можно видеть, что средние скорости денудации на равнинах составляют около 0,03 мм/год, а в горах Монголии, Тянь-Шаня, Кавказа, Альп – 0,2–0,45 мм/год. Вполне сходные величины (0,18–0,45 мм/год) даны Ж. Корбелем для гор Средиземноморья, Калифорнии и средневысотных океанических гор (Бондарев, 1974, табл.29). В целом в пределах крупных морфоструктур скорость современной площадной денудации (сотые – десятые доли миллиметра в год) на 1–2 порядка меньше скорости врезания русел рек (первые миллиметры в год).

В данном случае нет необходимости рассматривать проблему и величины денудации в глобальном масштабе и принимать увеличенные значения денудации (Герасимов, 1973). Наоборот, при рассмотрении величин денудации в пределах крупных горных морфоструктур необходимо учитывать несколько уменьшающих расчетные величины факторов. Во-первых, интенсивность денудации рассчитана на горизонтальную площадь, сильно отличающуюся в меньшую сторону от реальной поверхности в горах. Во-вторых, скорость срезания поверхности, рассчитанная для годовых периодов, заведомо больше осредненной за тысячелетия скорости. Например, за последние 70–100 тыс. лет скорость денудации на северном склоне Терской Алатау оценивается всего лишь 0,006–0,013 мм/год (Бондарев, 1970). Наконец, необходимо учитывать, что при используемых способах оценки скорости площадной денудации включают и собственно глубинную (русловую), весьма интенсивную в горах, эрозию. С учетом изложенного следует признать реальные величины скорости плоскостной денудации еще меньшими, чем приведенные выше. Резко

Таблица 21

Сравнительная интенсивность площадной денудации и глубинной эрозии в разных морфологических областях (составлена с использованием данных Л.Г. Бондарева, А.В. Волина, С.С. Воскресенского, Г.И. Габриеляна, М.И. Ивероновой, Н.Г. Кузнецова, Г.В. Лопатина, А.Е. Мальцева, А.А. Никонова, Е.Я. Ранцман, В.А. Растворовой, В.Л. Шульца и др.)

Морфоструктурная область		Скорость площадной денудации за годы—десятилетия, мм/год		Скорость врезания рек за тысячи—десятки тысяч лет, мм/год	
Области интенсивных поднятий и орогенеза	Кавказ	Большой Кавказ	0,45; 0,09—0,14; 0,25 + 1,0	5—15	0,5—1,0
		Малый Кавказ	0,14; 0,05		
		Дагестан	0,75; 1—2		
		В целом	0,20		
	Тянь-Шань	Западный Алатау	0,28—0,30		0,5—1,5
		Кунгей Алатау		- 12,5	
		Терской Алатау и Западное Прииссыккулье	0,016—0,073; 0,01—0,03; 0,008—0,02; 0,08		1—3
		Ферганский хр.	0,124—0,246	10	2,5—3(7)
	Возрожденные глыбовые горы	Туркестанский хр.	0,001—0,005		1—3
		Гиссарский хр. и хр. Петра I	1,16	5—25	1,5—6
		В целом	0,26	5—25	0,5—7
Равнинные области	Турканская платформа	Нагорье Северной Монголии	0,002—0,009 (0,01—0,025)		0,3—0,8
		Туранская низменность (среднее течение Амудары)		0,5	
		Казахский щит (Прибалхашье)			0,05—0,2
		Верхневолжская равнина	0,006—0,012	0,5—0,6	0,4—0,7
		Южное Предуралье	0,017—0,035		0,5—0,7
	Восточно-Европейская платформа	Приднестровская возвышенность	0,014—0,054		0,1—0,35
		Среднерусская возвышенность	0,004—0,007 (0,05—0,09)		0,1—0,2
		В целом			0,1—0,7

Примечание: цифры в скобках означают максимальные известные величины.

повышенная скорость плоскостного смыва (до первых миллиметров в год) является исключением и связана с развитием в бассейнах отдельных рек особо податливых к размыву мезокайнозойских глинистых пород, наличием крутых голых склонов, обильными ливнями и другими благоприятными факторами (бассейн р. Самур в Дагестане, бассейн р. Вахш на границе Памира и Тянь-Шаня, влажные горы Юго-Западной Японии).

Мы видим, что и в платформенных, и в орогенных областях скорость современной плоскостной денудации в пределах крупных морфоструктур не менее чем на 1—2 порядка меньше величин скорости современных движений. Этот вывод,

по-видимому, можно экстраполировать и в глубь геологического времени, во всяком случае на фазы и эпохи тектонической активизации. Вероятно, средние скорости денудации также имеют тенденцию уменьшаться с увеличением времени осреднения. Иначе при современной скорости плоскостной денудации в горах 0,2–0,5 мм/год за последние 10 млн. лет пришлось бы допустить снос слоя пород толщиной 2–5 км, а за 30 млн. лет – 6–15 км, что противоречит всем известным геологическим и геоморфологическим фактам.

Таким образом, возможные поправки за денудацию надо признать столь малыми, что они не могут повлиять на эффективность рассматриваемого способа выявления современных и более древних колебательных движений в платформенных и большинстве подвижных областей.

Зависимость расчетных величин скорости от времени осреднения и возраста. По систематизированным выше, а также опубликованным материалам (Николаев, 1962; Мещеряков, 1965; Vertical..., 1974) нами составлен новый график зависимости измеренных и расчетных величин средней скорости вертикальных движений от времени осреднения и возраста (рис. 76,а). Как и на существующем варианте графика (Гзовский, 1963), на новом графике сохраняется основная закономерность – уменьшение величин скорости по мере увеличения времени осреднения, но обнаруживаются следующие дополнительные особенности: 1) области проявления гляциоизостазии на месте ледниковых покровов последнего оледенения выделяются возрастанием скорости в пределах десятков тысяч лет независимо от времени

Таблица 22

Сравнительная интенсивность площадной денудации, глубинной эрозии и современных вертикальных движений земной коры в орогенных областях

(Использованы данные Л.Г. Бондарева, А.В. Волина, Г.И. Габриеляна, М.И. Ивероновой, Д.А. Липиенберга, В.А. Матцковой, А.А. Никонова, А.К. Певнева, В.М. Сигалова, Е.А. Финько, В.Л. Шульца; Yoshikawa, 1974; Jeannrichard, 1975 и др.)

Горная страна	Скорость суммарной денудации (площадного сноса) в расчете на горизонтальную проекцию площади (мм/год) за годы-десятилетия			Скорость глубинной эрозии (вреза) рек (мм/год) за тысячи-десятка тысяч лет	Скорость современных вертикальных движений земной коры (мм/год) за годы-десятилетия
Альпы	0,57 0,3			0,5–1,5 (?)	1–2
Большой Кавказ	0,45	0,09–0,14; 0,25–1,0		0,3–1,0	≥4–12
Малый Кавказ	0,14				2–4
Дагестан		0,75	≥1–2 0,20		2–12
Заилийский Алатау	0,28–0,30			0,5–1,5	2,0÷3,6
Кунгей Алатау					–(2–4)?
Терскей Алатау и Зап. Прииссык-кулье	0,016–0,073 0,008–0,02			1–3 1,1	3–4
Ферганский хр.	0,124			2,5–3 (до 7)	4–12*
Гиссарский хр. и хр. Петра 1	1,16			1,5–6 (4–40**)	2–16
Горы Японии	0,01–1,0			0,66–1,8	0,5–2,2

* Северные предгорья Тянь-Шаня; сочленение Таласского Алатау и Карагату.

** Мелкие реки в пределах активно вздымающегося блока.

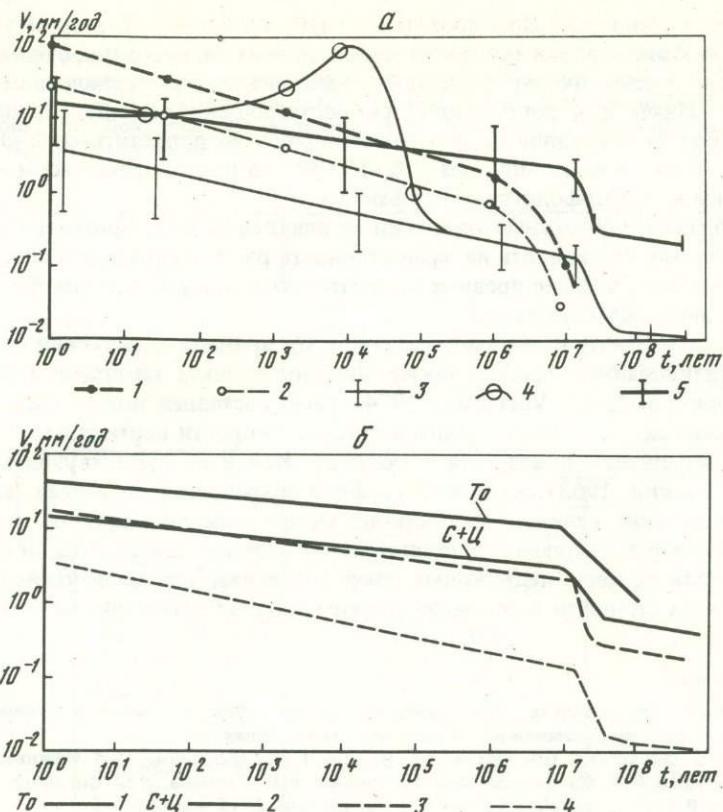


Рис. 76. Зависимость расчетной скорости движений от периода осреднения и возраста

а — вертикальные движения по М.В. Гзовскому: 1 — для высокоподвижных областей, 2 — для малоподвижных областей; по А.А. Никонову: 3 — для платформенных областей, 4 — для областей недавнего покровного оледенения на платформах, 5 — для подвижных поясов;
б — вертикальные и горизонтальные движения: 1 — для сдвигов в Тихоокеанском подвижном поясе, 2 — то же, в Средиземноморском и Центральноазиатском подвижных поясах, 3 — для вертикальных движений в подвижных поясах, 4 — то же, в платформенных областях

осреднения; 2) осредненные скорости резко возрастают в позднем кайнозое (30–15 млн. лет назад) по сравнению с предшествующим временем, что можно считать отражением действительного увеличения тектонической подвижности на этапе новейшей активизации. В целом уменьшение значений скорости с увеличением времени осреднения оказывается меньшим (см.рис. 76, *а*), чем на графике М.В. Гзовского (1963); 3) значения скорости на платформах и в подвижных поясах, перекрещивающиеся при коротком времени осреднения, расходятся по мере увеличения времени осреднения за счет более резкого падения осредненных величин скорости движения на платформах; 4) полученные пределы значений скорости движений для каждого периода осреднения допускают существование колебаний скорости внутри каждого периода осреднения.

Следовательно, имеющиеся материалы вполне допускают зависимость изменения расчетной скорости вертикальных движений и от неравномерности фактической скорости в геологическом масштабе времени, и от колебательного характера современных движений.

Нами сделана также попытка составить аналогичный график для горизонтальных движений в пределах подвижных поясов (рис. 73, 76, *б*). На рис. 73, 76, *б* показаны только движения по сдвигам, причем именно в зонах сдвигов, а не по отдельным разломам со сдвиговой компонентой. На рис. 76, *б* сопоставлены сводные графики осреднения для вертикальных и горизонтальных движений. Собранный материал позволяет выдвинуть следующие положения.

1. Для горизонтальной составляющей движений в пределах зон сдвигов и надвигов, как и для вертикальных региональных движений в целом, характерно уменьшение расчетных величин скорости по мере увеличения времени осреднения и удаления в глубь геологического времени, однако для большинства крупных зон сдвигов и некоторых крупных надвигов (Главный пограничный надвиг Гималаев) в течение последних 10–20 млн. лет изменения не достигают десятичного порядка.

2. Для большинства известных надвигов средняя линия изменения расчетной скорости по уровню и наклону близка к таковой для региональных вертикальных движений, в отличие от средней линии для сдвигов, которая показывает на порядок большие скорости и гораздо меньшее их изменение в течение последних 10–20 млн. лет.

3. Резкое возрастание скорости изученных горизонтальных, как и вертикальных, движений приходится на период 30–10 млн. лет, что, видимо, надо рассматривать как подтверждение общей резкой активизации тектонических движений в этот период.

4. Продольные по отношению к главным тектоническим структурам сдвиги обнаруживают скорость на 0,5–1 порядок большую (сантиметры в год), а ее сокращение по мере увеличения времени осреднения меньшее, чем сдвиги секущие и поперечные.

Отмеченные признаки в согласии с непосредственными геологическими наблюдениями соответствуют представлению об однонаправленном, хотя и неравномерном, характере сдвиговых перемещений. Увеличение наклона осредняющих линий последовательно для сдвигов, надвигов и вертикальных движений, вероятно, отражает последовательно увеличение роли колебательных движений с периодом в годы–десятилетия в соответствующих видах движений.

Фазы тектонической активности в плиоцене и плейстоцене. Применительно к платформенным областям Ю.А. Мещеряков (1965) показал циклический характер движений в мезокайнозое, выявил циклы (этапы) тектонической активности в миоцене, позднем плиоцене и плейстоцене, без линейного роста поднятий от цикла к циклу. Аналогичные этапы развития присущи области слабого горообразования на герцинском фундаменте – Уралу (Мещеряков, 1965) и докембрийскому Балтийскому щиту (Никонов, 1967, 1968). Допуская сравнительно короткие (10^3 – 10^5 лет) ритмы тектонических движений, Ю.А. Мещеряков особенно подчеркивал существование длительных (10^6 и более), более или менее одновременных ритмов эпирогенических колебательных движений, охватывающих площади платформенных равнин и более крупные сегменты земной коры.

В областях горообразования проблема более сложна и запутана. Существуют две концепции. Согласно одной из них, опирающейся главным образом на материал по Среднеазиатскому орогену (Попов, Резанов, 1955; Гзовский и др., 1958; Ранцман, 1959; Лоскутов, 1969; Несмеянов, 1971; Тетюхин, 1971; Чедия, 1972; Чигарев, 1971; Белоусов, 1973), происходит последовательное нарастание интенсивности (скорости и градиента скорости) вертикальных движений с конца палеогена (скорость 0,01–0,1 мм/год) до настоящего времени (скорость 7–10 мм/год). Отмечается также резкое (на порядок) увеличение скорости в четвертичном периоде. Эта "антропоцентрическая" точка зрения предполагает время, в которое мы живем, исключительным по активности в течение по крайней мере последних 30 млн. лет, хотя некоторые приверженцы этой концепции не отрицают значительных колебаний интенсивности движений в рамках четвертичного периода, выделяя, в частности, среднеплейстоценовый период активности. Другая концепция, идущая от работ А.Р. Бурачека (1934) и разрабатываемая автором (Никонов, 1970а, 1972а и др.), заключается в признании нескольких фаз усиления тектонической активности в Среднеазиатской орогенной области (1,5–1; 0,6–0,3 млн. лет и примерно от 0,15 млн. лет до настоящего времени). Близкие по возрасту фазы выделяются и в других орогенных поясах (Штилле, 1964; Тектоника Европы, 1964; Гансер, 1967; Воскресенский, 1968; Bousquet, Gueremy, 1968; 1969; Маруашвили, 1970). Принимая точку зрения о чередовании фаз усиления и ослабления тектонической активности в течение плиоцена и четвертичного периода и исходя из полученной для Среднеази-

атского орогена продолжительности фаз активности, мы признаем, что периоды повышенной тектонической активности занимали около 1/3—1/2 времени из последнего миллиона лет и менее 2/3 времени из последних 1,5—5 млн. лет. Настоящий период повышенной тектонической активности продолжительностью 50—150 тыс. лет выделяется главным образом по характеру врезов рек в разных тектонических областях в пределах СССР (см. ранее) и за рубежом (Lenssen, 1974).

В пределах этого периода с равномерной в среднем активностью (судя по равномерному врезанию рек; см. рис. 36) геолого-геоморфологическими исследованиями в подвижных областях обнаруживаются периоды активности продолжительностью в десятки тысяч лет — тысячи лет (см. раздел II, гл. 2 и 3). Сходные "рывки" в поднятиях предполагаются и для платформ (Былинская, 1974). Данных об их синхронности даже только в пределах крупных геоструктур в настоящее время не имеется. Если говорить об отдельных зонах разломов, в том числе сейсмогенных (см. раздел II, гл. 2), то имеются факты миграции активности вдоль них в течение среднего-позднего плейстоцена и голоцена. Эти периоды, имеющие характер тектонических (и сейсмических; см. следующую главу) импульсов, проявляются и в горизонтальных, и в вертикальных движениях и соответственно отражены (погребены) в геологических разрезах и прерывистых элементах рельефа, в том числе сейсмотектонических дислокациях. Более короткие (годы — десятки лет) сейсмотектонические импульсы известны и на платформах и в подвижных областях. Имеющийся по плиоцен-четвертичным, в том числе голоценовым и современным, движениям материал, с нашей точки зрения, лучше всего укладывается в представления о прерывисто-непрерывном протекании тектонических процессов (Хайн, 1964; 1973; Косыгин, 1969). Периодическое усиление эпейрогенических, складчатых и разрывных движений происходит в фазы длительностью от нескольких тысяч до 1—2 млн. лет на фоне постоянных более слабых движений. Варианты физического объяснения чередования периодов покоя и активных движений земной коры (с изменением знака движений в периоды тысячелетий) даны при допущении воздействия горизонтальных движений в астеносфере на неровную подошву литосферы (Магницкий и др., 1973) или горизонтального смещения литосферы относительно неровной астеносферы (Menard, 1973).

Возможная природа колебаний с периодами в годы — десятилетия. В настоящее время невозможно отрицать колебательный характер региональных вертикальных движений с периодом в несколько десятков (или сотен) лет, т.е. смену знака движений в приповерхностных частях земной коры, так как это доказывается повторным нивелированием по ряду линий и участков, а также наблюдениями на берегах морей и океанов (Белоусов, 1954; Рихтер, 1965; Желнин, 1965; Сомов, 1972; Панкрушин, 1973; Матцкова, 1973; Гофштейн, 1973; Гзовский, Никонов, 1973). Региональные волны поднятий и опусканий выявляются и путем спектрального анализа (Магницкий, 1965; Калашникова и др., 1972; Калинин и др., 1975).

Однако до сих пор не обращено внимание на другую важную часть проблемы, а именно *периодичность и знакопеременность движений по разломам*. Выше мы показали на основе геодезических материалов, что в пределах Балтийского щита, местами на Восточно-Европейской платформе в подвижной области Средней Азии имеются примеры ежегодных или многолетних колебательных (возвратно-поступательных) вертикальных смещений по разломам. Колебания установлены повторными нивелированиями также в рифтовых зонах на ограничивающих Рейнский грабен разломах (Живая тектоника, 1957), на разломах Исландии (Tuggvason, 1974), на разломах Восточно-Европейской платформы в пределах Эстонии (Желнин, 1965), Волго-Уральской области, Днепровско-Донецкой впадины (Донабедов, Сидоров, 1971) и в других местах. Часть этих разломов является безамплитудными, т.е. "мертвыми" в новейшее и настоящее время. Такое явление весьма надежно выявлено В.Г. Рихтером (1965) по уровнемерным наблюдениям на парных постах на противоположных крыльях разломов на Балтийском щите вблизи городов Стокгольм и Хельсинки, в Альпийском подвижном поясе вблизи Неаполя и на Каспии. Колебания в течение нескольких лет достигали нескольких сантиметров в год, а суммарные смещения за десятилетия — всего 0,1—0,5 мм/год. Аналогичные мате-

риалы получены с помощью наклономерных наблюдений в зонах отдельных разломов на платформе (Баленко, Кутный, 1973), в Альпийском поясе (Caloi, Migani, 1972) и в Среднеазиатском орогене (Латынина и др., 1968; Широков и др., 1969; Багмет, 1970; Гисс и др., 1973), где они коррелируются с изменениями гидрометеорологических условий. Такие же явления обратимых смещений со скоростью до 4–6 мм/год (возможно, в связи с землетрясениями) известны на некоторых разломах Тихоокеанского пояса (Page, Lahr, 1971; Mackie, 1971) и Средиземноморского пояса (Karsz, Kafri, 1971, 1973).

Все это приводит к заключению, что земная кора может "дышать" по разломам, активным или пассивным, как в платформенных, так и в подвижных областях. Вопрос, по-видимому, должен состоять не в том, существуют ли рассматриваемые региональные и локальные колебания, а в том, являются ли они тектоническими. Ряд авторов объясняет высокочастотные (до 20–30 лет) колебания планетарно-космическими причинами, действующими через периодические изменения гидрометеорологических явлений (Мещеряков, 1963; Панкрушин, 1973) или коротко-периодическими нутационными движениями полюса (Рихтер, 1965). Последний автор признает высокочастотные колебания тектоническими; другие склонны относить к тектоническим только движения с периодом более 50 лет, не делая различия между движениями разных геотектонических областей (Мещеряков, 1965; Гофштейн, 1973).

Медленность и устойчивость развития физико-химических процессов в литосфере и мантии (Магницкий, 1965; Артюшков, 1969) не позволяют относить коротко-периодические колебания (менее 10^4 лет) за счет гравитационной конвекции, дифференциации вещества, фазовых переходов или термодинамических эффектов, т.е. приписывать им внутриземную природу.

С точки зрения автора, нет необходимости привлекать для объяснения волнового и знакопеременного характера современных движений причины не только глубинного, но и вообще тектонического характера. Как мы пытались показать в разделе II (гл. 4), нет препятствий для объяснения этих движений разного периода колебаниями гидрогеологического (флюидного) и гидрометеорологического режима, отражающимися на вертикальных перемещениях водосодержащей осадочной оболочки земной коры. Влияние гидрогеологического режима оказывается в первую очередь в платформенных областях, где подземные бассейны обширны, многоэтажны и имеют более длительные периоды циркуляции вод. Поскольку распределение и динамика подземных вод определяются в значительной степени, прямо или косвенно, тектоническими структурами, нет ничего удивительного в "унаследованности" современных движений (Мещеряков, 1963, 1965, 1969; Лилиенберг и др., 1972) и согласование современных движений со структурами, через которые как раз и проявляются колебания уровня (и давления) подземных вод. С этой точки зрения не удивительно также, что, например, в пределах Восточно-Европейской платформы выступы фундамента характеризуются более устойчивым режимом поднятий, чем впадины (Мещеряков, 1963), а площади поднятий более дифференцированы, чем опусканий (Гофштейн, 1975), поскольку именно во впадинах сосредоточены большие количества подземных вод, здесь они более равномерно распределены и их режим более динамичен. Возможно, с цикличностью циркуляции подземных вод и изменениями ее скорости связаны выявленные геофизиками волны поднятий и опусканий. Понятна также высокая подвижность и знакопеременный характер движений по зонам разломов, поскольку именно они обладают меньшей плотностью и большей пористостью (Донабедов и др., 1972) и являются флюидопроводящими каналами вертикального дренажа в земной коре, т.е. содержат как бы смазку, облегчающую подвижность разделяемых ими блоков земной коры или крыльев разломов. Факты связи выбросов подземных газов с разломами и современными движениями по ним (Вереда, Юрченко, 1968; Вереда и др., 1972), а также наибольших колебаний уровня подземных вод вблизи разломов вполне подтверждают этот тезис.

Предлагаемая гипотеза не требует отрицания тектонической природы современных знакопеременных движений в орогенных и вообще подвижных областях

в связи с вулканическими и сейсмическими (в основе тектоническими) процессами, впрочем, проявляющихся чаще локально, чем регионально, и скорее импульсно, чем в виде плавных колебаний. Однако неправомерно использовать данные о знакопеременном характере толоценовых и современных движений в сейсмически и вулканически активных участках подвижных поясов (пример храма Сераписа в Италии) для доказательства колебательного характера движений вообще (Белоусов, 1954; Мещеряков, 1963; Рихтер, 1965; Belousov et al., 1974 и др.).

Снимая необходимость признания тектонической обусловленности знакопеременного характера современных движений с периодом в несколько десятков лет или столетий (во всяком случае для платформ)¹, мы получаем новое подтверждение известных положений о структурной обусловленности, унаследованности и направленности современного тектонического развития и возможности применения принципа актуализма при сопоставлении современных движений с более древними (Николаев, 1962; Мещеряков, 1963, 1969; Шульц, 1964; Рихтер, 1965; Гзовский, Никонов, 1973; Донабедов, Сидоров, 1973; Хайн, 1973).

Что касается горизонтальных движений по разломам, то их знакопеременность проявляется лишь на отдельных разломах (участках разломов) в связи с землетрясениями, но никакой периодичности и знакопеременности в связи с гидрометеорологическими и гидрогеологическими процессами не обнаруживается. В геологическом масштабе времени (тысячелетия и более) горизонтальные смещения по сдвигам, как показано выше, однона правлены (см. рис. 53, 73) и в течение последних 10–20 млн. лет обнаруживают увеличение среднерасчетной скорости не более чем в несколько раз. Возможно, именно это увеличение и соответствует реальному ускорению тектонических движений в течение новейшего этапа. Если это так, то основную долю уменьшения среднерасчетных величин скорости вертикальных движений (и движений по надвигам) в течение последних 10–20 млн. лет логично отнести за счет именно знакопеременных с периодом годы – десятилетия движений нетектонической природы.

С точки зрения предлагаемой гипотезы, мы можем признать реальными скоростями медленных региональных тектонических движений в малоподвижных областях (за исключением областей проявления гляциоизостазии) скорости голоценовых движений, т.е. скорости порядка десятых или даже сотых долей миллиметра в год, но не миллиметры в год, как дают измерения современных движений.

В подвижных областях, особенно в активно растущих горных системах, фактически измеряемые скорости современных медленных движений порядка нескольких миллиметров в год можно считать в основном тектонически обусловленными. Точнее, они связаны с внутриземными напряжениями. В пользу этого свидетельствуют фактические данные о величинах скорости движений в эпицентральных зонах в периоды до и после многих землетрясений и извержений (см. раздел II, гл. 2 и 3; раздел III), величины измеренных направлений (особенно при горизонтальных смещениях) движений по отдельным разломам, согласование величин скорости современных движений с оценками скорости голоценовых движений. Это находится также в согласии с представлением об ослабленном влиянии в горах (кроме предгорных и межгорных владин) многолетних колебаний режима подземных вод из-за ускоренного водообмена и преобладания трещинных вод. Несложные ориентировочные подсчеты показывают, что при принятии характерной для настоящего времени – голоценом скорости движений, даже только для продолжительности фаз активности со среднего плиоцена (3 млн. лет), величины поднятий в горных странах оказываются в несколько раз (но не на 1–2 порядка) выше реальных. Если влияние денудации считать незначительным (см. выше), надо или признавать отрицательные движения между фазами, или считать фазы более короткими (например, за счет выделения промежуточных периодов стабилизации внутри более древних из выделенных фаз активности), или допускать несколько меньшие скорости для более ранних фаз. Возможно совместное влияние нескольких причин.

¹Подобный вывод следует пока считать дискуссионным и требующим дополнительных исследований. – Прим. ред.

При любом варианте реальными тектоническими можно считать вертикальные движения со скоростью порядка миллиметров в год в подвижных областях (порядка 1–2 см/год в высокогорьях и в особо подвижных структурах) и долей миллиметра в год в платформенных областях (кроме областей и периодов гляциоизостатического воздействия). Известные для голоцен (а в горах и для современных движений) скорости, строго говоря, можно распространять не более чем на 100–120 тыс. лет в глубь геологического времени.

Удивительный факт близости измеряемых значений скорости региональных вертикальных движений на платформах и в подвижных областях (Мещеряков, 1963, 1965; Гзовский, Никонов, 1968; 1969), с нашей точки зрения, получает объяснение при признании современных измеряемых величин скорости обусловленными преимущественно знакопеременными флюидодинамическими движениями в осадочной оболочке на платформах и преимущественно глубинными (направленными) тектоническими в подвижных поясах.

Таким образом, мы приходим к выводу, что "парадокс скоростей"¹ в платформенных районах объясняется наличием высокочастотных колебаний нетектонической природы и проявлением относительно кратковременных (порядка сотен тысяч лет) фаз тектонической активности в течение последних нескольких миллионов лет. Первое положение при настоящем уровне знаний может считаться разумной гипотезой, требующей экспериментальной проверки, второе – обоснованным выводом. Для последних десятков миллионов лет существенное значение приобретают факты усиления интенсивности движений, по-видимому, в рамках цикла.

Наш вывод, основанный в значительной мере на геологических материалах, сделан до знакомства с работой группы авторов (Магницкий и др., 1973), которые пришли к логическим допущениям или кратковременности периодов проявления высоких скоростей (идея Г. Штилле) или частой смены знаков движений (идея В.В. Белоусова), каждое из которых встречает определенные затруднения. В нашем варианте объяснения "парадокса скоростей" нет затруднений в понимании унаследованности движений и связи с геофизическими полями, с одной стороны, и нет необходимости в объяснении быстрой смены знака или изменения скорости движений, как региональных, так и локальных, за счет быстрых глубинных перемещений или изменений вещества – с другой.

Глава 4

ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВОПРОСЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ

За последнюю четверть века развития сейсмотектоники серьезных успехов достигли различные способы оценки сейсмической опасности по геологическим и геоморфологическим данным: сейсмоструктурный анализ (Б.А. Петрушевский, В.Н. Крестников, А.В. Горячев, П.Н. Николаев), метод выделения сейсмогенных зон разломов (И.Е. Губин, И.П. Герасимов), метод оценки контрастности движений по градиентам скорости (М.В. Гзовский), палеосейсмо-геологический метод (В.П. Солоненко). Серьезные перспективы открыли тектонофизические работы (Гзовский, 1963, 1975), в которых намечено соотношение энергии землетрясений с современными тектоническими процессами и напряжениями в земной коре (по градиенту скорости движений) с учетом объема очаговой зоны (по длине разрывов), механизма современной деформации и механических свойств горных пород. Новые возможности появляются при использовании и статистической обработке комплекса геологических, геоморфологических и геофизических характеристик (Б.А. Борисов, В.И. Бунз, В.И. Кейлис-Борок, Г.И. Рейнер и др.).

¹ Парадокс, о котором говорит автор, проще объяснить тем, что цифры, относящиеся к длительным периодам времени, отражают суммарный эффект движений разного знака. – Прим. ред.

Но и разработка сейсмотектонических вопросов, особенно в динамическом аспекте, сохраняет большое значение. Изучение пространственно-временного хода голоценовых и современных движений и землетрясений может стать, хотя бы в силу соизмеримости времени и возможностей количественных динамических оценок и анализа, новым связующим звеном между сейсмологией и геотектоникой. В разработке этого аспекта сейсмотектоники возможности геоморфологических и геологических методов, по глубокому убеждению автора, еще далеко не использованы. Принципиальные вопросы и некоторые возможности рассмотрены ниже.

К вопросу об изменениях сейсмической активности от позднего плейстоцена к настоящему времени. Основная трудность в данном вопросе состоит в получении надежных количественных характеристик сейсмичности в голоцене и более раннее время, хотя для отдельных районов это не является безнадежным. Косвенную помощь может оказать сопоставление с тектоническим режимом. Изложенные в данной работе материалы о ходе плиоцен-четвертичных, голоценовых и современных движений позволяют при решении вопроса о соотношении тектонического режима с землетрясениями присоединиться к высказанному представлению (Герасимов, 1954; Герасимов, Ранцман, 1964; Гзовский, 1957, 1975; Горшков, 1950, 1964). Оно заключается в признании, что тектонические движения долговременно направленные в пределах крупных структур и потому нет оснований сейсмический режим крупных регионов ставить в связь с изменениями регионального тектонического режима. Наше уточнение заключается в установлении равномерного хода тектонических движений в среднем в течение этапа поздне-плейстоценовой и современной тектонической активизации во многих сейсмоактивных регионах. Это относится к движениям с преобладанием как вертикальной, так и горизонтальной составляющей.

Значительные направленные изменения скорости движений характерны, как мы видим, только для областей проявления гляциоизостазии. В этих областях не только региональные напряжения, но и их дифференциация в зонах разломов, а следовательно частота и интенсивность землетрясений в раннем голоцене, сразу после снятия ледниковой нагрузки были больше, чем в настоящее время. В таком понимании можно согласиться с выводом Н.И. Николаева (1967б) о былом более высоком, чем фиксируется ныне инструментально, уровне сейсмичности Восточно-Европейской платформы, в том числе Балтийского щита. То же может относиться и к областям горного оледенения (Альпы, Кавказ, Тянь-Шань, Памир и др.).

Оснований для подобного вывода применительно к областям, не подвергшимся последнему оледенению, мы не имеем.

Определение неизменности в среднем или тенденции изменений сейсмической активности может быть получено в сейсмически активных регионах по данным о сейсмодислокациях. В.К. Кучай (1971, 1972а) предложил выявлять эту тенденцию, определяя в конкретных участках Средней Азии максимальную интенсивность землетрясений прошлого по разновозрастным сейсмодислокациям в сравнении с сейсмодислокациями современных сильных землетрясений. Основной вывод этого автора состоит в том, что во многих местах Тянь-Шаня и на Памире происходит "постепенный спад максимального сейсмического воздействия, начиная по крайней мере с верхнечетвертичного времени до наших дней". В.К. Кучай использует не только сейсмотектонические, но и сейсмогравитационные дислокации в предположении, что размеры их линейно связаны с магнитудой породивших их землетрясений. Сравнивая интенсивность палеоземлетрясений с интенсивностью современных, автор забывает, что при столь разном осреднении (десятки тысяч и тысячи лет, с одной стороны, и годы и десятилетия — с другой) расчетная частота землетрясений высшей интенсивности должна (или может) быть совершенно различной. Уже на этом основании главный вывод В.К. Кучая становится сомнительным, и в указанных масштабах он совсем теряет свое значение из-за пропуска ряда важных сейсмодислокаций, ненадежности или ошибок в определении возраста дислокаций, поскольку автор имел возможность

пользоваться лишь весьма схематической стратиграфо-геохронологической схемой четвертичных отложений Средней Азии.

Так, для опорного участка на северном склоне Киргизского хребта (около г. Фрунзе) В.К. Кучай по двум сейсмодислокациям (ступенчатые перекосы грунта и сейсмосрывы Иссык-Ата) получил снижение балльности от IX–X в позднечетвертичное время до VIII–IX баллов в позднем голоцене и в настоящее время. На рассматриваемом участке, помимо известного сейсмосрыва Иссык-Ата и сейсмотектонического рва Чон-курчак (Кучай, 1972а), нами обнаружены две системы сейсмотектонических рвов и срывов около с. Беловодское. Размеры трех систем сейсмотектонических разрывов и смещений по ним таковы, что согласно графикам (см. рис. 34) они должны считаться следами трех землетрясений $7 < M \leq 7,7$, $I = IX$ баллов. Все три системы, а также сорванная масса в Иссык-Ата, как показали наши специальные исследования, моложе террас 20–10-метровой высоты, т.е. заведомо не древнее среднего-позднего голоцена. Отсюда следует, что следы позднеплейстоценовых землетрясений на участке не обнаружены, а в голоцене здесь произошло несколько IX-балльных землетрясений. Иными словами, никакого закономерного спада максимально возможных землетрясений на данном участке фиксировать нельзя, и его нельзя исключать из областей максимальной сейсмической опасности.

Среди лучше изученных районов Средней Азии только для Восточного Памира можно наметить уменьшение силы максимальных землетрясений от позднего плейстоцена к настоящему времени. Исключение составляет меридиональная зона со свежими дислокациями. Если изменение сейсмичности в этом районе действительно имело место, то в поисках его причин нам кажется естественным обратиться к дифференциации движений в позднем плейстоцене в связи с развитием и исчезновением на больших площадях Восточного Памира позднеплейстоценового последнего оледенения.

В целом для сейсмогенной области Средней Азии мы не можем считать обоснованным положение о направленном изменении средней за тысячелетия региональной сейсмичности от позднего плейстоцена к настоящему времени. Аналогично дело обстоит в высокосейсмичных областях Калифорнии и Японии.

О соотношении современных движений и сейсмичности. После того как было выяснено, что уровень сейсмичности не всегда прямо и однозначно связан с интенсивностью новейших тектонических движений (Петрушевский, 1955, 1968; Попов, Резанов, 1955; П.Н. Николаев, 1969), естественно, возникло представление о том, что он должен коррелироваться с интенсивностью более молодых – четвертичных, позднечетвертичных, голоценовых и, наконец, современных движений, соизмеримых во времени с интервалами регистрации землетрясений (Петрушевский, 1955; 1967; Горшков, 1961; Губин, 1960, 1974).

Действительно, в ряде мест Средней Азии было доказано соответствие участков распространения землетрясений большой силы (Северный Тянь-Шань) и их повышенной частоты (Памиро-Алай) зонам активных четвертичных, особенно позднечетвертичных и голоценовых, движений (Гзовский и др., 1958; Губин, 1960; Герасимов, Ранцман, 1964). До сих пор нередко принимается прямая зависимость между скоростью и (или) градиентом скорости вертикальных движений позднечетвертичного, голоценового или настоящего времени и сейсмической опасностью, а именно, чем выше скорость и градиент этих движений, тем сейсмическая опасность больше – выше максимальная активность и частота землетрясений (Губин, 1960, 1974; Арсланбеков, 1973).

Однако это положение не является всеобщим правилом или даже широко развитой закономерностью. Покажем это на примере горных стран Средиземноморского подвижного пояса, по которому, в отличие от Центральноазиатского, удалось собрать сопоставимые данные (рис. 77). На рис. 77, а приведены максимальные высоты горных стран с запада на восток, величины их поднятия за неотектонический этап (около 30 млн. лет), за поздний плиоцен и четвертичный период (3–1 млн. лет) и максимальные скорости современных (10–50 лет) движений относительно уровня моря. Для Копетдага и Памира имеются данные об отно-

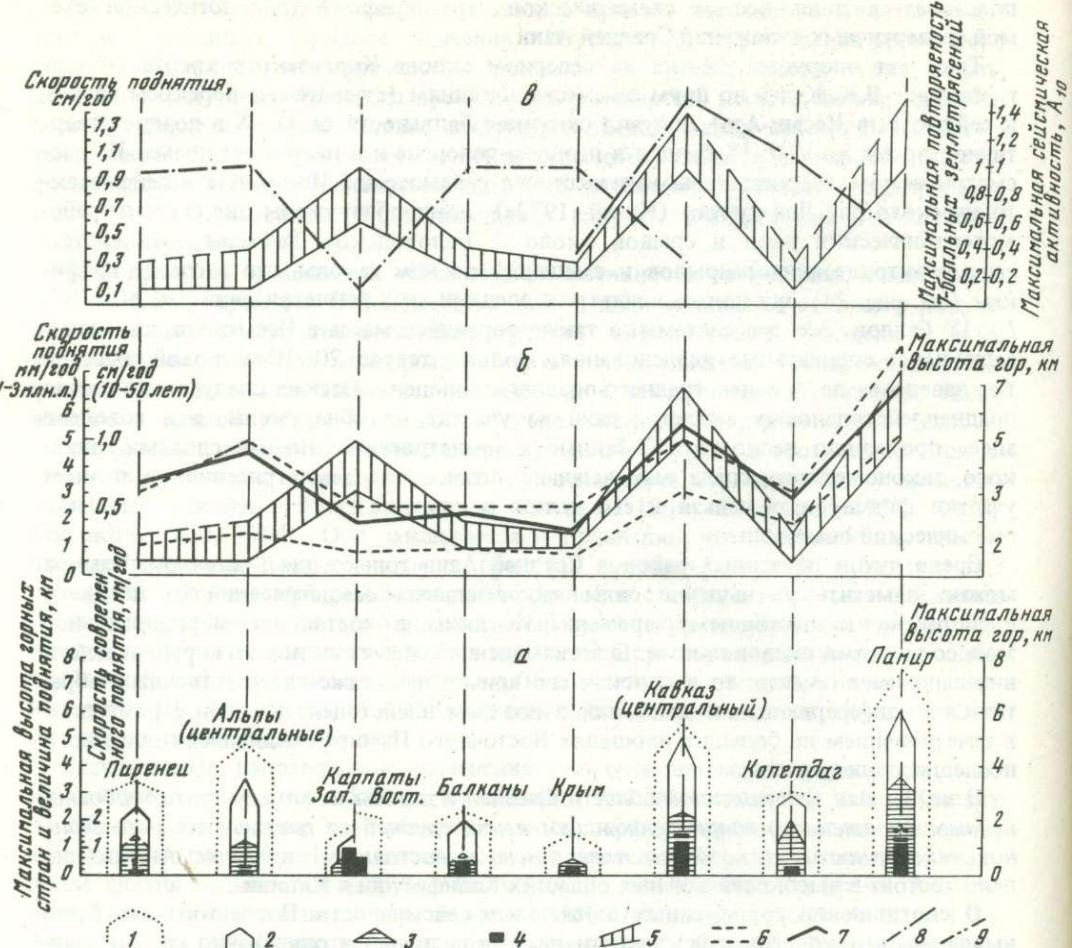


Рис. 77. Сопоставление величины и скорости поднятий с сейсмичностью для горных стран Средиземноморского подвижного пояса

а — высота гор, величина и скорость поднятия; б — высота гор и скорость поднятия; в — скорость поднятия и сейсмичность: 1 — максимальная высота горной страны; 2 — величина поднятия в новейшее время; 3 — величина поднятия за поздний плиоцен и четвертичное время; 4 — скорость современного поднятия относительно уровня моря по геодезическим данным; 5 — скорость современного поднятия; 6 — скорость поднятия за последние 1–3 млн. лет; 7 — линия максимальных высот гор; 8 — максимальная повторяемость VII-балльных землетрясений (Белоусов и др., 1968); 9 — максимальная сейсмическая активность A_{10} (Сейсмическое районирование СССР, 1968)

сительных, заведомо не максимальных, современных движениях; величины скорости заимствованы из ряда публикаций (Карта современных вертикальных движений..., 1973; Scott, 1937; Schaer, Jeanrichard, 1974; Jeanrichard, 1975; Горелов и др., 1973; Собакарь и др., 1975, и др.). Из рис. 77, а следует, что различные горные страны Средиземноморского подвижного пояса в течение последних десятилетий поднимаются с разной скоростью — от 1–4 до > 13 мм/год, причем величины скорости незакономерно распределены вдоль пояса и не коррелируются с высотой горных стран. Увеличение скорости и контрастности поднятия с запада на восток (Лилиенберг и др., 1972; Гофштейн, 1975) выявляется только, если рассматривать некоторые из них — Карпаты, Кавказ, Памир.

На рис. 77, б в иной форме показано распределение максимальных величин скорости современных поднятий и среднерасчетных величин скорости поднятий за последние 3–1 млн. лет в сопоставлении с максимальными высотами горных стран. Среднерасчетные скорости за поздний плиоцен и четвертичный период на

порядок меньше величин скорости современных движений; те и другие не пропорциональны, во всяком случае на западе; и именно распределение величин скорости за 3–1 млн. лет пропорционально высоте гор. Это ведет к представлению, что современная высота горных стран обусловлена в первую очередь движениями позднеплиоцен–четвертичного времени, что и принимается многими геологами применительно к отдельным горным странам.

Наконец, на рис. 77, в дано сопоставление максимальных величин скорости современных вертикальных движений с характеристиками сейсмичности. Для гор Европейского континента использованы данные о сильных землетрясениях в виде изолиний повторяемости землетрясений на площади в 1000 км^2 в пересчете на VII-балльные; $N_7 = 1/3 (0,5N_6 + N_7 + 3N_8)$ за 1901–1955 гг. (Белоусов и др., 1968). Для горных стран Азии идентичные показатели отсутствуют в литературе, поэтому для Копетдага и Памира использован показатель сейсмической активности A_{10} , характеризующий слабые землетрясения (Сейсмическое районирование СССР, 1968). При нанесении на график данных о сейсмичности нами использовались максимальные значения (как и значения скорости), поскольку фоновые значения для всех рассматриваемых стран близки. Сказанное не позволяет считать строгим сопоставление между собой восточных (в Азии) и западных (в Европе) частей пояса. Однако рассматриваемые по отдельности они явно обнаруживают обратную корреляцию между скоростью современного воздымания горной страны и ее сейсмической активностью. Вывод этот представляется принципиально важным, каково бы ни было объяснение этого явления (например, большей ролью пластических деформаций в более активно растущих горах или большей ролью горизонтальных усилий, т.е. иным механизмом деформирования). К сожалению, данных для сопоставления с горизонтальной составляющей движений и механизмами в очаге пока что недостаточно.

Из регионов с относительно большой статистикой землетрясений и одновременно наиболее обеспеченными данными по современным движениям выделяется Кавказ, на примере которого мы и попытались проверить более детально существование связи между интенсивностью современных движений и сейсмичностью. Для этого мы воспользовались сейсмотектоническими каталогами Кавказа (Борисов и др., 1975), сопоставив графически (рис. 78) магнитуды известных (с конца прошлого века) землетрясений со средней скоростью за то же время современных движений и разницей экстремальных значений скорости в пределах соизмеримых с эпицентralьными областями ячеек, т.е. градиентом скорости. Как видно на рис. 78, корреляция между этими показателями не выявляется.

Ранее было показано отсутствие во многих случаях прямой связи между уровнем сейсмичности и интенсивностью голоценовых и современных вертикальных движений, если судить по градиенту скорости (Гзовский, Никонов, 1968, 1969, 1973; Gzovsky, Nikonov, 1973, 1974). Тем более нельзя считать однозначными соотношения между измеренной на отдельных участках земной поверхности скоростью современных движений по разломам и сейсмической опасностью, даже если не принимать во внимание знакопеременный характер вертикальных движений по ряду разломов из-за нетектонических причин. Так, например, асейсмичным является Сурхобский разлом возле Гарма в Таджикистане, где скорость современных и, вероятно, позднеголоценовых движений составляет до 11–16 мм/год; однако на Дарваз-Каракульском разломе без признаков крипа в последние 1000–2000 лет имеются свидетельства предшествующего сильного землетрясения. В зонах разломов Тихоокеанского подвижного пояса с преобладанием сдвиговой компоненты также хорошо известны разные соотношения между скоростью современных движений за годы–десятилетия и землетрясениями.

Рассмотрение ряда примеров по соотношению между землетрясениями и проявлениями современных движений на поверхности и результаты модельных экспериментов позволили М.В. Гзовскому выделить четыре типа движений по их отношению к сейсмичности: плейсто-, гипо-, криpto- и телесейсмические (Гзовский, Никонов, 1973; Gzovsky, Nikonov, 1973; Гзовский и др., 1973; Gzovsky et al., 1974). Несомненно, что выделяемые типы движений сочетаются и взаимозаменя-

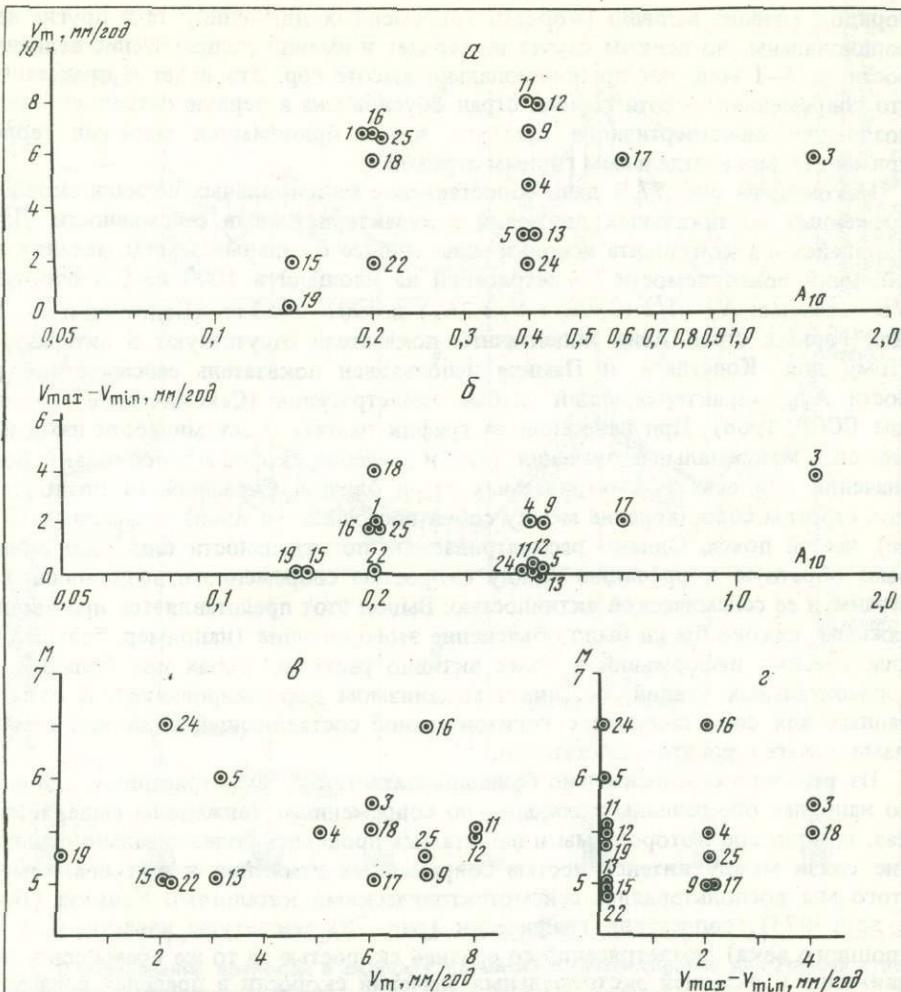


Рис. 78. Сопоставление современных движений и сейсмичности Кавказа в пределах ячеек радиусом 15 км (Карта современных вертикальных движений..., 1973; Борисов и др., 1975)

а — скорость современных движений и сейсмическая активность A_{10} ; б — разница экстремальных значений скорости современных движений и сейсмическая активность A_{10} ; в — магнитуда сильных землетрясений и скорость современных движений; г — магнитуда сильных землетрясений и разность экстремальных значений скорости современных движений. Номера точек соответствуют номерам в сейсмотектоническом каталоге (Борисов и др., 1975)

ются как по простиранию тектонических структур, так и с течением геологического и даже настоящего времени. Именно пространственная неравномерность движений в течение лет—столетий, отражающая изменения напряженного состояния на отдельных участках, представляет наибольшую трудность при оценке сейсмической опасности, что и заставляет уделять ей особое внимание.

Сейсмотектонические импульсы и фазы движений в сейсмоактивных областях. По мере развития сейсмотектоники становится все более ясным, что от представлений о пространственно-временной неравномерности (нередко понимаемой как отсутствие закономерности) тектонических движений и сейсмических проявлений следует переходить к выявлению закономерностей хода движений, региональных и по отдельным разломам, в связи с динамикой напряжений в земной коре и сейсмическими проявлениями. Доступные геологам и геоморфологам попытки найти такие закономерности могут основываться в первую очередь на выявлении сейсмотектонических импульсов в пределах тысячелетий и столетий, а для геодезистов наиболее доступным является выявление хода и аномалий движений в течение периодов от десятилетий до часов, для геофизиков — от нескольких лет до минут.

Наиболее плодотворными могут быть совместные усилия многих специалистов по всем отмеченным (и даже более широким) диапазонам времени, но здесь, в соответствии со спецификой работы, внимание почти исключительно сосредоточено на динамике движений в течение периодов от первых тысячелетий до лет.

Выше уже приводились факты, пока еще не достаточные для уверенных обобщений, но уже далеко не единичные, в пользу периодической активизации движений, как вертикальных, так и горизонтальных, в геологически весьма короткие (десятки тысяч—тысячи лет) периоды в течение времени от среднего плейстоцена до настоящего времени. Для большинства таких случаев не удается доказать сейсмотектонический характер импульсов, т.е. возникновение в результате суммирования серии сейсмотектонических подвижек.

Иначе обстоит дело с сейсмическими подвижками, отраженными сейсмотектоническими дислокациями позднеплейстоценового, голоценового и настоящего времени. Весь мировой опыт (Горшков, 1950; Точер, 1961; Рихтер, 1963; Солоненко, 1970, 1974; Chinnary, 1969; Fujii, 1969; Bonilla, 1970; Pavoni, 1971; Ambraseys, 1963; Никонов, 1975б; см. также раздел II, гл. 1, 2; раздел III) учит, что при сильных землетрясениях возникают почти без исключения разрывы (унаследованные или новообразованные) и необратимые смещения по ним. Иными словами, *сейсмотектонические импульсы – это характернейший признак современных разрывных движений земной коры в сейсмоактивных областях*. Утверждая этот тезис, мы должны одновременно подчеркнуть два обстоятельства. Во-первых, признание сейсмотектонических импульсов не отрицает постепенных смещений по разломам (крипа), которые могут развиваться как без землетрясений, так и перед ними и после них (подробно см. раздел II, гл. 2 и 3). Во-вторых, *конкретные размеры смещений (сейсмодислокаций) и порог магнитуды, за которым начинаются смещения, значительно отличаются в разных геоструктурных областях* (раздел II, гл. 2, рис. 35, а, б, табл. 10; гл. 3, рис. 42).

Убеждаясь в существовании современных сейсмотектонических импульсов, мы должны допустить реальность аналогичных импульсов и в геологическом прошлом. Исходя из принципа актуализма и имея в виду положение о продолжающемся последние примерно 100 тыс. лет периоде тектонической активности (см. предыдущую главу), мы вправе допускать существование аналогичных сейсмотектонических импульсов по крайней мере в голоцене и позднем плейстоцене. Действительно, во многих сейсмоактивных подвижных областях такие импульсы обнаруживаются все в большем количестве в виде палеосеймодислокаций и резких подвижек по разломам, которые, по аналогии с современными, относятся за счет исторических, голоценовых и позднеплейстоценовых землетрясений (Солоненко, 1962, 1970, 1974; Курдюков, 1953, 1956; Расцветаев, Трифонов, 1965; Буртман, 1965; Трифонов, 1971; Кучай, 1972а; Сейсмогенные структуры..., 1973; Никонов, 1974б, 1977а и б). В отдельных наиболее изученных районах (Средняя Азия, Калифорния) удается определить возраст сейсмодислокаций (импульсов) с точностью от первых десятков тысяч до нескольких сотен лет. При этом нередко еще остается вопрос, обязаны ли видимые в рельфе или зафиксированные в отложениях импульсные смещения единичным элементарным подвижкам или сериям таковых в рамках цикла сейсмической активности в течение периода от нескольких лет до первых тысяч лет.

Сейсмостатистические данные по разным частям мира и сейсмотектонические наблюдения в областях современных сильных¹ землетрясений в разных подвижных областях свидетельствуют о реальности существования той и другой разновидности. Известные графики Бениоффа (1961) демонстрируют периодичность (импульсность) высвобождения напряжений и деформаций в результате сильных коровых землетрясений Земли. Периоды повышенной сейсмической активности (10–30 лет) чередуются с периодами относительного покоя (10–40 лет) в пределах крупных геоструктурных областей, таких, как Рус-

¹ Речь идет о сильных землетрясениях, так как именно они ответственны за большую часть сейсмотектонических подвижек и высвобождение деформаций.

ская платформа, Карпатский и Кавказский мегантиклинорий и др. (Ананыин и др., 1973). Аналогичное явление установлено нами для северных частей Балтийского щита (см. раздел II, гл. 1). В Среднеазиатском сейсмически активном регионе известны периоды повышенной активности в 1885–1911 и 1946–1955 гг.

Имеются также примеры периодической сейсмотектонической активности по отдельным крупным зонам разломов. Так, в северной части зоны разломов Сан-Андреас повышенная активность и правостороннее смещение примерно на 10 м падают на 1836–1906 гг.; в зоне Северо-Анатолийских разломов серия сильных землетрясений с общей правосторонней подвижкой на 0,9–4,0 м разразилась в 1939–1956 гг.; по разлому Чаман в Афганистане примерно пять землетрясений с левосторонними подвижками возникло с середины XVIII до конца XIX в., после чего более 80 лет длится период покоя; в Северо-Тяньшаньской зоне за 1885–1911 гг. произошло пять сильных землетрясений, а за последующие 60 с лишним лет – только одно.

Непрерывно-прерывистый характер сейсмотектонического процесса может заключаться в том, что при непрерывных и односторонних и равномерных региональных движениях напряжения в ряде зон и участков периодически превышают предел прочности, происходят импульсные подвижки, которые снимают напряжения в ограниченном объеме, но не изменяют продолжающийся процесс региональных движений. Так можно представлять крупные зональные (и может быть локальные) циклы накопления и разрядки напряжений (см. раздел II, гл. 3). Можно, однако, выделять и более ограниченные по времени и месту локальные циклы, главным образом в эпицентральных зонах землетрясений. С развитием повторного нивелирования, непрерывных геофизических и уровнемерных измерений в сейсмо- и вулканически активных районах намечается тенденция рассматривать медленные и быстрые движения как взаимосвязанные проявления непрерывного процесса накопления и разрядки напряжений в земной коре. На конкретном фактическом материале по современным движениям ряда сейсмоактивных районов Ю.А. Мещеряков (1968, 1973), в развитие схемы М.В. Гзовского (1963), выделил три типа современных движений, рассматриваемых во временном аспекте: медленные, вековые, проявляющиеся в течение длительного срока до землетрясения, α ; движения-предвестники в период подготовки землетрясения, β , и подвижки, вызванные самим землетрясением, γ . Это подразделение вошло в отечественную литературу. Между тем в зарубежной литературе (Lenssen, 1971; Scholz, 1972; Fujii, 1974) цикл движений земной коры в районах сильных землетрясений подразделяется на 4 или даже 7 фаз. Так, Шольц (Scholz, 1972) выделяет: 1) медленные длительные движения с постоянной скоростью, 2) более быстрые движения, начинающиеся от 10–20 лет до нескольких дней или часов перед землетрясением, 3) внезапные движения во время землетрясения и 4) быстрые движения в течение недель–месяцев после землетрясения. Считается, что эти фазы движений отражают цикл накопления упругих деформаций (1 и 2 фазы) и их снятия путем хрупкого разрушения и пластичного течения или перемещения по разломам (3 и 4 фазы). Поэтому задача выделения особенностей медленных движений и их изменения перед сильными землетрясениями, поставленная Г.А. Гамбурцевым в 1955 г., имеет реальный физический смысл и прогностическое значение.

Глава 5

ПРАКТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ О ГОЛОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЯХ

В этой главе изложены возможности и некоторые обнадеживающие результаты новых способов оценки сейсмической опасности – интенсивности, места и особенно повторяемости или даже времени сильных землетрясений. Эти способы основаны на поисках закономерностей пространственно-временного хода

движений и деформаций в зонах разломов с точки зрения общих геологических закономерностей движений крупных блоков земной коры. Такой подход намечается лишь в последние годы, он находится в стадии разработки и еще не стал обязательной составной частью комплекса работ по сейсмическому районированию и программ исследований по проблеме прогноза землетрясений. Все сказанное ниже не следует рассматривать как отрицание или умаление, но только как развитие и дополнение к традиционным сейсмотектоническим методам оценки сейсмической опасности.

Оценка опасности по скорости движений в зонах разломов и скорости накопления деформаций рассмотрена подробно в разделе II (гл. 3) на примере зоны разломов Сан-Андреас. Этот способ заключается в оценке скорости накопления упругих деформаций в широкой зоне поперек заведомо сейсмогенного разлома. Он может быть использован только в районах с длительными и повторяющимися геодезическими измерениями как непосредственно через зону разломов, так и в удалении на несколько десятков километров в каждую сторону от нее. Однако и при этом полученная точность оценки повторяемости землетрясений может колебаться от нескольких десятков до первых сотен лет. С помощью этого метода и по истории землетрясений повторяемость сильных землетрясений оценена нами раздельно для северного и центрального отрезков зоны разломов Сан-Андреас соответственно в 70–300 и ≥ 90 –900 лет, между тем как сейсмологическим методом по графику повторяемости дана лишь обобщенная оценка – 18 300 лет, явно нереальная.

Конкретизация оценки связана с разделением зоны сейсмогенного разлома на участки с продолжающейся и спорадической сейсмичностью и соответственно с разной величиной или даже отсутствием асейсмических смещений по разлому (Allen, 1968; Wallace, 1970; Richter, 1971, и др.). Для случая спорадической сейсмичности и отсутствия крипа по разлому метод упрощается в предположении, что скорость накопления энергии упругой деформации между сильнейшими землетрясениями пропорциональна долговременной скорости смещения по разлому, и что энергия упругой деформации аккумулируется до наступления землетрясения. Этот вариант мы попытались применить к некоторым крупным разломам Средней Азии, для которых была рассчитана долговременная скорость смещений (см. раздел II, гл. 3), где сильнейшие землетрясения в течение долгого времени отсутствуют и медленные смещения (асейсмический крип) по геолого-геоморфологическим признакам (геодезические данные, к сожалению, отсутствуют и в скромном времени их ожидать не приходится) не фиксируются. Конечно, при таких условиях приводимые расчеты могут рассматриваться лишь как ориентировочные.

Для Таласо-Ферганского разлома долговременная скорость правостороннего сдвигания около 4 мм/год (см. табл. 14, рис. 53). Тогда для накопления деформаций, обеспечивающих смещение на 1,0–1,5 м, как при IX-балльном Чаткальском землетрясении 1946 г. (Федоренко, 1968), потребуется период в 250–375 лет. Этот период и может считаться, при нынешнем уровне знаний, повторяемостью аналогичных землетрясений на данном участке зоны разломов. Для отрезка северо-восточного простирания Дарваз-Каракульской зоны разломов долговременная скорость была определена величиной около 7 мм/год (см. табл. 14, рис. 53). Для накоплений деформаций, обеспечивающих смещение на 5–10 м, как при последнем сильном землетрясении, здесь нужно 700–1400 лет при учете, что медленных смещений (крипа) на данном участке не было в последние максимум 1–2 тыс. лет. Землетрясения в последние 100 лет тоже отсутствовали, т.е. напряжения не снимались. Поэтому данный участок можно считать потенциально (в масштабе сотен лет) опасным в отношении сильного землетрясения.

Как видим, для развития и использования этого метода применительно к Средней Азии необходимы целенаправленные геолого-геоморфологические работы по определению долговременной и текущей скорости смещений по основным разломам и определения возраста и размеров сейсмотектонических дислокаций

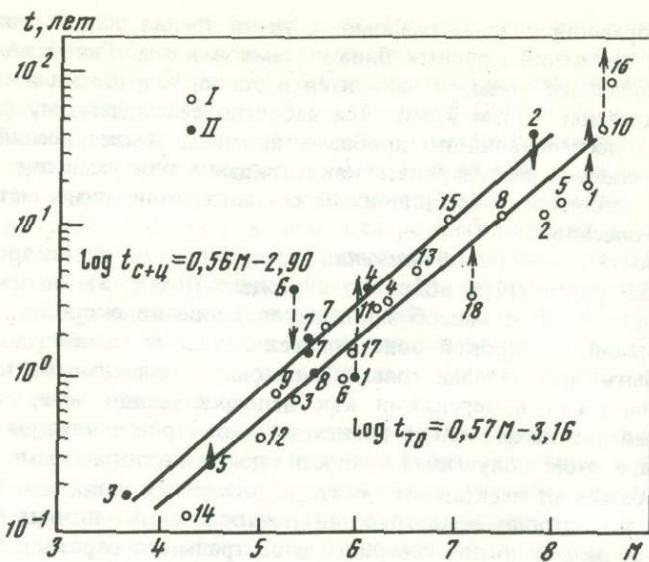


Рис. 79. Сопоставление длительности современных аномальных движений (фазы предшествующих движений) и магнитуды последующих землетрясений

I — Тихоокеанский подвижный пояс (ТО) : 1 — Сан-Франциско, Калифорния, 1906, $M \approx 8,3$; 2 — Канто, Япония, 1923, $M = 7,9$; 3 — Секихара, Япония, $M = 5,4$; 4 — Лонг-Бич, Калифорния, 1933, $M = 6,3$; 5 — Нанкайдо, Япония, 1946, $M = 8,1$; 6 — Одайгахара, Япония, 1960, $M = 6,0$; 7 — Винери, Калифорния, 1961, $M = 5,7$; 8 — Ниигата, Япония, 1964, $M = 7,5$; 9 — Корралитос, Калифорния, 1964, $M = 5,2$; 10 — Аляска, 1964, $M \approx 8,5$; 11 — Мацуширо, Япония, 1965, $M = 6,2$; 12 — Оми, Япония, 1967, $M = 5,0$; 13 — Гифунке-Чубу, Япония, 1969, $M = 6,6$; 14 — Данвилл, Калифорния, 1970, $M = 4,25$; 15 — Китамино, Япония, $M = 7$; 16 — Нанкаи, Япония, $M = 8,6$; 17 — Китайзу, Япония, $M = 6,0$; 18 — Монерон, Сахалин, 1971, $M = 7,2$. II — Средиземноморский и Центральноазиатский подвижные пояса (С + Ц) : 1 — Дунахарашти, Венгрия, 1956, $M = 6,0$; 2 — Муга, Забайкалье, 1957, $M = 7,8$; 3 — Баку, Каспий, 1958, $M \approx 3$; 4 — Скопле, Македония, 1963, $M = 6,1$; 5 — Байпаза, Таджикистан, 1966, $M = 4,5$; 6 — Ташкент, Узбекистан, 1966, $M = 5,3$; 7 — Кызылкумы, Узбекистан, 1968, $M = 5,5$; 8 — Ашхабад, Копетдаг, 1968, $M = 5,6$.

Исходные материалы — I: 1 — Reid, 1910; 2, 3, 5—9, 12, 13 — Fudji, 1974; 14 — Wood, Allen, 1971; 4 — Lofgren, Klausring, 1949; 10 — Plafker, 1972; 11, 15, 16, 17 — Цубокава, см. Rikitake, 1969; Lensen, 1971; 18 — Захаров, 1975. II: 1, 4 — Мещеряков, 1968, 1973; 2 — Маринов, 1973; 3 — Рихтер, 1965; 5 — Мирзобаев, 1970; 6 — Райзман, 1970; 7 — Тетюхин, Арсланбеков, 1968; Якубов, Ибрагимов, 1972; 8 — Горелов и др., 1972

(подвижек), с одной стороны, и повторные геодезические измерения современных движений, в том числе горизонтальных — с другой.

Более распространенным и обещающим большие точности прогноза времени сильных землетрясений на заданных ограниченных участках является развивающаяся для разных геоструктурных условий оценка опасности по предшествующим землетрясению локальным изменениям хода и скорости движений. Первые наблюдения за поднятием суши относительно уровня моря (на 1—2 м за 0,5—4 часа перед землетрясением с $M = 6,6 \div 7,5$) проведены в Японии в конце XVIII в. (Lensen, 1971). В настоящее время накоплен значительный материал по изменению высот и изменению скорости движений в эпицентральных зонах сильных землетрясений в течение лет, ближайших ко времени их проявления (рис. 79). В пределах Средиземноморского подвижного пояса наблюдения такого рода относятся к землетрясению 1928 г. в Родопах, землетрясениям 1956 г. в Венгерской низменности, 1958 г. на Каспии, 1963 г. в Динарских горах (Рихтер, 1965; Мещеряков, 1963, 1973), в Тихоокеанском пояссе — к землетрясениям 1933, 1966 и 1971 гг. в Калифорнии (см. раздел II, гл. 3), 1835 и 1960 гг. в Чили, 1964 г. на Аляске (Plafker, 1972), ко многим землетрясениям Японии (Yamaguti, 1971; Fujii, 1969, 1974; Мещеряков, 1973). В Центральноазиатском подвижном пояссе аналогичные данные относятся к Гоби-Алтайским землетрясениям 1905 и 1957 гг. (Маринов,

1973) и землетрясениям 1948, 1966 и 1971 гг. в Средней Азии (Мещерский, 1968; Райзман, 1970; Никонов, 1971; Ташкентское землетрясение..., 1971; Boulanger et al., 1972; Атрушевич и др., 1973а, б; Сигалов, 1974; см. также стр. 72 и рис. 21 настоящей работы)¹.

Рассмотрение всех этих материалов показывает несколько главных эмпирических признаков: землетрясения часто предваряются ускоренным изменением высот поверхности эпицентральных зон, перед землетрясениями обычно происходит поднятие поверхности, во время землетрясения или непосредственно после него — резкое погружение (наблюдаются и обратные случаи); амплитуда смещения составляет от нескольких сантиметров до нескольких метров, она тем больше, чем сильнее землетрясение и чем ближе к эпицентру проведены измерения; период предшествующего землетрясению изменения хода движений (аномалии) колеблется от нескольких десятков лет до нескольких часов и даже минут и в общем согласуется с интенсивностью землетрясений. Эти явления открывают перспективы для разработки прогноза времени будущих землетрясений в определенных местах, обеспеченных уровнями и достаточно частыми повторными геодезическими измерениями.

Тщательное изучение отечественных и зарубежных фактических данных о движениях, предшествующих землетрясениям, сопровождающих их и следующих за ними, позволило автору в развитие начатых в Японии исследований уточнить зависимость между длительностью периода аномальных движений в годах (фазы предшествующих движений) и магнитудой готовящегося землетрясения. Прежде были выведены следующие зависимости:

$$\log t = 0,75M - 4,27 \quad (\text{Rikitake, 1969; по 8 точкам, см. также (Lensen, 1971)});$$

$$\log t = 0,79M - 4,44 \quad (\text{Цубокава, 1973});$$

$$\log t = 0,52M - 2,80 \quad (\text{Fujii, 1974; по 8 точкам, частью иным, чем у Цубокава и Рикитаки}).$$

Полученные автором зависимости (см. рис. 79) даны раздельно для Тихоокеанского пояса

$$\log t_{\text{TO}} = 0,57M - 3,16 \quad (\text{по 18 точкам})$$

и Средиземноморского и Центральноазиатского поясов

$$\log t_{\text{C+Ц}} = 0,56M - 2,88 \quad (\text{по 8 точкам}).$$

Имеются, однако, и ограничения в возможностях обнаружения искомых связей.

1. В большинстве известных случаев предшествующие смещения улавливаются для землетрясений с $M \geq 6$, однако имеются исключения. Так, за 2 месяца перед землетрясением 28 ноября 1958 г., $I = IV$, $H = 2$ км, около г. Баку аномальные колебания поверхности достигали не менее 5–7 см (Рихтер, 1965), при Ташкентском землетрясении 1966 г., $M = 5,3$, $H = 8 \div 3$ км, и Джамбульском 1971 г., $I = VI-VII$, $M \approx 6$, они были более 3 см (Райзман, 1970; Сигалов, 1974). Однако вертикальные смещения свыше нескольких миллиметров не отмечены нивелированием не только при землетрясениях интенсивностью V баллов, $M = 4,8$, $H = 44$ км, на севере Финляндии в 1960 г. (Каяриайнен, 1969) или при землетрясении в Карпатах 1965 г., $I = VI$, $M = 3,7$, $H = 5$ км (Сомов, 1973), но и при Красноводском землетрясении 1895 г., $I = IX$ (см. рис. 21). Если перед некоторыми землетрясениями аномальные смещения поверхности или движения по разломам отсутствуют, они не могут считаться непременным и единственным предвестником землетрясений.

2. Трудность прогнозирования землетрясений по аномальному ходу (скорости) движений земной коры перед землетрясением состоит в том, что в разных поясах и разных структурных зонах величина площади, захваченной аномальными движениями, и интенсивность движений оказываются различными.

¹ После сдачи рукописи в печать стало известно, что перед сильным ($M = 7,3$) землетрясением 4 февраля 1975 г. на северо-востоке Китая отмечены аномальные движения земной коры, которые вместе с другими признаками были использованы при его предсказании.

Так, при Чилийских 1960 г. с $M = 7,5$ и $8,5$ и Аляскинском 1964 г. с $M = 8,4-8,6$ землетрясениях области вертикальных смещений, по данным геоморфологических исследований и уровнемерным наблюдениям, охватили не менее 130 и 200 тыс. km^2 соответственно, причем внутрибереговые полосы опускания обрамлялись снаружи и внутри материка полосами поднятий (Plafker, 1972). Похожие соотношения приводятся для Японии и, возможно, вообще присущи зонам перехода от материка к океану.

В пределах Среднеазиатского орогена хорошо известен случай характерного хода движений в связи с Пржевальским (Сарыкамышским) землетрясением (Корешков, 1971, 1973; Сигалов, 1974) в июне 1970 г. с $M = 6,5-6,7$ не только вблизи эпицентра, но и в 160 км к северо-западу на Алматинском полигоне (Атрушекевич и др., 1973а; Boulanger et al., 1972). Примечательно, что амплитуда и скорость предшествующих и сопровождающих землетрясение безразрывных движений в данном случае были больше вдали от эпицентральной зоны, чем в самой зоне (см. рис. 21). А так как в Алма-Ате измерения и их обработка были проведены раньше, это позволило высказать предположение о готовящемся в районе Алма-Аты землетрясении (доклад автора в мае 1970 г. на совещании в Ташкенте; Никонов, 1971). Землетрясение действительно произошло через месяц, но в 160 км юго-восточнее, в другой тектонической зоне, после чего знак движений на обоих участках изменился. Отсюда можно заключить, что вертикальные знакопеременные движения земной коры в связи с землетрясениями, а точнее с изменением напряжений, могут проявляться и далеко за пределами эпицентральных зон и даже с более высокой интенсивностью. По-видимому, такие факты можно объяснить признанием единой горизонтально направленной системы напряжений в земной коре в пределах мегаструктур или даже всего региона, которая и трансформируется в вертикальные движения (упругие деформации?), особенно сильно в пределах крупных зон разломов, возможно, в отдельных случаях независимо от расстояния до эпицентра будущего землетрясения, т.е. ослабленного участка. В интерпретации данных о современных движениях земной коры в связи с землетрясениями и поисках точных прогностических признаков имеются и другие трудности, в значительной степени связанные с отсутствием данных о горизонтальной составляющей современных движений.

В зоне исключительно или преимущественно сдвиговых смещений с густой сетью часто повторяющихся измерений, каковой является зона разломов Сан-Андреас, имеются успехи в прогнозировании слабых и умеренных по силе землетрясений по предварительным деформациям (см. раздел II, гл. 3). Но и здесь известны случаи возникновения или ускорения крипа по разломам без последующих землетрясений и возникновения землетрясений без предшествующего крипа.

Хотя до 1976 г. было предсказано лишь одно сильное землетрясение (Китай, 4. II 1975а, $M = 7,3$), способ представляется весьма обещающим.

Ниже предпринята попытка использовать найденную зависимость в прогнозных целях на материале по Центральной Калифорнии. Повторным нивелированием установлено поднятие земной коры на участке соединения разломов Сан-Андреас и Гарлок (Castle et al., 1976). Максимум поднятия (≥ 25 см относительно метеографа Сан-Педро, считающегося неизменным по высоте) вытянут к восстоку-юго-востоку. К 1973 г. поднятие занимало площадь около 120 тыс. km^2 в виде грубо эллипсовидной в плане фигуры с субширотным протяжением длинной оси. Материалы повторного нивелирования показывают, что поднятие началось в 1959–1960 г., как будто претерпело два импульса ускорения, средняя скорость в центральной части участка составила 10–20 $\text{мм}/\text{год}$. На западе участка поднятие, возможно, началось раньше – после 1953 г.

Появление поднятия на месте прежде стабильного участка, его резкий характер, большая скорость и обширная площадь, пространственная связь с разломом Сан-Андреас – все это трудно объяснить иначе, как предполагая связь поднятия с готовящимся сильным землетрясением. Субширотная вытянутость длинной оси поднятия и повышенные значения градиента скорости вертикальных движений на южном и северном крыльях поднятия (соответственно $5 \cdot 10^{-7}$ и $2 \cdot 10^{-7}$ год^{-1})

вполне согласуются с данными о субмеридиональном направлении оси сжатия в земной коре региона (Nikonov, Osokina, Tsvetkova, 1975). Как подробно разобрано выше (раздел II, гл 3), участок зоны разломов Сан-Андреас у соединения с разломом Гарлок (участок IV) характеризуется спорадической сейсмичностью в условиях заклинивания, где крупные смещения вдоль разлома Сан-Андреас должны происходить во время редких сильных землетрясений с $M \geq 8$. Единственное известное сильное землетрясение с $M = 8$ на этом участке произошло в 1857 г. Последующее сейсмическое спокойствие, в отношении сильных и умеренных землетрясений во всяком случае, не противоречит предположению о накоплении здесь энергии упругой деформации для будущего сильного землетрясения.

Считая, что энергия деформации будет реализована не в виде асейсмического крипа по разлому Сан-Андреас, а при сильном землетрясении, можно воспользоваться выведенной для Тихоокеанского пояса зависимостью $\log t = 0,57M - 3,16$ для оценки вероятной магнитуды будущего землетрясения. В случае возникновения землетрясения в 1977 г., т.е. спустя 17 лет после начала аномального поднятия к 1960 г., ожидаемая магнитуда составляет $M = 7,7$ (в пределах $\pm 0,5$). Если ожидать землетрясение с $M = 8$, такой же, как при землетрясении 1857 г. и как вообще ожидается для землетрясений на участках спорадической сейсмичности в зоне разломов Сан-Андреас, то такое землетрясение может произойти к 1985 г., т.е. примерно через 130 лет после предыдущего. Однако если поднятие началось (на западе в стороне от центра) в 1953–1957 гг., то землетрясение с $M = 7,8$ – $8,0$ можно ждать уже в 1977 г.

Можно использовать другой способ оценки магнитуды землетрясения по величине среднего радиуса деформированной области. По формуле $\log r$ (км) = $= 0,51M - 2,27$ (Dambara, 1966; Fujii, 1974), принимая средний радиус деформированной к 1973 г. области 95 км, получим, что уже к 1973 г. могло произойти землетрясение с $M = 8,4$, а к 1977 г., при увеличении среднего радиуса ежегодно на 7 км, землетрясение с $M = 9,1$, что нереально. Более правдоподобные величины получим при использовании в расчете длины малой полуоси области поднятия 70 км. При этом ожидаемая к 1977 г. магнитуда составит 8,3. По-видимому, использование выведенной по материалам Японии формулы не может считаться надежным в Калифорнии. Во всяком случае скорость увеличения радиуса области поднятия в рассмотренном случае получается 4,7–5,6 км/год для среднего радиуса и 4–5 км/год для малой полуоси, тогда как в Японии удлинение среднего радиуса оценивается в 3,4 км/год (Fujii, 1974).

Так или иначе, если мы действительно имеем дело с подготовкой землетрясения на рассматриваемом участке, то его магнитуда оценивается как $7,5 < M \geq 8,0$. Возможность его возникновения в ближайшие годы или десятилетие не противоречит расчетной частоте сильных землетрясений на этом участке ≥ 90 лет. Для более уверенного и краткосрочного прогноза необходимы более подробные данные и измерения.

По разрывным сейсмотектоническим дислокациям в ряде случаев можно определить или уточнить местоположение сильных землетрясений и размеры очаговых зон, общие изменения сейсмического режима в течение последних примерно 100 тыс. лет, т.е. последнего периода тектонической активизации, оценивать повторяемость сильных землетрясений и, наконец, определять максимально возможную интенсивность (M_{\max} , K_{\max}) землетрясений в пределах отдельных участков и сейсмогенных зон.

Наиболее простым является вопрос определения места (эпицентральной зоны) бывших землетрясений. Опыт показывает, что разрывы на поверхности возникают именно в эпицентральных зонах и, как правило, не выходят за пределы изосейст высших баллов (определенных по разрушению построек, гравитационно-тектоническим и сейсмогравитационным нарушениям, а также инструментально). Исключения могут составлять разрывы во время сильнейших ($M \geq 8$) землетрясений, особенно с преобладанием горизонтальной компоненты подвижек. Поэтому разрывные палеосейсмодислокации позволяют на-

метить и даже грубо оконтурить эпицентральные зоны прошлых землетрясений (например, см. Никонов, 1974б).

Отечественный и в меньшей степени зарубежный опыт (Солоненко, 1962, 1973б, 1974; Кучай, 1969, 1971, 1972а; Расцветаев, Трифонов, 1965; Трифонов, 1971; Курдюков, 1953, 1956; Никонов, 1974б, 1976а и б; Wallace, 1970) показывает, что в преобладающем числе случаев сейсмотектонические дислокации современных, голоценовых и позднеплейстоценовых землетрясений располагаются в зонах сейсмогенных разломов как вблизи эпицентральных зон известных исторических или инструментально определенных землетрясений, так и вне их. Этим подтверждается справедливость (Губин, 1960, 1974; Гзовский, 1963, 1975; Сейсмическое районирование СССР, 1968) оценки опасности квазиоднородной зоны по наисильнейшему известному в ней (в том числе и определенному по палеосейсмотектоническим дислокациям) землетрясению. Вместе с тем в Средней Азии (см. рис. 30) обнаружены сейсмодислокации и за пределами известных активных разломов, что делает особенно важным использование данных о сейсмотектонических дислокациях для сейсмического районирования. Опыт учета сейсмотектонических дислокаций при сейсмическом районировании проведен для территории Таджикистана (см. рис. 29).

Еще одна особенность учета сейсмотектонических дислокаций для площадной оценки сейсмической опасности заключается в том, что конкретные сейсмо-разрывы на поверхности в эпицентральной зоне в ряде случаев в Средней Азии идут не вдоль основных крупных зон разрывов, а поперек или наискось к ним (Каратагское 1907 г., Пржевальское 1970 г., возможно, Чиликское 1887 г. и Хантское землетрясение 1949 г.) и, вероятно, в соответствии с направлением плоскости подвижки в очаге. Соответственно вытягиваются и изосейсты высших баллов, в отличие от изосейст меньших баллов. Сейсмотектонические разрывы на поверхности могут также иметь значение для оценки размеров очага, уточнения направлений подвижек в очаге неглубоких землетрясений и их сопоставления с более ранними тектоническими движениями и сейсмическими проявлениями.

Для некоторых лучше изученных участков возможна оценка повторяемости сильных землетрясений по данным о сейсмотектонических и других дислокациях (см. раздел II, гл. 2 и 3, а также Никонов, 1977а). Так, обнаружение нескольких (5–7) систем сейсмотектонических дислокаций в эпицентральной зоне Карагатского землетрясения 1907 г. (см. рис. 33) на площади 50 км², возникших в течение последних примерно 5 тыс. лет, позволяет оценить среднюю расчетную повторяемость сильных землетрясений здесь не реже одного раза в тысячу лет. По возрасту более молодой из голоценовых сейсмотектонических дислокаций частоту сильных землетрясений можно определить периодом в первые сотни лет. Отсюда для землетрясений I = IX ± 0,5, M = 5,5–8 мы получим $1 \cdot 10^{-3} < N < 1 \cdot 10^{-2}$ лет, т.е. на порядок больше, чем по графику повторяемости при гипотезе его прямолинейности (Бунэ, 1970). За последние ≥ 120 лет здесь известно одно землетрясение (два сильных толчка).

Аналогично для участка Рогунской ГЭС в радиусе 25 км средняя повторяемость сильных землетрясений за голоцен составляет $1,5 \cdot 10^{-3}$ лет, т.е. также на порядок больше, чем по графику повторяемости.

Для участка Северного Тянь-Шаня вблизи г. Фрунзе количество сильных ($M \geq 7$) землетрясений за последние примерно 2–5 тыс. лет составляет по сейсмодислокациям минимум три. При этом их повторяемость может считаться $6,6 \cdot 10^{-2} - 1,6 \cdot 10^{-3}$ лет. С учетом двух исторически известных (1770 и 1885 гг.) таких землетрясений здесь произошло 5 или более. Тогда средняя повторяемость их $\geq 4 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-3}$ лет. Промежуток между историческими землетрясениями 1770 и 1885 гг. в 115 лет позволяет предполагать более высокую повторяемость в среднем за последние тысячелетия. Но тогда и здесь повторяемость оказывается значительно больше, чем принятая для участка в настоящее время $5 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-3}$ или даже $1 \cdot 10^{-4}$ на основе графика повторяемости (Сейсмическое районирование СССР, 1968).

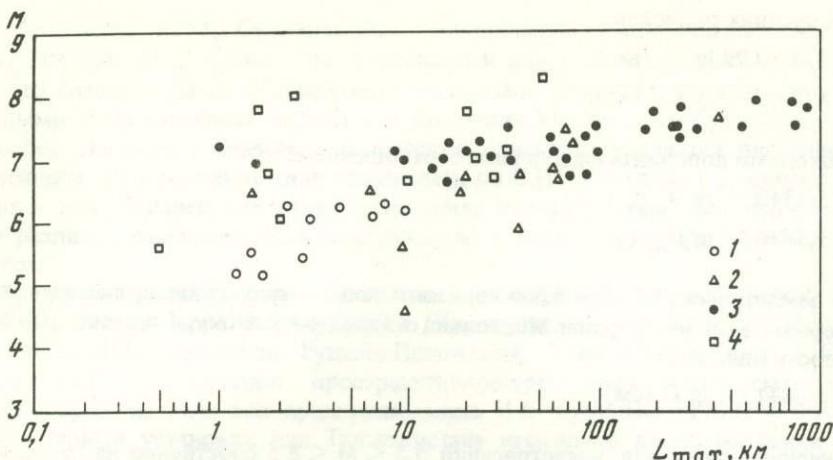


Рис. 80. Соотношение магнитуды землетрясений (M) и максимальной длины возникающих на поверхности разрывов (L_{\max}) (Mc Keown, Duckey, 1969, с дополнениями)

1 — подземные ядерные взрывы на полигоне в Неваде; 2 — землетрясения в Неваде и Калифорнии; 3 — то же, в разных областях Земли; 4 — то же, в Средней Азии

Так или иначе, для районов, где сейсмотектонические разрывные дислокации хорошо изучены, мы получаем дополнительный геолого-геоморфологический способ уточнения повторяемости сильных землетрясений в среднем за последние тысячи лет. Как показано в разделе II (гл. 2), возможности обнаружения и изучения сейсмодислокаций даже в хорошо, казалось бы, исследованных районах Среднеазиатского региона еще далеко не использованы.

Возможность оценки максимально возможной интенсивности землетрясений (K_{\max}) в определенной зоне или на определенном участке по сейсмодислокациям рассматривается и признается в ряде работ (Солоненко, 1970, 1973б, 1974; Кучай, 1972а и др.). Предлагаемые в настоящей работе усовершенствования и уточнения сводятся к следующему.

1. Необходимо и возможно оценивать магнитуду не зарегистрированного инструментально землетрясения не по какому-либо одному признаку, например длине разрывов на поверхности (Гзовский, 1963; 1975; Солоненко, 1974), а по комплексу параметров разрывных сейсмотектонических дислокаций. Главные среди них — длина новообразованного (обновленного) разрыва l и величина смещения D по нему (вертикальной или горизонтальной составляющей).

2. Имея дело с длиной разрыва на поверхности, необходимо всегда стремиться раздельно оценивать длину единичного элементарного разрыва l и суммарную длину зоны разрывов L , связанных с землетрясением.

3. Для каждого сейсмического (тектонического) региона существуют свои средние соотношения между магнитудой землетрясения, с одной стороны, длиной разрывов и величиной смещений по ним, с другой (см., например, рис. 35, 80).

Сейсмологи нередко пользуются формулой Д. Точера (1961):

$$M = 5,65 + 0,98 \lg L \text{ (км)}.$$

Недавно В.П. Солоненко (1974) предложил другую, общезначимую по его мнению, формулу

$$M(0,01 \pm 0,02) = 6,18 + \lg L \text{ (км)}.$$

Для определения силы (l , M , K_{\max}) землетрясений Среднеазиатского региона эти формулы даже в пределах $8,5 \geq M \geq 6$ должны быть заменены следующими для разрывов максимальных размеров:

$$M = 7,62 + 0,83 \lg l_{\max} \text{ (км)}, \quad (1)$$

$$M = 6,03 + 0,97 \lg L_{\max} \text{ (км)} \quad (2)$$

или для средних размеров:

$$M = 7,86 + 0,92 \lg l_m \text{ (км)}, \quad (3)$$

$$M = 6,25 + 0,90 \lg L_m \text{ (км)}. \quad (4)$$

Их необходимо дополнить следующим соотношением:

$$M = 5,43 + 0,90 \lg D_{\max} \text{ (см)}, \quad (5)$$

$$M = 5,38 + 0,94 \lg D_m \text{ (см)}. \quad (6)$$

Для землетрясений с $M \geq 6,5$ и горизонтальными смещениями, включая, кроме Калифорнии, Японию, Турцию, Монголию, о. Тайвань и Аляску, выведено (Chinnary, 1969) соотношение

$$M = 4,96 + 1,04 \lg D \text{ (см)}. \quad (7)$$

Уточненные нами для землетрясений $5,5 < M < 8,5$ собственно на разломе Сан-Андреас формулы имеют вид:

$$M = 5,1 + 0,80 \lg l_{\max} \text{ (км)}, \quad (8)$$

$$M = 5,4 + 0,75 \lg D_{\max} \text{ (см)}. \quad (9)$$

Все это показывает неправомочность переноса соотношений, выведенных, например, для землетрясений по разлому Сан-Андреас или Калифорния в целом на Копетдаг, для землетрясений Монголо-Байкальского региона на Кавказ и других подобных экстраполяций.

Таким образом, усовершенствуется независимый способ оценки верхнего предела M для сейсмогенных зон далеко за пределами периода обычной сейсмостатистики.

В качестве примера рассмотрим зону Гиндукуш-Дарваз-Каракульских разломов. Среди инструментально записанных землетрясений в пределах этой зоны сильнейшим является Арганкульское 1934 г. ($M = 6,5$; $I = \text{VIII-IX}$). В числе нескольких сейсмотектонических дислокаций в пределах этой зоны (Никонов, 1977б) имеется одна, более крупная, в бассейнах рек Сарыоб и Возгина (см. стр. 125). Размеры этой дислокации $L = 18$ км, $D = 5-10$ м соответствуют землетрясениям $M = 7,1 \div 8$, $I = \text{IX}$, т.е. сильнейшим в Средней Азии (см. рис. 34). Поскольку K_{\max} какой-нибудь зоны принимается не меньшим, чем у любого из возникавших когда-либо в этой зоне землетрясений, несмотря на отсутствие инструментальных или исторических данных о землетрясениях с $M > 6,5$ в ней, зону Гиндукуш-Дарваз-Каракульских разломов следует относить к IX-балльной зоне. При этом для оценки реальной сейсмической опасности еще остается в данном случае вопрос о повторяемости землетрясений этого высшего класса на разных участках разлома (см. стр. 199).

В Гиссаро-Кокшаальской зоне одним из наиболее интересных и важных с точки зрения возможной максимальной интенсивности землетрясений является участок вблизи устья р. Оби-Гарм, где на р. Вахш ведутся подготовительные работы к строительству одного из крупнейших гидроооружений — Рогунской ГЭС. По инструментальным данным, на участке строительства максимальным было Таги-Камарское землетрясение 1955 г., $M = 4,25 \div 4,5$, $I = \text{VII-VIII}$ (Губин, 1960). Из сейсмодислокаций здесь, как и во всей зоне, обнаруживались ранее только сейсмогравитационные, что приводило к заключению о возможности землетрясения менее IX баллов (Кучай, 1974). Между тем обнаруженные автором на этом участке сейсмотектонические дислокации (Никонов, 1974б) имеют столь крупные размеры, что по формулам (1), (2), (5), (6) (стр. 88) должны быть приписаны землетрясениям в пределах $6,5 < M < 8$, $I = \text{VIII-IX} \div \text{IX-X}$.

Оценка сейсмической опасности по скорости миграции землетрясений вдоль зон разломов. Как и другие авторы (Губин, 1960, 1974; Рихтер, 1963; Гзовский и др.,

1968; Ambraseys, 1968; Сейсмическое районирование, 1968; Bonilla, 1970; Герасимов, Ранцман, 1973 и др.), мы принимаем и для изученных районов подтверждаем, что сильные ($M \geq 6$) землетрясения связаны преимущественно с крупными активными в четвертичный период и в настоящее время зонами разломов. Поэтому особое значение в оценке сейсмической опасности уделяется движениям по крупнейшим региональным (или зональным, по В.П. Солоненко) разломам вертикального или близвертикального заложения, которые разделяют основные, неодинаково развивающиеся геоструктуры и морфоструктуры или блоки земной коры.

В Среднеазиатском регионе основными и активными зонами разломов можно считать Гиндукуш-Дарваз-Каракульский (Каракульско-Момукский, по И.Е. Губину), Гиссаро-Кокшаальский, Рушано-Лиштский, Таласо-Ферганский и Северо-Тяньшаньский. Исследование пространственно-временного хода землетрясений для некоторых из этих зон предпринималось И.Е. Губиным (1960) и В.И. Бунз (1970). Первый установил для Таджикистана несколько видов миграции землетрясений, в том числе для сильнейших землетрясений Гиссаро-Кокшаальской зоны — линейно-перемежающуюся (каждое следующее в промежутке между предыдущими), а для умеренных землетрясений в пределах некоторых второстепенных зон — линейно-направленную миграцию. Соответственно им дана оценка сейсмической опасности: "Толчки значительной силы следует ожидать ... в долинах нижнего течения р. Кызылсу, нижнего течения р. Сурхоб и верхнего течения р. Вахш... В ближайшее время землетрясения наиболее вероятны в Варзобском и Обигармском районах" (Губин, 1960, стр. 399). В.И. Бунз (1970) для сильных землетрясений ($K = 18 \div 15$) Южно-Тяньшаньской сейсмоактивной зоны (куда вошли Гиссаро-Кокшаальская, Вахшская и частично Дарваз-Каракульская зоны разломов) установил миграцию катастрофических землетрясений в зоне, но без определенных закономерностей, акцентировал внимание на периодах затишья в 20–50 лет после сильных землетрясений и сделал вывод о недостаточности статистических данных за 70 лет для решения проблемы прогноза места землетрясения.

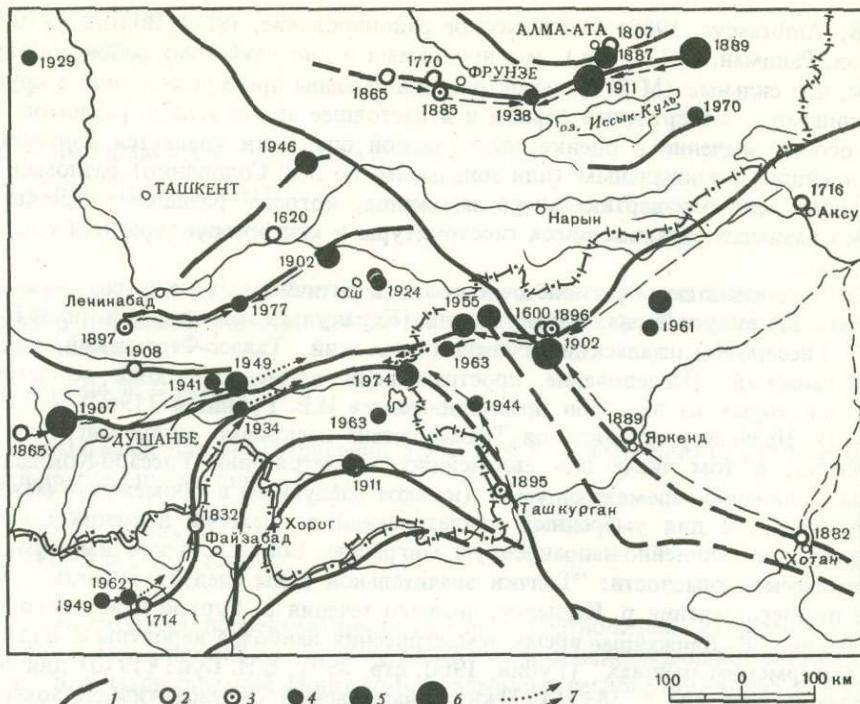
Автор настоящей работы рассмотрел миграцию землетрясений вдоль крупнейших зон разломов, ограничившись только самыми сильными ($M \geq 6,5$) землетрясениями в земной коре, но привлекая и исторические, начиная с 1714 г., недостаточно надежно локализованные, с неопределенной магнитудой (Никонов, 1975; Nikonov, 1976). Все сильные коровые землетрясения, кроме Каракульского 1963 г. с $M = 6,5$ и глубиной очага около 60 (!) км, располагаются на расстоянии не более 10–15 км от крупнейших зон разломов и поэтому могут быть связаны с движениями по этим зонам (рис. 81).

График пространственно-временной последовательности эпицентров сильных землетрясений вдоль основных зон разломов Памира дал картину линейно-направленной миграции (рис. 82). Для двух наиболее сейсмичных зон намечается миграция землетрясений от флангов к вершинной части Памирских дуг. Скорость миграции составляет от 1,5–5,5 км/год на флангах до 4–8 км/год в вершинной части дуг. По Северо-Тяньшаньской зоне можно наметить миграцию сильных землетрясений от флангов с явно более напряженной тектоникой к поперечному прогибу долины р. Чу (см. рис. 81).

Имеются два более надежных примера миграции землетрясений умеренной силы по второстепенным разломам. По Хингусскому разлому в Дарвазе землетрясения 1934–1951 гг., $M = 5–6,5$, как отмечено И.Е. Губиным (1960), мигрировали с северо-востока на юго-запад. Эта миграция, согласно нашим данным, происходила по оперяющему Дарваз-Каракульскую зону разлому четвертичного возраста со скоростью сначала 6 км/год, а затем 2–3 км/год.

По Ионахскому надвигу VII- и VIII–IX-балльные землетрясения мигрировали (1939–1955 гг.) с юго-запада на северо-восток со скоростью 1,0; 3,2 и 1,8 км/год, в среднем 2 км/год.

Приведенные данные о миграции укладываются в представление о цикличности импульсов тектонических движений, поскольку пространственно-временные по-



Р и с. 81. Сильные землетрясения Средней Азии и прилежащих территорий с гипоцентрами в земной коре

1 — главные зоны разломов в земной коре, активные в новейшее время (Тектоническая карта Евразии, 1966; дополнения автора); 2 — сильные ($I = \text{VIII-IX}$ баллов) землетрясения по историческим данным без надежного определения эпицентра; 3 — то же, эпицентр определен по макросейсмическим данным; 4 — эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений с $M \geq 6,5$; 5 — то же, $6,5 < M \leq 7,5$; 6 — то же, $M > 7,5$; 7 — миграция эпицентров сильных землетрясений вдоль зон разломов (пунктир — вероятная миграция в настоящее время). Цифры — год землетрясения. Тишина — Ташкент; П — Ленинабад; Ф — Фрунзе; А — Алма-Ата; О — Ош; Н — Нарын; Ак — Аксу; К — Кашгар; Д — Душанбе; Я — Яркенд; Х — Хотан; Т — Ташкурган; Хор — Хорог; Ф — Файзабад

следовательности землетрясений по каждому разлому (отрезку разлома) повторяются. Один цикл миграции от флангов к вершинной части Памирских дуг по западной части Дарваз-Каракульской зоны разломов можно оценить в ≥ 260 лет (1714 г. – после 1976 г.), по восточной – не менее 80–100 лет (до 1895 г. – после 1976 г.), по Гиссаро-Кокшальской зоне – соответственно ≥ 110 (1865 г. – после 1976 г.) и ≥ 260 лет (1716 г. – после 1976 г.). Для западной части последней из названных зон оценка согласуется с полученной независимо по данным о сейсмодислокациях (Никонов, 1977а), но значительно отличается от оценки повторяемости при признании линейно-перемежающегося хода землетрясений. И.Е. Губин (1974) по аналогии с предшествующей историей событий ожидает около четырех IX-балльных землетрясений в ближайшие 70–100 лет на участке Гиссаро-Кокшальской зоны от Карагата до Джиргитая. Приняв линейный характер миграции (см. рис. 82), можно ожидать на крайнем западе зоны только 1–2 землетрясения при длине цикла ≥ 110 лет или не ожидать их в течение следующих 100 лет при длительности цикла 260 лет. Длительность цикла ≥ 260 лет для восточной части зоны согласуется с историческими сведениями о разрушительном землетрясении у г. Кашгар за 300 лет до сильнейшего землетрясения с $M = 8,6$ в 1902 г. и не противоречит отсутствию сильных землетрясений в ее центральной части в течение более 100 лет (Леонов, 1961).

В рамках намечаемых циклов миграции можно допускать вариации интенсивности и глубины землетрясений и "пропуски" отдельных участков в зоне разлома в каких-то циклах. Все это осложняет при нынешнем уровне знаний оценку

реальной опасности каждого участка зоны только по рассмотренным данным. Если все же закономерность миграции существует, можно попытаться использовать ее в целях прогноза сильных коровых землетрясений. Экстраполируя полученную направленность миграции и ее предшествующие скорости (см. рис. 82), можно ожидать сильные ($M \geq 6,5$) землетрясения в следующих местах: в Дарваз-Каракульской зоне на северном склоне Заалайского хребта около пика Ленина или западнее, где в 1975 г. автор обнаружил многочисленные сейсмотектонические дислокации, в том числе позднеголоценовые; еще более вероятно будущее землетрясений в Гиссаро-Кокшаальской зоне разломов в пределах Алайской долины (см. также Гельфанд и др., 1973). Если принять известные скорости миграции эпицентров последних землетрясений, то будущее землетрясение можно отнести к 1980_{+10}^{-5} г. Это не противоречит намечающейся периодичности учащения сильных и умеренных землетрясений приблизительно по двадцатилетиям (см. рис. 82).

Принимая миграцию сильных землетрясений вдоль крупных зон разломов в качестве гипотезы, можно наметить дополнительно следующие опасные в отношении сильных коровых землетрясений, возможно еще до истечения нынешнего

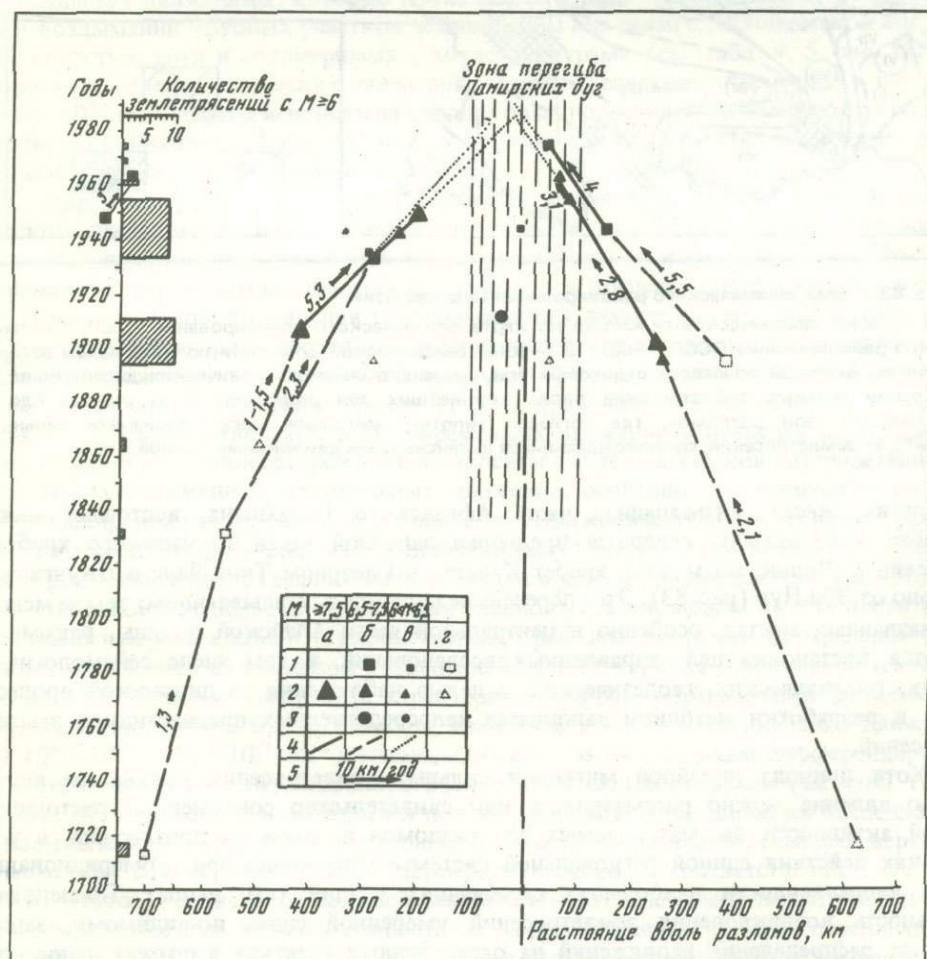


Рис. 82. Миграция сильных землетрясений с очагами в земной коре вдоль основных зон разломов юга Средней Азии

1-3 — землетрясения в зонах разломов: 1 — Гиндукуш-Дарваз-Каракульская; 2 — Гиссаро-Кокшаальная; 3 — Рушано-Пшартская; а — $M \geq 7,5$; б — $7,5 > M > 6,5$; в — $6,5 > M \geq 6$; г — разрушительные землетрясения по историческим и макросейсмическим данным; 4 — миграция землетрясений (а — надежная, б — менее уверенная, в — предполагаемая в будущем); 5 — направленность и скорость миграции

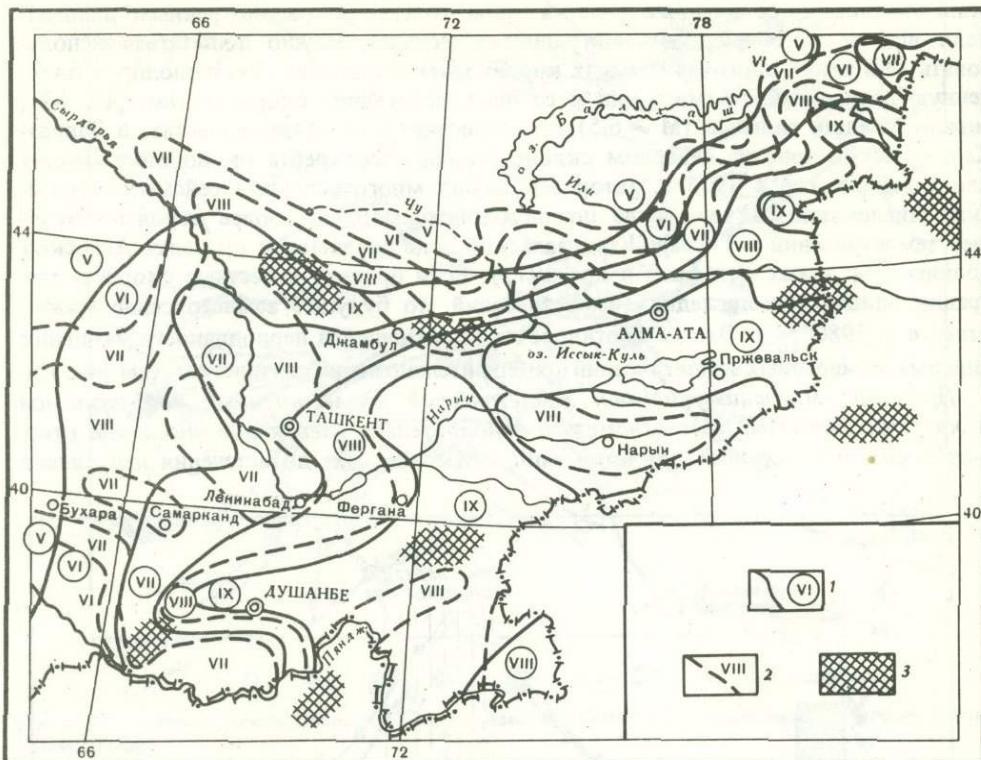


Рис. 83. Схема сейсмического районирования Средней Азии

1 — зоны сейсмической опасности по карте сейсмического районирования СССР (Сейсмическое районирование СССР, 1968); 2 — зоны сейсмической опасности по материалам автора с учетом высокой опасности сдвиговых зон, данных о сейсмотектонических дислокациях и миграции сильных землетрясений вдоль крупнейших зон разломов; 3 — участки вдоль крупнейших зон разломов, где согласно гипотезе миграции могут произойти сильные ($M \geq 6,5$) землетрясения, сопровождающиеся интенсивными движениями земной коры

столетия, места: юго-западная часть Афганского Бадахшана, восточная часть хребта Кокшаал-Тай, северные предгорья западной части Киргизского хребта, бассейн р. Чилик, возможно, хребет Карагату в Северном Тянь-Шане и Джунгария около оз. Эби-Нур (рис. 83). Этот перечень не является исчерпывающим; тем не менее в названных местах, особенно в центральной части Алайской долины, рекомендуется постановка целенаправленных исследований, в том числе сейсмологических, геофизических, геодезических, с целью наблюдения за динамикой процессов и разработки методики выявления непосредственных предвестников землетрясений.

Хотя природа линейной миграции сильных землетрясений региона не ясна, само явление можно рассматривать как свидетельство современной тектонической активности рассматриваемых зон разломов на всем их протяжении в условиях действия единой региональной системы напряжений при субмеридиональной направленности наибольших сжимающих усилий (см. выше). Последовательность возникновения землетрясений умеренной силы, по-видимому, зависит от распределения напряжений на ограниченных участках и потому непосредственно не подчиняется региональным закономерностям.

Можно надеяться, что рассмотренные в этой главе способы уточнения сейсмической опасности по мере их развития и проверки, в том числе и реальными сейсмическими событиями, помогут преодолеть пессимизм ряда исследователей (Петрушевский, 1968; Белоусов и др., 1973; Солоненко, 1974) в отношении возможностей геолого-геоморфологических (конечно, в комплексе с другими) методов в решении проблемы прогноза времени землетрясений, а не только их места и силы.

ВЫВОДЫ

Основные положения, установленные в результате проведенного исследования, вкратце сводятся к следующему.

1. В плиоцен-четвертичное время и в голоцене огромная роль принадлежала и в меньших размерах до сих пор принадлежит региональным гляциоизостатическим вертикальным движениям, которые проявлялись в виде неоднократных погружений и воздыманий крупных участков земной коры вне связи с тектонической историей структур, хотя и соизмеримых с мегаструктурами (см. табл. 4, 5, рис. 13). Скорость гляциоизостатических движений достигает десятков сантиметров в год в течение 10^3 лет в период исчезновения ледниковых покровов и сантиметров в год в течение последующих 10^4 лет, т.е. на 1–2 порядка превышает скорость вертикальных движений вне ледниковых областей (рис. 1, 7, 10, 13–15, 70).

2. Современные измеряемые на поверхности движения, как и движения геологического прошлого, являются в значительной мере движениями земной коры под влиянием внутриземных и внешних относительно земной коры причин. Однако в современных вертикальных движениях, особенно в пределах платформенных равнин (кроме областей проявления гляциоизостазии) значительную, количественно пока не оцененную, роль играют как региональные, так и локальные, особенно по разломам, движения нетектонической природы – флюидогеодинамические. Именно флюидогеодинамические движения могут быть причиной колебательного в интервалах лет и десятилетий характера современных движений в пределах платформ. Это заставляет с большой осторожностью относиться к тектонической интерпретации измеряемых современных вертикальных движений, особенно при наличии только двух нивелировок с интервалом 20 лет или менее. При количественных оценках и расчетах тектонической составляющей предпочтительно использовать величины голоценовых движений, а также графики зависимости от времени осреднения (см. рис. 76).

3. Отвлекаясь от областей проявления гляциоизостазии, можно констатировать, что подвижные пояса Земли (Тихоокеанский, Средиземноморский, Центральноазиатский) отличаются от платформ повышенной на 1–2 порядка современной тектонической активностью (например, характерные скорости вертикальных движений соответственно 3–10 и 0,5–2,0 мм/год, градиенты скорости вертикальных движений 10^{-7} – 10^{-5} и 10^{-9} – 10^{-7} год $^{-1}$) главным образом за счет большей дифференцированности и контрастности движений, особенно по активным разломам (см. табл. 19, 20, рис. 69). Известные в подвижных поясах горизонтальные движения последних этапов геологической истории и настоящего времени на порядок превышают вертикальные или соизмеримы с ними (характерные скорости соответственно 5–50 и 0,5–10 мм/год), отличаются большей равномерностью и незначительным уменьшением среднерасчетных величин скорости по мере увеличения времени осреднения (см. табл. 14, рис. 53, 57, 72, 76). Имеющиеся данные о распределении, направленности и величинах вертикальной и горизонтальной составляющих голоценовых и современных движений не противоречат геологическим и геофизическим материалам о распределении зон сокращения и расширения земной коры, о направленности и скорости движений приповерхностных частей земной коры в рамках кинематической модели концепции новой глобальной тектоники (см. табл. 16, рис. 74).

4. Последовательное ускорение движений на протяжении всего новейшего времени не доказывается, хотя для отдельных периодов возможно (см. табл. 14, 16,

19, рис. 44). Наиболее удовлетворяющим фактам является представление о прерывисто-непрерывном, или импульсном, характере движений. Помимо вероятных надрегиональных (глобальных?) фаз тектонической активности в позднем плиоцене, среднем и позднем плейстоцене, характерно в зональном и локальном проявлении чередование импульсов тектонической и сейсмотектонической активности и стадий относительного покоя с периодичностью в десятки тысяч—тысячи лет, а также в десятки-сотни лет. Мы живем в период относительно повышенной, но не исключительной в геологической истории тектонической активности, начавшийся, вероятно, 100–150 тыс. лет назад. Ослабление сейсмичности по сравнению с концом позднего плейстоцена (30–8 тыс. лет назад), вероятно, имело место в областях мощного последнего оледенения. Направленные изменения региональной сейсмичности в течение последних тысячелетий в известных высокосейсмичных областях (Средняя Азия, Калифорния, Япония) не фиксируются.

5. Среднерасчетные величины скорости зависят от периода осреднения и рассматриваемого возраста движений. Эти зависимости уточнены для вертикальной и впервые оценены для горизонтальной составляющей движений (см. рис. 76, а и б). Основное возрастание (скачок) скорости как вертикальных, так и горизонтальных движений приходится на время 30–10 млн. лет назад – период новейшей тектонической активизации. В более близкое нам время уменьшение средней расчетной скорости вертикальных движений на один десятичный порядок происходит при увеличении времени осреднения на 4 порядка. Для горизонтальных движений уменьшение среднерасчетной скорости по мере увеличения времени осреднения значительно меньше (на сдвигах скорость уменьшается на 0,5 порядка при увеличении времени на 7 порядков). Это объясняется однородным характером сдвиговых перемещений и последовательным возрастанием роли знакопеременных движений с периодом в годы–десятилетия в ряду сдвиги – надвиги – вертикальные движения.

6. Прямая и однозначная связь между скоростью и градиентом скорости современных вертикальных движений и сейсмичностью отсутствует в региональных и локальных масштабах. Медленные (вековые) и быстрые (сейсмические) движения – это тесно связанные друг с другом во времени и в рамках тектонических структур фазы, отражающие, по всей вероятности, разного масштаба циклы накопления и разрядки напряжений в земной коре. В подвижных поясах и, вероятно, в рифтовых зонах современные движения, зональные и локальные во всяком случае, характеризуются резкой активизацией в местах и в периоды, близкие к землетрясениям и вулканическим извержениям (см. рис. 21, 47, 59, 60). Уточненная для Тихоокеанского и полученная для Средиземноморского и Центральноазиатского подвижных поясов зависимость длительности аномальных движений поверхности перед землетрясениями от их магнитуд (см. рис. 79) позволяет оценивать период подготовки землетрясений, а в местах продолжительных и частых измерений – подходить к определению возможных сроков и магнитуд землетрясений.

7. Разрывы в земной коре и на поверхности при землетрясениях – это одно из проявлений современных движений, количественные соотношения которых с интенсивностью землетрясений неодинаковы в разных сейсмоактивных регионах (см. табл. 10, рис. 34, 37, 42, 80). Изучение периодичности быстрых движений комплексом геологических, геоморфологических и геофизических методов в рамках участков, зон и, возможно, регионов, а также выявление миграции эпицентров вдоль некоторых зон разломов открывает новые перспективы оценки сейсмической опасности в разных регионах не только в отношении места и интенсивности, но и в отношении времени будущих землетрясений. По геолого-геоморфологическим данным с учетом голоценовых и современных движений в высокосейсмичных областях удается на порядок более точно оценивать повторяемость сильных землетрясений, чем применяемым способом по графику повторяемости, линейно экстраполированному в область сильных землетрясений.

8. Современные техногенные (возбужденные деятельностью человека) движения на поверхности и в недрах в локальных масштабах соизмеримы с естественными движениями в соответствующих регионах или даже превышают их по таким характеристикам, как скорость и градиент скорости (см. табл. 17, 18, рис. 63, 69). Эти

движения могут захватывать всю земную кору на площади, соизмеримой с локальными тектоническими структурами, и вызывать неблагоприятные или даже разрушительные последствия (см. рис. 63, 64, 67–69) и, следовательно, требуют специального изучения и предвидения.

9. Ни один участок земной поверхности и, по-видимому, земной коры не находится в состоянии полного покоя в любой малый промежуток времени не только в геологическом и историческом, но, вероятно, и в физическом измерении. Современная динамика геологических структур разного порядка – это естественный унаследованный этап тектонического развития геоструктур в течение последних миллионов и тысяч лет. Изучение современных и голоценовых движений, или современная геодинамика, – это формирующееся, актуальное в теоретическом и практическом отношениях направление, которое, несомненно, будет активно развиваться в ближайшем будущем.

Значение исследования голоценовых и современных движений земной коры не исчерпывается приведенными выше конкретными выводами. Автор стремился показать, что развитие направления невозможно только на пути расширения и повышения точности геодезических и других измерений, как все еще передко принимается геодезистами. Не только правильная интерпретация инструментальных данных, но и оптимальные размещение и частота геодезических съемок в диапазоне от глобальных до измерений на отдельных геодинамических полигонах находятся в прямой зависимости от геолого-геоморфологических условий и степени их изученности.

Использование известных и новых геолого-геоморфологических методов и концепций геодинамики значительно расширяет возможности оценки сейсмической опасности и открывает новые пути перед сейсмотектоникой, питая тем самым ряд разделов сейсмологических исследований.

Появление недоступной прежде возможности исследования направленности и характера тектонических и геоморфологических процессов в рамках десятков, тысяч, первых миллионов лет и получение количественных характеристик этих процессов в разных геоструктурных областях дают новый импульс таким активно развивающимся наукам, как геотектоника, геоморфология и геофизика.

Наконец, опыт сопряженного с использованием методов геологии, геоморфологии, геодезии и сейсмологии изучения медленных, вековых, и быстрых, сейсмических, движений как проявлений единого циклического процесса накопления и разрядки напряжений в земной коре помогает упрочить связь между сейсмологией и геотектоникой.

В целом развитие современной геодинамики, использование ее результатов в таких первостепенной важности и огромного размаха работах, как поддержание и повышение точности геодезических сетей, оценка сейсмической опасности, локализация месторождений флюидов, инженерные прогнозы, оптимизация взаимодействия человека и природной среды – все это выходит за рамки чисто научных вопросов в область наиболее целесообразного, безопасного и эффективного развития экономики и человеческого общества в целом.

ABSTRACT

In the monograph a highly urgent problem is considered, which is important in theoretical and practical aspects, lying in the contact area of geology, geomorphology, geography, geophysics, seismology, geodesy and oceanography.

The work defines a present state of this newly forming scientific trend and it is the first summary survey of world scale data on the problem which is the object of great attention today, in particular in term of International Geodynamic Project.

Holocene and present, slow (secular) and fast (seismic), vertical and horizontal movements are here discussed in their mutual interrelationships. Quantitative characteristics of different kinds of movements are given for platforms on the one hand and for the mobile zones on the other hand. In addition to the main facts concerning Fennoscandia, Middle Asia and California, comparative data for many other regions similar to these areas in geotectonic respect are considered. Much space is devoted to movements of glacio-isostatic nature, seismotectonic problems, and atectonic and induced movements. The vertical and horizontal movements in riftzones and active volcanic regions are characterized. Quantitative estimates of the movements are considered from the point of view suggested by the present geotectonic problems, while, regularities of the movement changes in time and space are discussed from the point of view pertinent to tectonics and seismic danger prediction.

The book is addressed to broad circles of specialists in geology, geomorphology, geophysics, geodesy; it can be used by specialists in the adjacent fields of geography, geohydrology and astronomy.

ЛИТЕРАТУРА

- Агабеков М.Г., Мамедов А.В. Новые данные о современных тектонических движениях западного Азербайджана и восточной Грузии. — "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1961, № 5.
- Агаханянц О.Е., Пахомов М.М., Трофимов А.К. К палеогеографии Памира в голоцене. — "Изв. Всесоюз. геогр. о-ва", 1964, 96.
- Александровская Э.К., Василевская Л.А., Гусев Ю.Н., Урахчин В.П. Результаты натурных наблюдений за общими перемещениями Красноярской плотины и скального основания. — "Гидротехн. стр-во", 1973, № 1.
- Аникеев И.В., Лиленберг Д.А., Щукин Ю.К. Вопросы соотношения современных вертикальных движений, морфоструктурных особенностей земной коры и сейсмичности (на примере Восточной Европы). — В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Аникеев К.А. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. — "Труды ВНИГРИ", 1964, вып. 233.
- Арманд А.Д. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр. — В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Апатиты, 1960.
- Арманд А.Д., Арманд Н.Н. Новейшие тектонические движения в Верхнепонойской депрессии (Кольский полуостров). — В кн.: Геофизика и тектоника Кольского полуострова. Л. "Наука", 1966.
- Арманд А.Д., Самсонова Л.Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши. — В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л., "Наука", 1969.
- Арсланбеков Ш.У. Характеристика сейсмичности Кызылкумов на основании качественной и количественной оценок деформации земной коры. — В кн.: Вопросы региональной инженерной геологии. Ташкент, 1972.
- Арсланбеков Ш.У. Построение карты динамики изменения деформации приповерхностной части земной коры (на примере Кызылкумов). — В кн.: Общая и региональная геология: геологическое картирование, № 8, 1973.
- Арсланбеков Ш.У., Райзман А.П. Некоторые данные о современных тектонических дви- жениях краевых частей Кызылкумской платформы. — "Узб. геол. журн.", 1968, № 4.
- Арсланов Х.А., Кошечкин Б.И., Чернов Б.С. Абсолютная хронология осадков поздне- и послеледниковых морских бассейнов из Кольском полуострове. — "Вестн. ЛГУ. Серия геол.-географ.", 1974, вып. 2, № 12.
- Артошков Е.В. О характере изменения вязкости верхней мантии с глубиной. — "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1966, № 8.
- Артошков Е.В. Об осуществлении изостатического равновесия земной коры. — "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1967, № 4.
- Артошков Е.В. О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Архипов И.В., Никонов А.А. Структура и геологическая история Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1974, 19, № 5.
- Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М., "Наука", 1974.
- Асеев А.А., Бронгулев В.В., Муратов В.М., Пшенин Г.Н. Экзогенные процессы и реакция земной коры. — "Геоморфология", 1974, № 1.
- Атлас землетрясений СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Атрушкевич П.А., Антоненко Э.М., Остропикко П.А., Гриниха М.Т. Новые данные о вертикальных движениях земной коры на Алма-Атинском геодинамическом полигоне. — В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973а.
- Атрушкевич П.А., Антоненко Э.М., Остропикко П.А., Куликовский К.Т. Исследование современных вертикальных движений земной коры на Алма-Атинском геодинамическом полигоне в 1967–1970 гг. — В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973б.
- Багмет А.Л. Медленные движения земной коры по наблюдениям с параллельными наклономерами. — В кн.: Методика измерения земных приливов и медленных деформаций земной поверхности. М., "Наука", 1970.
- Байкальский геодинамический полигон. Методика исследований и первые результаты изучения современных движений земной коры. Под ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск, 1970.

- Байкальский рифт. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Баленко В.Г., Кутный А.М.** Некоторые результаты наклономерных наблюдений по профилю Киев-Полтава-Артемовск. – Вращения и приливные деформации Земли. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Баскаков Г.А., Штайхер А.О.** Современные вертикальные движения побережья арктических морей. – "Труды Аркт. и Антаркт. НИИ", 1968, 285.
- Белоусов В.В.** Основные вопросы геотектоники. М., Гостехлитиздат, 1954.
- Белоусов В.В., Гзовский М.В.** Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений. – Труды Геофиз. ин-та, 1954, № 25 (152).
- Белоусов В.В., Борисов Б.А., Кириллова И.В., Петрушевский Б.А., Рейннер Г.И., Шолло В.Н.** Определение зон повышенной сейсмической опасности по геологическим данным. – В кн.: Предвестники землетрясений. М., ВИНТИИ, 1973.
- Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др.** Восточно-Африканская рифтовая система. М., "Наука", 1974.
- Белоусов В.В., Сорский А.А., Бунз В.И.** Сейсмотектоническая карта Европы (Объяснительная записка). М., "Наука", 1968.
- Белоусов Т.П.** Количественная оценка молодых движений горных областей на примере Заилийского Алатау. – "Изв. АН ССР. Серия геогр.", 1969, № 4.
- Белоусов Т.П.** Применение палеогеоморфологических реконструкций для изучения плейстоценовых тектонических движений Памира в связи с его сейсмичностью. – Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН ССР, 1973.
- Бельский В.А., Ломоносов Н.Ф.** Позднечетвертичные тектонические движения по Сарсарякскому разрыву (долина среднего течения р. Вахш). – "ДАН ТаджССР", 1974, 28, № 12.
- Беньофф Г.** Механизм и характеристики деформаций разрыва Уайт-Булф, выявленные при изучении последовательности афтершоков. – В кн.: Слабые землетрясения. М., ИЛ, 1961а.
- Беньофф Г.** Связь разрыва Уайт-Булф с региональной тектонической картиной. – В кн.: Слабые землетрясения. М., ИЛ, 1961б.
- Бениофф Х.** Движения по крупнейшим разломам. – В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., "Мир", 1966.
- Бетгер Е.К.** Куршабское землетрясение 6 и 12 июля 1924 г. – "Изв. Туркестанского отд. Рус. геогр. о-ва", 1924, 8.
- Бискэ Г.С.** Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петропавловск, Гос. изд-во Карельской АССР, 1959.
- Бискэ Г.С.** О природе последникового поднятия Балтийского щита. – "Изв. Всесоюз. геогр. о-ва", 1970, 102, № 1.
- Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А.** Строение и история котловины Онежского озера. – "Труды Ин-та геологии", вып. 7. Петрозаводск, 1971.
- Богданов В.И.** Новейшие движения и региональное гравитационное поле Фенноскандии. – В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, 1965.
- Богданов В.И., Гусева Т.В., Никифорова О.Д., Яковлев В.М.** Инструментальные данные о современных движениях земной поверхности на Кольском геофизическом полигоне. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973.
- Богданов В.И., Гусева Т.В., Сорокина И.И.** Изучение современных тектонических движений на Кольском геофизическом полигоне. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М. "Наука", 1972.
- Богданов В.И., Ходотов Ю.Д.** Некоторые закономерности глыбовой структуры Балтийского кристаллического щита. – "Геотектоника", 1967, № 1.
- Богданович К.И., Карк Н.И., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И.** Землетрясения в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). – "Труды Геол. ком. Новая серия", вып. 89. Спб, 1914.
- Богомолов Г.В., Силин-Бекчурин А.И.** Подземные воды и их изучение. Минск, 1966.
- Бондарев Л.Г.** Интенсивность денудации в предгорьях западной части северного склона Терской Алатау. – В кн.: Физическая география Прииссыккулья. Фрунзе, "Илим", 1970.
- Бондарев Л.Г.** Вечное движение. М., "Мысль", 1974.
- Бондарев Л.Г.** Ледники и тектоника. Л., "Наука", 1975.
- Бондарук А.Г., Курочкин П.Е., Осецкий А.И., Самарский Р.Я., Тяпкин К.Ф.** Современные движения в пределах Украинского щита и связь их с докембрийскими. – В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Бондарук А.Г., Самарский Р.Я., Тяпкин К.Ф.** Результаты новых повторных нивелировок в Криворожье и их расхождение с данными карты скоростей современных движений западной части Европейской территории ССР. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Борисов Б.А., Рейннер Г.И., Шолло В.Н.** Выделение сейсмогенных зон в альпийской складчатой области. М., "Наука", 1975.
- Борисов Л.А.** Современные вертикальные движения побережья моря Лаптевых. – "Океанология", 1973, 13, вып. 5.
- Борисов Л.А.** Изменения среднего уровня Восточно-Сибирского, Чукотского и Берингова морей. – "Океанология", 1975, 15, вып. 6.
- Борисов Л.А.** Современные изменения средних уровней Карского и Баренцева морей. – "Океанология", 1976, 16, вып. 2.
- Борисов О.М., Джамалов Ц.Б.** О современных движениях Ферганской впадины. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.

- Брицына М.П., Горелов С.К., Мещерский И.Н.* Особенности современных тектонических движений южной части Туркмении по данным повторного нивелирования. – ДАН СССР, 1968, 179, № 6.
- Бронгулеев В.В.* Некоторые особенности эндогенных процессов и образование возрожденных гор. – Автореф. канд. дис. М., Ин-т географии АН СССР, 1971.
- Бронников М.М.* Карагатское землетрясение (8 октября 1907 г.). – "Изв. Геол. ком.", 1908, 27, № 7.
- Буланже Ю.Д., Магницкий В.А.* Современные движения земной коры, состояние проблемы. – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1974, № 10.
- Буланже Ю.Д., Никонов А.А.* Современные движения земной коры. – "Вестн. АН СССР", 1973, № 9.
- Булатова В.А., Букинич Л.А., Пшенин Г.Н., Сагатов А.А.* Анализ тектонических движений исторического времени в районе Ташкента с применением археолого-геоморфологических методов. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Бунз В.И.* Проблема прогноза места и времени сильного землетрясения в Южно-Тяньшанской зоне. – В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., "Наука", 1970.
- Бурачек А.Р.* Геоморфологический очерк Южно-Таджикской депрессии. – "Труды Тадж. комплексной экспедиции", 1934, вып. 4.
- Буртман В.С.* Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. – "Труды Геол. ин-та АН СССР", 1963, вып. 80.
- Буртман В.С.* Современные горизонтальные смещения по Таласо-Ферганскому разлому в Тянь-Шане. – В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, 1965.
- Былинская Л.Н.* Изучение современных тектонических движений геоморфологическими и статистическими методами. М., "Наука", 1974.
- Былинский Е.Н.* Методика и принципы составления карты новейшей тектоники нефтегазоносных областей севера Русской платформы. – "Труды ВНИГРИ", 1973, вып. 339.
- Валукоnis Г.Ю., Ходьков А.Е.* Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Изд-во ЛГУ, 1973.
- Васильев В.П., Чеканов А.С.* Результаты периодограммного анализа наблюдений за уровнями подземных вод на территории Белорусского Полесья. – В кн.: Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры. Минск, "Наука и техника", 1974.
- Вереда В.С., Урманцев Ф.М., Юрченко Б.К., Филькин В.А.* Некоторые результаты изучения современных тектонических движений в Донецком бассейне. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Ташкент, "Фан", 1972.
- Вереда В.С., Юрченко Б.К.* О соотношении газодинамических зон, трещиноватости углей и температурного режима Донбасса с современными тектоническими движениями. – В кн.: Современные движения земной коры, № 4. М., ВИНТИИ, 1968.
- Вереда В.С., Юрченко Б.К., Суровцев В.Т., Урманцев Ф.М., Динье Ф.И., Рябоштан Ю.С.* О характере техногенных движений земной поверхности на Донбасском геодинамическом полигоне. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Верещагин Г.Ю.* К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. – "Труды Олонецкой науч. экспедиции. Геология", 1931, ч. 8. вып. 2.
- Винниченко Г.П.* Проявления новейших тектонических движений в районе Матчинского (Ура-Тюбинского) землетрясения 1923 г. – ДАН ТаджССР, 1964, 7, № 6.
- Войтович В.С.* Природа Джунгарского глубинного разлома. – "Труды Геол. ин-та АН СССР", 1969, вып. 183.
- Воронов П.С.* Неотектоника Антарктиды и ее картографическое отображение. – В кн.: Новейшие движения, вулканализм и землетрясения материков и дна океанов. М., "Наука", 1969.
- Воскресенский С.С.* Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР. – В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М., "Наука", 1968.
- Выскочил П.* Некоторые результаты исследования современных движений земной коры на полигонах ЧССР. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Гансер А.* Геология Гималаев. М., "Мир", 1967.
- Гармонов И.В., Коноплянцев А.А., Котов Ф.Б.* Осадания земной поверхности в связи с интенсивной откачкой подземных вод, эксплуатацией месторождений нефти и газа. – В кн.: Некоторые вопросы теории прогноза осаданий. Обзоры по отдельным проблемам, вып. 17. М., ВИЭМС, 1965.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.Л., Кейлис-Борок В.И., Ранциман Е.Я.* Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. 1. Памир и Тянь-Шань. – В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М., "Наука", 1973.
- Геологический словарь*, т. 1 и 2. М., "Недра", 1973.
- Герасимов И.П.* Современные движения и новейшая тектоника. – В кн.: Проблемы физической географии, 1950, 15.
- Герасимов И.П.* Применение геоморфологических методов при сейсмотектонических исследованиях. – "Труды Геофиз. ин-та", 1954, № 25 (152).
- Герасимов И.П.* Динамическое взаимодействие современных тектонических движений земной коры и экзогенных рельефообразующих процессов, протекающих на ее по-

- верхности. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Герасимов И.П., Ранцман Е.Я.** Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа. – В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964.
- Герасимов И.П., Ранцман Е.Я.** Морфоструктуры горных стран и их сейсмичность. – "Геоморфология", 1973, № 1.
- Гзовский М.В.** Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. – "Изв. АН СССР. Серия геофиз.", 1957, № 2–3.
- Гзовский М.В.** Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях. – В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гзовский М.В.** Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР. – В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964.
- Гзовский М.В.** Градиент скорости движений, напряженное состояние коры и энергия тектонических процессов новейшего времени. – В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.
- Гзовский М.В.** Развитие новых направлений в тектонофизике. – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1970, № 5.
- Гзовский М.В.** Основы тектонофизики. М., "Наука", 1975.
- Гзовский М.В., Григорьев А.С., Гущенко О.И., Михайлова А.В., Никонов А.А., Осокина Д.Н., Степанов В.В., Шахмурадова З.Е.** Интерпретация современных движений тектонофизическими методами (вопросы связи с механизмом деформирования и с напряженным состоянием участков коры). – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Нересов И.П., Рейнер Г.И.** Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. – "Изв. АН СССР. Серия геофиз.", 1958, № 8.
- Гзовский М.В., Никонов А.А.** Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническим режимом и сейсмичностью. – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1968, № 10.
- Гзовский М.В., Никонов А.А.** Сопоставление количественных характеристик современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническим режимом и сейсмичностью. – В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Гзовский М.В., Никонов А.А.** Тектонофизическая интерпретация современных движений земной коры. – "Геотектоника", 1973, № 3.
- Гольц С.И.** Деятельность человека как геотектонический фактор. – В кн.: Вопросы изучения режима подземных вод и инженерно-геологических процессов. М., 1973.
- Горелов А.А.** К методике определения палеомощностей глинистых отложений. – "Геология и геофизика", 1973, № 12.
- Горелов С.К., Курбанов М.К., Челпанов С.С., Тагиев С.** Основные результаты комплексных геолого-геоморфологических, геофизических и геодезических исследований на Ашхабадском геодинамическом полигоне. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Горшков Г.П.** О сейсмичности восточной части Балтийского щита. – "Труды Сейсмол. ин-та АН СССР", 1947, № 119.
- Горшков Г.П.** Новейшие тектонические движения и геофизика. – "Землеведение", 1950, 3, (43).
- Горшков Г.П.** Современные тектонические движения и геология землетрясений. – Сборник трудов Геол. фак. МГУ. Изд-во МГУ, 1961.
- Горшков Г.П.** О постоянстве тектонического режима в связи с землетрясениями. – В кн.: Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе, "Илим", 1964.
- Горшков Г.П., Колибаев В.А., Рустанович Д.Н.** Новейшие и современные движения и сейсмичность в предгорной зоне Копет-Дага. – В кн.: Сейсмотектоника Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий. М., "Советское радио", 1974.
- Горшков Г.П., Якушова А.Ф.** Общая геология, 1- и 3-е изд. Изд-во МГУ, 1957, 1973.
- Гофштейн И.Д.** О техногенных движениях земной поверхности. – "Советская геология", 1970, № 4.
- Гофштейн И.Д.** Классификация современных движений земной коры. – "Геол. сборник Львовского гос. ун-та", 1971, № 13.
- Гофштейн И.Д.** Обзор техногенных движений на Карпатском полигоне. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973а.
- Гофштейн И.Д.** О природе современных вертикальных движений земной коры. – "Геофиз. сборник АН УССР", 1973б, № 55.
- Гофштейн И.Д.** О голоценовых движениях земной коры на Закарпатской равнине. – В кн.: Материалы VIII и IX съездов Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев. "Наукова Думка", 1974.
- Гофштейн И.Д.** Карта градиентов скоростей современных вертикальных движений Европейской части СССР. – "Геоморфология", 1975, № 2.
- Гофштейн И.Д., Сомов В.И., Кузнецова В.Г.** Итоги изучения современных движений земной коры в Карпатах. – В кн.: Геофизический сборник АН УССР, вып. 40. Киев, "Наукова думка", 1971.
- Граве М.К.** Признаки голоценовых тектонических движений на юго-востоке Кольско-

- го полуострова. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., "Наука", 1972.
- Граве М.К., Евзеров В.Я.* Новейшие и современные тектонические движения в центральной части Кольского полуострова. – В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Грачев А.Ф.* Некоторые вопросы гляциоизостазии. – В кн.: Изостазия. М., "Наука", 1973а.
- Грачев А.Ф.* Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР). – В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Труды НИИГА, вып. 8. Л., 1973б.
- Грачев А.Ф., Долуханов П.М.* Сравнительный анализ послеледниковых движений земной коры Канады и Фенноскандии по данным абсолютной геохронологии. – В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Грачев А.Ф., Долуханов П.М.* Последниковое поднятие земной коры в Канаде и в Фенноскандии по данным радиоуглеродных датировок. – "Балтика", (Вильнюс), 1970, 4.
- Григоренко П.Г., Мамырев Э., Садыбакасов И.С., Талипов М.А., Турдукулов А.Т.* Геолого-структурные и инженерно-геологические условия Сарыкамышского землетрясения. Фрунзе, "Илим", 1973.
- Гросальд М.Г.* Древние береговые линии Земли Франца-Иосифа и позднеантропогенная история ее ледниковых покровов. – В кн.: Гляциологические исследования, № 9. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гросальд М.Г.* Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене. – Материалы гляциологических исследований, 1967, вып. 13.
- Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Губин И.Е.* Землетрясение Койна. – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1970, № 6.
- Губин И.Е.* О путях нового сейсмического районирования. – В кн.: Труды координационного совещания по гидротехнике, вып. 94. Л., "Энергия", 1974.
- Гуделис В.К.* Современные после- и позднеледниковые движения земной коры Прибалтики (сравнительный анализ). – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Гурулев С.А.* О возможности нахождения археологических памятников под водами Байкала. – "Изв. СО АН СССР. Серия обществ. наук", 1972, вып. 1, № 1.
- Гусева Т.В., Певнев А.К., Энман В.Б., Энман С.В.* О возможности выявления деформаций земной поверхности, связанных с сейсмичностью, методом повторного нивелирования. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973.
- Гущенко О.И., Степанов В.В.* Механизм формирования структур, поле напряжения и современные движения западной части хребта Петра I (на примере некоторых участков Гармского геодинамического полигона). – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Данилов В.В.* Некоторые результаты геодезических измерений деформаций земной коры в зарубежных странах. – Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. М., Геодезиздат, 1948.
- Де Ситтер Л.У.* Структурная геология. М., ИЛ, 1960.
- Диблнер В.Д.* История формирования позднеплейстоценовых и голоценовых отложений Земли Франца-Иосифа. – "Труды НИИГА", 143. М., "Наука", 1965.
- Дмитриев Л.Б.* Некоторые результаты изучения современных движений земной поверхности на Авачинском полигоне (1962–1968 гг.). – В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных полигонах. Ашхабад, 1970.
- Дмитриев Л.Б.* Характер смещений земной поверхности на Авачинском геодинамическом полигоне. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Ташкент, "Фан", 1972.
- Донабедов А.Т., Погашко В.А., Сидоров В.А.* О соотношениях между скоростями современных вертикальных движений земной коры, физическими свойствами горных пород и геоструктурными элементами. – "Геофиз. сборник АН УССР", 1972, вып. 45.
- Донабедов А.Т., Сидоров В.А.* Соотношение между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на юго-западе Русской платформы. – В кн.: Современные движения земной коры, № 3. М., ВИНИТИ, 1968.
- Донабедов А.Т., Сидоров В.А.* Некоторые данные о соотношениях между современными вертикальными движениями земной коры и геофизическими полями в пределах Волго-Уральской нефтеносной провинции и УССР. – "Труды Ин-та геол. и разраб. горючих ископаемых АН СССР", 1971, вып. 2.
- Донабедов А.Т., Сидоров В.А.* Современные вертикальные движения земной коры, их связь с геофизическими полями и распределением месторождений полезных ископаемых. – В кн.: Современные движения земной коры. № 5. Тарту, 1973.
- Дроздов О.А., Григорьева А.С.* Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1971.
- Евтеев С.А., Лазуков Г.И.* Роль гляциоизостазии в движениях земной коры областей современных и древних оледенений. – "Изв. АН СССР. Серия геогр.", 1964, № 2.
- Есиков Н.П., Панкрушин В.К.* Современные горизонтальные движения Западного Прибайкалья и некоторые вопросы их изучения. – В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., "Наука", 1969.

- Желнин Г.А.** О колебательном характере современных движений земной коры в Эстонской ССР. – В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, 1965.
- Желнин Г.А., Валлнер Л., Сильдвез Х., Лумп Н.** Изучение современных вертикальных движений земной поверхности на испытательной трассе Эстонской ССР. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Ташкент, "Фан", 1972.
- Живая тектоника.** Сборник статей. М., ИЛ, 1957.
- Животовская А.И.** Молодые тектонические движения в южном Беломорье. – "Информ. сборник ВСЕГЕИ", 1960, № 29.
- Жидков М.П., Малиновская С.Н.** Поздне-плейстоценовые и голоценовые тектонические движения в зоне сочленения Зайлийского Алатау и Илийской впадины. – "Геоморфология", 1975, № 4.
- Зандер В.Н.** Геологическое строение и перспективы рудоносности фундамента склонов Балтийского щита. Л., "Недра". 1972.
- Захаров С.А.** Проявление современной складчатости в Таджикской депрессии. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1955, 30, № 1.
- Знаменская О.М.** Описание маршрута научной экскурсии. – В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Игнатьев И.В.** Землетрясение в Токмакском уезде в 1885 г. – "Изв. Рус. геогр. о-ва", 1886, т. XXII, вып. 2.
- Изотов А.А.** Астрономо-геодезические методы изучения геодинамических проблем. – "Земля и Вселенная", 1975, № 4.
- Индриксон Э.К.** Исследование вертикальных смещений земной поверхности на Плявинском геодинамическом полигоне. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Ирдли А.** Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.
- Калашникова И.В.** Метод разложения в интеграл Фурье современных вертикальных движений и сопоставление спектров для различных тектонических областей. – В кн.: Современные движения земной коры, № 3. М., ВИНТИ, 1968.
- Калашникова И.В.** О связи современных вертикальных движений с гравитационным полем. – "Геоморфология", 1970, № 3.
- Калашникова И.В.** Некоторые особенности современных вертикальных движений земной коры и их возможная физическая интерпретация. Автореф. канд. дис. М., 1971.
- Калашникова И.В., Калачников А.А., Магницкий В.А.** Некоторые закономерности современных вертикальных движений земной коры. – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1972, № 4.
- Калинин Г.П., Клиге Р.К., Шлейников В.А.** К вопросу учета современных вертикальных движений морских побережий при исследовании уровня Мирового океана. – В кн.: Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М., "Наука", 1975.
- Каплин П.А.** Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
- Каракин А.В.** О движениях земной коры под влиянием изменяющейся ледниковой нагрузки. – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1973, № 3.
- Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы масштаба 1 : 2 500 000.** Под ред. Ю.А. Мещерякова. М., 1973.
- Кварцев А.А.** Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., "Недра", 1962.
- Кашин Л.А.** О развитии высокоточной нивелирной сети СССР и повторном нивелировании. – В кн.: Современные движения земной коры, № 3. М., ВИНТИ, 1968.
- Кессел Х., Майдел А.** О поздне- и послеледниковых движениях земной коры на территории Эстонии. – "Изв. АН ЭССР", 1973, 22, № 3.
- Кинг Л.** Морфология Земли. М., ИЛ, 1967.
- Кинг Ф.Б.** Тектоника четвертичного времени Северной Америки. – Вопросы тектоники Северной Америки. Изд-во МГУ, 1969.
- Кирюшина М.Т., Полькин Я.И., Соколов В.И., Стрелков С.А.** Особенности проявления новейшей тектоники в Советской Арктике. – В кн.: Неотектоника СССР. Рига, 1961.
- Киссин И.Г.** Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М., "Наука", 1967.
- Киссин И.Г.** К прогнозированию землетрясений гидрогеологическими методами. – "Советская геология", 1970, № 3.
- Киссин И.Г.** Об исследованиях роли воды в сейсмических процессах. – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1971, № 3.
- Киссин И.Г.** О проблеме землетрясений, вызванных инженерной деятельностью. – "Советская геология", 1972, № 2.
- Ковалева Г.А.** Современные движения п-ова Адмиралтейства (Северный остров Новой Земли). – В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л., 1974.
- Ковалева Г.А., Голубков В.С., Гусев Б.В.** Современные движения о. Земля Александры (архипелаг Земля Франца-Иосифа). – В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л., 1974.
- Ковалевский В.С.** Основы прогнозов естественного режима подземных вод. М., Стройиздат, 1974.
- Когашвили Л.В.** Живая тектоника Грузии. Тбилиси, 1970.
- Козлов М.Т.** Пространственная унаследованность и развитие тектонических движений в центральной и юго-восточной частях Кольского полуострова. – В кн.: Геофизика и тектоника Кольского полуострова. Л., "Наука", 1966.
- Кокот Д.М., Рабцевич И.С.** Приборы и методы геодезических измерений, примененных для определения деформаций сооружений

- Красноярского гидроузла. – В кн.: Инженерная геодезия. Тезисы докл. IV конф. ин-та "Гидропроект", вып. 4. Л., "Энергия", 1972.
- Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Мурзина Г.А.** Геологическая интерпретация данных повторного нивелирования в районе Байкальского рифта. – "Геология и геофизика", 1971, № 3.
- Конопальцев И.М.** Движение земной коры на Гармском полигоне по измерениям 1948–1970 гг. – "Геотектоника", 1971, № 5.
- Конопальцев И.М., Медведев В.Г., Давлатов Н.** Горизонтальные движения земной коры на Гармском геодинамическом полигоне по измерениям 1968–1971 гг. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Конопальцев И.М., Давлатов Н., Медведев В.Г.** Работы по изучению движений земной коры. – "Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка", 1974, № 2.
- Konn M.L., Расцветаев Л.М.** О времени формирования диагональных складок Западного Копет-Дага. – "Изв. вузов. Геология и разведка", 1972, № 11.
- Корешков Н.А.** Некоторые результаты повторного нивелирования после замлетрясения. – "Геодезия и картография", 1971, № 12.
- Корешков Н.А.** О постановке и некоторых результатах геодезических работ на Ташкентском, Фрунзенском и Душанбинском геодинамических полигонах. – В сб.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Корокина Т.П.** Геодезический анализ карты современных вертикальных движений земной коры Европейской части СССР. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Корольков Б.** Карагатское землетрясение 8 октября 1907 г. – "Изв. Туркестанского отд. Рус. геогр. о-ва", 1913, 9.
- Костенко Н.П.** Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельфе. М., "Недра", 1972.
- Косыгин Ю.А.** Тектоника. М., "Недра", 1969.
- Кошечкин Б.И.** Голоценовые тектонические движения Кольского полуострова. – В кн.: Современные движения земной коры, № 4. М., ВНИТИ, 1968.
- Кошечкин Б.И.** Неоструктурный план северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. – "Природа и хозяйство Севера", 1969, вып. 1 (Апатиты).
- Кошечкин Б.И.** Развитие представлений о характере новейших движений земной коры на востоке Фенноскандии. – "Природа и хозяйство Севера", 1971, вып. 2 (Апатиты).
- Кошечкин Б.И.** Дифференцированные новейшие тектонические движения позднеплейстоценового и голоценового времени в северо-восточной Фенноскандии. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геодинамическом полигоне. М., "Наука", 1972.
- Кошечкин Б.И.** Природа тектонических деформаций земной коры в области развития голоценовых трансгрессий на северо-востоке Балтийского щита (Кольский геофизический полигон). – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973.
- Кошечкин Б.И., Казан Л.Я., Кудлаева А.Л., Малюсова Е.С., Первунинская Н.А.** Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова. – В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Л., "Наука", 1973.
- Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л., Первунинская Н.А., Самсонова Л.Я.** Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережий Кольского полуострова. – В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л., "Наука", 1971.
- Кошечкин Б.И., Стрелков С.А.** Проявления новейшей тектоники на северо-востоке Балтийского щита. – В кн.: Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, "Карелия", 1974.
- Крупен Р.В.** Определение влияния внешних условий при оценке точности нивелирования I класса. – "Геодезия, картография и аэрофотосъемка" (Львов), 1970, вып. 11.
- Крюков Ю.А.** Оценка точности высокоточного нивелирования. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Кудрявцева Л.А.** Цикл 23–24 года в ходе осадков теплого периода над Прибалтикой и центральными районами Европейской территории Союза, его связь с особенностями атмосферной циркуляции и солнечной активностью. – "Вест. ЛГУ. Геол.-геогр.", 1973, вып. 4, № 24.
- Курдюков К.В.** К изучению континентальных дельт Ферганы в связи с тектоническим развитием этого района. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1948, 25, № 15.
- Курдюков К.В.** Неотектонические движения в Южной Фергане. – Природа, 1951, № 7.
- Курдюков К.В.** Современные разломы вдоль подножий Джунгарского Алатау. – "Природа", 1953, № 12.
- Курдюков К.В.** Лепсинский взброс – современное смещение земной коры в Восточном Прибалашье. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1956, № 5.
- Курочкин П.Е., Панкрушин В.К., Самарский Р.Я.** О современных горизонтальных движениях земной коры в Криворожском бассейне по данным повторных геодезических измерений. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Кучай В.К.** Результаты повторного обследования остаточных деформаций в плейсто-сейсмовой области Кебинского землетрясения. – "Геология и геофизика", 1969, № 8.
- Кучай В.К.** Использование палеосейсмодислокаций при изучении сейсмического режима (на примере плейсто-сейсмовой области Чаткальского землетрясения 1946 г.) – "Геология и геофизика", 1971, № 4.

- Кучай В.К.** Особенности максимального сейсмического воздействия по палеосейсмо-геологическим данным. — "Геология и геофизика", 1972а, № 12.
- Кучай В.К.** Количественная оценка новейших движений вдоль линии Таласо-Ферганского разлома в связи с его сейсмичностью. — "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1972б, № 4.
- Кучай В.К.** Применение геологических данных при оценке степени сейсмической опасности районов строительства крупных гидроузлов. — Труды координац. совещ. по гидротехнике, вып. 94. Л., "Энергия", 1974.
- Кляярийнен Э.** Поднятие суши в Фенноскандии и связанные с ним проблемы. — В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., "Наука", 1969.
- Паврова М.А.** Четвертичная геология Кольского полуострова. Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лак Г.Ц.** Рельеф юго-восточной окраины Балтийского щита и его связь с геологическими структурами. Автореф. канд. дис. Таллин, 1970.
- Лак Г.Ц., Лукашов А.Д.** Неотектоника в зоне докембрийских разломов Южной Карелии. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.
- Ламакин В.В.** Неотектоника Байкальской впадины. М., "Наука", 1968.
- Ланге К.О.** Структурная геоморфология Ташкентского сейсмического района. Автореф. канд. дис. М., 1969.
- Ланге К.О.** Морфоструктура, современные движения и сейсмичность территории г. Ташкента. — "ДАН СССР", 1970, 194, № 4.
- Патынина Л.А., Старкова Э.Я., Подгорных В.А., Кармалеева Р.М.** О деформациях земной коры на станции Кондара Таджикской ССР. — "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1968, № 3.
- Леонов Г.Б.** Землетрясение в Туркестанском крае 5 сентября 1897 г. — "Изв. Туркестанского отд. Рус. геогр. о-ва", 1898, I, вып. 1.
- Леонов Н.Н.** Хантское землетрясение 1949 г. и геологические условия его возникновения. — "Изв. АН СССР. Серия геофиз.", 1960, № 3.
- Леонов Н.Н.** Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Леонов Н.Н.** Роль геологического строения при образовании остаточных деформаций грунтов во время землетрясений. — В кн.: — Сейсмическое микрорайонирование. Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 10. М., "Наука", 1965.
- Леонтьев Г.И.** Антропогенные осадки земной поверхности и карты современных движений земной коры. — В кн.: Вопросы физической географии. Саратов, Изд-во Саратовского ГУ, 1969.
- Леонтьев Г.И.** Об использовании результатов повторного нивелирования на больших территориях. — В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Лилиенберг Д.А., Мещерский И.Н.** Современные тектонические движения Апшеронского полуострова. — В кн.: Современные движения земной коры, № 4. М., 1968.
- Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е.** Методика и некоторые результаты геолого-геоморфологического обследования знаков повторного нивелирования. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е., Благоволин Н.С., Горелов С.К., Никонов А.А., Розанов Л.Л., Серебряный П.Р., Филькин В.А.** Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР. — "Геоморфология", 1972, № 1.
- Лоскутов В.В.** О скорости новейшего поднятия Памира. — В кн.: — Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969.
- Лукьянов А.В.** Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. — "Труды Геол. ин-та АН СССР", 1963, вып. 80.
- Люстих Е.Н.** Изостазия и изостатические гипотезы. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Ляйель Ч.** Основные начала геологии. Спб., 1866.
- Мавлянов Г.А., Ишмухamedов Ш.Н.** К методике инструментального изучения современных движений земной коры и некоторые вопросы механизма современных движений и землетрясений. — "Узб. геол. жур.", 1972, № 6.
- Мавлянов Г.А., Тетюхин Г.Ф., Арсланбеков Ш.У., Райзман А.П., Ибрагимов Р.Н., Якубов Д.Х.** Современные тектонические движения в Центральных Кызылкумах. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Магницкий В.А.** Внутреннее строение и физика Земли. М., "Недра", 1965.
- Магницкий В.А., Калашникова И.В., Сидоров В.А.** Некоторые особенности современных вертикальных движений земной коры и проблемы их интерпретации. — В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Макаров А.Р.** Опыт профилирования террас реки Вахш с помощью микробарометра. — "Вестн. МГУ. Серия Геология", 1971, № 3.
- Максимов Е.В.** О новейших поднятиях Памиро-Алая. — "Изв. ВГО", 1969, 101, вып. 2.
- Максимов Е.В.** Вертикальные движения Памира и Тянь-Шаня в голоцене. — "Изв. ВГО", 1972, № 5.
- Маматкулов М.М., Сагатов А.А., Джурлев Н.М., Тимбеков И.Х., Раҳманкулов З.** О проявлениях новейших и молодых тектонических движений в районе среднего течения р. Чадак. — В кн.: Вопросы региональной инженерной геологии Средней Азии. Ташкент, 1972.
- Маринов Н.А.** Современные тектонические движения в юго-восточном Забайкалье и

- на крайнем северо-востоке Монголии. – "Геоморфология", 1973, № 3.
- Марков К.К.** Гляцио-изостатические движения земной коры. – В кн.: Неотектонические движения в Прибалтике. Тарту, 1960.
- Марков К.К., Бардин В.И., Лебедев В.Л., Орлов А.И., Суетова И.А.** География Антарктиды. М., "Мысль", 1968.
- Маруашвили Л.И.** О среднечетвертичной (мандель-рисской) орогенической фазе Закавказья и Земли в целом. – В кн.: Новейшие тектонические движения и структуры Альпийского геосинклинального пояса Юго-Западной Евразии. Баку, "ЭЛМ", 1970.
- Материалы для изучения землетрясений России. I, Спб., 1891.
- Матцкова В.А.** Уточненная карта скорости современных вертикальных движений земной коры на западе Европейской части СССР и некоторые соображения о периоде этих движений. – В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Матцкова В.А.** Карта градиентов скорости современных вертикальных движений земной коры Европейской части СССР и исследования периодичности движений. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Матцкова В.А., Сидоров В.А.** Некоторые вопросы составления карт современных вертикальных движений земной коры. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Мелик-Саркисян С.А.** Ферганское землетрясение 3 декабря 1902 г. – В кн.: Землеведение, кн. II–III. М., 1903.
- Методические вопросы исследования современных движений земной коры. – В кн.: Сборник научных трудов СО АН СССР. Новосибирск, 1975.
- Мещерский И.Н.** Многократные повторные нивелирования на трассе Красноводск – Чарджоу. – В кн.: Современные движения земной коры, № 4. М., 1968.
- Мещерский И.Н.** Возможности использования государственного нивелирования для изучения современных вертикальных движений на стационарных геофизических полигонах. – В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, 1970.
- Мещерский И.Н.** Точное нивелирование. Итоги науки и техники, геодезия и аэросъемка, т. 8. М., ВНИТИ, 1973.
- Мещеряков Ю.А.** Задачи и методы геологогеоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений. – В кн.: Современные движения земной коры и методы их изучения. М., "Наука", 1961а.
- Мещеряков Ю.А.** Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961б.
- Мещеряков Ю.А.** Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований. – В кн.: Современные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Мещеряков Ю.А.** Структурная геоморфология равнинных стран. М., Изд-во АН СССР, 1965.
- Мещеряков Ю.А.** Изучение современных движений земной коры и проблема прогноза землетрясений. – В кн.: Современные движения земной коры, № 3. М., ВНИТИ, 1968.
- Мещеряков Ю.А.** О карте современных движений земной коры Европы (в связи с подготовкой карт неотектоники). – Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., "Наука", 1969.
- Мещеряков Ю.А.** О движениях земной коры – предвестниках землетрясений. – В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М., "Наука", 1973.
- Мещеряков Ю.А., Синягина М.И.** Состояние знаний о современных движениях земной коры. – В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Майдел А.** О связи между современными движениями земной коры и эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии. – "Изв. АН ЭССР", 1966, № 1.
- Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Кавказа. Изд-во МГУ, 1968.
- Мирзобаев Х.** Байпазинское землетрясение 5 января 1966 г. – В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана, № 1. Душанбе, 1970.
- Мироненко В.А.** Изменение физико-механических свойств и деформации глинистых пород в результате глубокого водопонижения. – В кн.: Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них, вып. 2. Изд-во МГУ, 1972.
- Мироненко В.А., Шестаков В.М.** Основы гидро-геомеханики. М., "Недра", 1974.
- Мирошниченко В.П.** Дизъюнктивные проявления современных тектонических движений в юго-западной Туркмении и их изучение на основе аэрометодов. – "Труды Лаборатории аэрометодов АН СССР", 1958, 6.
- Михайлов А.Е.** Типы тектонических движений. – "Изв. вузов. Геология и разведка", 1971, № 9.
- Можаев Б.Н.** Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. Л., Изд-во "Недра", 1973.
- Муди Дж.Д., Хилл М.Дж.** Сдвиговая тектоника. – В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Мушкитов И.В.** Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. – "Труды Геол. ком.", 1890, X, № 1.
- Мушкитов И.В., Мушкитов Д.И.** Физическая геология. т. I и II. М., Гл. ред. геол.-разв. и геодезич. лит., 1935, 1937.
- Несмеянов С.А.** Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М., "Недра", 1971.

- Никиторов Л.Г.** Последнее землетрясение в Скандинавии и его значение для развития морских побережий. – В кн.: Колебание уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М., "Наука", 1975.
- Николаев Н.И.** Современные тектонические движения на территории СССР и геологические методы их изучения. – В кн.: Труды Совещания по методике изучения движений и деформаций земной коры. М., Геодезиздат, 1948.
- Николаев Н.И.** К истории установления колебательных движений земной коры Скандинавии. – "Бюл. КИЧП", 1948б, № 12.
- Николаев Н.И.** Новейшая тектоника СССР. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Николаев Н.И.** О природе современных тектонических движений и их изучении в районах строительства крупных гидротехнических сооружений. – "Труды МГРИ", 1960, 38.
- Николаев Н.И.** Неотектоника и ее выражение в структуре и рельфе СССР. М., Госгеолиздат, 1962.
- Николаев Н.И.** Проблема природы тектонических движений. – "Вестн. МГУ. Серия Геология", 1965, № 6.
- Николаев Н.И.** О связи сейсмичности Балтийского щита и Норвежских кaledонид с неотектоникой. – "Вестн. МГУ. Серия Геология", 1966, № 3.
- Николаев Н.И.** О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1967а, 42, № 1.
- Николаев Н.И.** Неотектоника и сейсмичность Восточно-Европейской платформы. – "Изв. АН СССР. Серия геогр.", 1967б, № 2.
- Николаев Н.И.** Эвстазия, изостазия и вопросы неотектоники. – "Вестн. МГУ. Серия Геология", 1972, № 1.
- Николаев Н.И., Бабак В.И., Медяццев А.Н.** Вопросы неотектоники Балтийского щита и норвежских кaledонид. – "Советская геология", 1967, № 3.
- Николаев Н.И., Николаев П.Н., Сидоров И.С.** Карта градиентов скорости новейших тектонических движений и ее физическая интерпретация. – "Вестн. МГУ", 1968, № 6.
- Николаев П.Н.** О связи истории геологического развития и сейсмичности. – "Вестн. МГУ", 1969, № 5.
- Никонов А.А.** Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. Л., "Наука", 1964.
- Никонов А.А.** Молодые и современные тектонические движения земной коры на Кольском полуострове и в смежных с ним районах. – "Изв. АН СССР. Серия геогр.", 1965, № 6.
- Никонов А.А.** О бассейновой морене на Кольском полуострове и в Северной Карелии. – ДАН СССР, 1966, 170, № 5.
- Никонов А.А.** Проблемы неотектоники северо-восточной части Балтийского щита. – В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.
- Никонов А.А.** Коры выветривания Фенноскандии, их возраст и палеогеографическое значение. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1968, 53, № 5.
- Никонов А.А.** Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии. – "Геотектоника", 1970а, № 1.
- Никонов А.А.** Закономерности развития речных долин Средней Азии в антропогене. – ДАН СССР, 1970б, 195, № 1.
- Никонов А.А.** Молодое складкообразование в центральной части Афгано-Таджикской депрессии. – В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, 1970в.
- Никонов А.А.** О современных вертикальных движениях земной коры в сейсмоактивных районах Средней Азии. – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1971, № 6.
- Никонов А.А.** Закономерности развития речных долин юга Средней Азии. – "Геоморфология", 1972а, № 1.
- Никонов А.А.** Современные движения земной коры. – "Природа", 1972б, № 3.
- Никонов А.А.** Определение скорости врезания рек. – "Геоморфология", 1973а, № 1.
- Никонов А.А.** Сейсмотектонические дислокации Южного Таджикистана. – В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации". М., 1973б.
- Никонов А.А.** Современные движения земной коры Фенноскандии. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973в.
- Никонов А.А.** Современные движения земной коры в вулканически активных районах. – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1974а, № 5.
- Никонов А.А.** Современные и голоценовые сейсмотектонические дислокации в Южно-Тяньшаньской сейсмической зоне (Таджикистан). – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1974б, № 12.
- Никонов А.А.** Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и четвертичное время. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1975а, № 2.
- Никонов А.А.** Кайнозойские тектонические движения по системе разломов Сан-Андреас в Калифорнии. – "Геотектоника", 1975б, № 2.
- Никонов А.А.** Современные сейсмотектонические дислокации в горных районах Средней Азии. – ДАН СССР, 1975в, 222, № 1.
- Никонов А.А.** Миграция сильных землетрясений вдоль основных зон разломов Средней Азии. – ДАН СССР, 1975г, 225, № 2.
- Никонов А.А.** Сейсмотектоника и сейсмодислокации эпицентральной зоны Карагандинских землетрясений в Южном Таджикистане. – В кн.: Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. Изд-во МГУ, 1977а.

- Никонов А.А.** Сейсмотектонические дислокации Южного Таджикистана и их значение для сейсмического районирования. – В кн.: Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. Изд-во МГУ, 1977г.
- Никонов А.А., Гусева Т.В., Богданов В.И., Победоносцев С.В., Никифорова О.Д.** Оценка современных тектонических движений Балтийского щита по геодезическим, океанографическим и геологогеоморфологическим исследованиям. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973.
- Никонов А.А., Гусева Т.В., Никонова К.И.** Изучение современных тектонических движений земной коры в восточной части Балтийского щита по результатам повторного нивелирования на трассе Волховстрой – Мурманск. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., "Наука", 1972.
- Никонов А.А., Панасенко Г.Д.** О связи новейшей и современной тектоники и сейсмичности северо-востока Фенноскандии. – В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Никонова К.И., Никонов А.А.** Изучение современных движений земной коры в зоне разлома Сан-Андреас. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.
- Обручев В.А.** Основные черты кинетики и пластики неотектоники. – Избр. труды, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Орвику К.К.** О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. – В кн.: Неотектонические движения в Прибалтике. Тарту, 1960.
- Осадчий Л.Т.** Рогунская ГЭС, Ташкент, 1971.
- Островский А.Е., Бахрушин А.Б., Миронова Л.И.** Опыт измерения тектонических деформаций с помощью наклонометров в районе Душанбе. – В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Панасенко Г.Д.** Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л., "Наука", 1969.
- Панкрушин Г.А.** Применение данных неотектоники для датировки древних поселений. – В кн.: Новые памятники истории древней Карелии. Л., "Наука", 1966.
- Панкрушин В.К.** Моделирование и исследование точности систем геодезических наблюдений современных движений земной коры. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Парфенов В.Д.** Анализ тектонических деформаций четвертичных террас Казарманской впадины (Центральный Тянь-Шань). – "Геоморфология", 1973, № 1.
- Певнев А.К.** Современные движения земной поверхности в районе Баскунчакской солянокупольной структуры. М., "Наука", 1968.
- Певнев А.К., Гусева Т.В., Никифорова О.Д.** О нестационарном характере вертикальных смещений земной поверхности на Гармском геодинамическом полигоне по измерениям 1968–1971 гг. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Певнев А.К., Финько Е.А., Шатский В.Н., Энман В.Б.** Многолетние геодезические наблюдения на Гармском полигоне и их геолого-геоморфологическая интерпретация. – В кн.: Современные движения земной коры, № 4. М., 1968.
- Певнев А.К., Финько Е.А., Шатский В.Н., Энман В.Б.** Современные вертикальные движения земной поверхности в Гармском районе и их геолого-геоморфологическая интерпретация. – В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., "Наука", 1971.
- Певнев А.К., Энман С.В., Атрашкевич П.А., Остропико П.А.** Закономерности смещения земной поверхности на Талгарском геодинамическом полигоне. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Певнев А.К., Энман В.Б., Энман С.В., Одичев Н.Н.** Влияние солнечного нагрева реек на результаты нивелирования. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Ташкент, "Фан", 1972.
- Петровский Н.Ф.** Землетрясение в Карагарии летом 1895 г. – "Изв. Рус. геогр. о-ва", 1895, 31, вып. 5.
- Петровский Н.Ф.** Донесения о происходивших в августе и сентябре 1902 г. землетрясениях. – "Изв. АН СПб", 1902, 17, № 3–5.
- Петрушевский Б.А.** Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. – "Труды Геофиз. ин-та АН СССР", 1955, № 28. (155).
- Петрушевский Б.А.** О новых направлениях в сейсмологии в связи с сейсмическим районированием. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1967, 52, № 5.
- Петрушевский Б.А.** О должном месте проблемы предсказания времени землетрясений. – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1968, № 10.
- Победоносцев С.В.** Вертикальные движения берегов Рижского и Куршского заливов Балтийского моря, определенные по уровнемерным данным. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973а.
- Победоносцев С.В.** Океанографическое обоснование карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы для побережья морей Европейской части СССР. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973 б.
- Победоносцев С.В., Розанов Л.Л.** Современные вертикальные движения берегов Бе-

- лого и Баренцева морей (по уровням ерными данным). – "Геоморфология", 1971, № 3.
- Полтавченко В.К., Тетюхин Г.Ф.* Современные вертикальные движения и их соотношение с новейшей структурой и рельефом юга Каршинской степи. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Попов В.И., Гинзбург В.Л.* Арганкунское землетрясение, 1934 г. (Таджикистан). – "Науч. труды Ташкентского Гос. ун-та" 1970, вып. 371.
- Попов В.В., Резанов И.А.* О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. – В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Проблемы рифтогенеза. Материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли. Иркутск, 1975.
- Проблемы современных движений земной коры. – Труды III Международного симпозиума по современным движениям земной коры. М., 1969.
- Проучухан Д.П.* Значение сбросов в гидротехническом строительстве. – Труды Ленгидропроекта, 2. М.-Л., "Энергия", 1965.
- Райзман А.П.* Исследование Ташкентского землетрясения 1966–1968 гг. геодезическим методом. – Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1970.
- Ранцман Е.Я.* Геоморфология Иссыккульской котловины и ее горного обрамления. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Ранцман Е.Я.* Некоторые вопросы геоморфологии Гармского района Таджикистана в связи с его сейсмичностью. – "Изв. АН СССР. Серия геогр.", 1960, № 5.
- Ранцман Е.Я.* Новейшая и современная тектоника сейсмичных районов Средней Азии по геоморфологическим наблюдениям. – Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Ранцман Е.Я.* К методике морфоструктурного анализа Тянь-Шаня. – "Вопросы географии", 1968, 74.
- Ранцман Е.Я., Пшенин Г.Н.* Первые результаты геоморфологических исследований новейших горизонтальных смещений земной коры по Таласо-Ферганскому разлому в Средней Азии. – "Изв. АН СССР. Серия геогр.", 1963, № 5.
- Ранцман Е.Я., Пшенин Г.Н.* Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического анализа. – В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.
- Ранцман Е.Я., Финько Е.А.* Современные тектонические движения на линии повторного нивелирования Артыс – Алматы. – В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Расторгова В.А.* Формирование рельефа гор. М., "Наука", 1973.
- Расторгова В.А., Щербакова Е.М.* Поднятие Центрального Кавказа за поздне- и после-
- ледниковые времена. – В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Расцветаев Л.М.* Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой. – "Геотектоника", 1966, № 3.
- Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г.* О сейсмотектонических разрывах центрального Копет-Дага. – В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, 1965.
- Резвой Д.П.* О следах тектонических движений сегодняшнего дня в Южной Фергане. – В кн.: Вопросы теоретической и прикладной геологии, № 1. М., 1947.
- Резвой Д.П.* Несколько замечаний о молодом разломе в моренах хребта Петра Первого. – "Геол. сборник Львовского геол. о-ва", 1956, № 2–3.
- Рейман В.М., Лыков П.М., Завалко Е.В., Платный П.С.* Новейшие тектонические движения в долине Вахша. – "ДАН ТаджССР", 1959, 2, № 2.
- Рихтер В.Г.* Методы изучения новейшей и современной тектоники щельовых зон морей и океанов. М., "Недра", 1965.
- Рихтер Ч.* Элементарная сейсмология. М., ИЛ, 1963.
- Рубинраут Г.С.* Молодые и современные движения земной коры в Верхне-Понойской депрессии и их связь с тектоническим развитием Кейвской подзоны карелид. – В кн.: Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1974.
- Рустанович Д.Н.* Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 г. – В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 12. М., "Наука", 1967.
- Рыжков О.А.* Современные тектонические движения на востоке Ферганы. – "Изв. АН УзССР", 1952, № 6.
- Рыжков О.А.* Новейшие и современные тектонические движения в Фергане. – "Груды КИЧП", 1957, 13.
- Самарский Р.Я., Стлас М.В., Тяпкин К.Ф.* О современных горизонтальных движениях вдоль Криворожского глубинного разлома. – "Геотектоника", 1969, № 2.
- Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
- Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. Материалы конференции. М., 1973.
- Семёвский Д.В.* Неотектоника архипелага Шпицберген. – В кн.: Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л., 1967.
- Семенюк Н.П.* О неотектонической активности разломных структур Криворожья. – В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых. Киев. "Наукова думка", 1971.
- Сетунская Л.Е., Финько Е.А., Мартынова З.И.* Некоторые результаты полевого обследования линий повторного нивелирования. – В кн.: "Современные движения земной коры", № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

- Сигалов В.М.** О проекте изучения современных движений земной коры геодезическими методами на Алма-Атинском геодинамическом полигоне. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973.
- Сигалов В.М.** О характере вертикальных движений земной коры в районах землетрясений. – "Геодезия и картография", 1974, № 1.
- Сидоров Л.Ф.** О скорости современных поднятий Заалайского хребта и возможность их инструментальных измерений. – "Докл. Всесоюз. геогр. о-ва" (Л.), 1970. вып. 16.
- Сильдэээ Х.Х.** О связи между зонами разломов и современными дифференцированными движениями земной коры на территории Эстонии. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973.
- Синягина М.И.** О геодезическом методе изучения современных движений земной коры и результатах его применения. – В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Система рифтов Земли.** М., "Мир", 1970.
- Скобелев С.Ф., Флоренский П.В.** Голоценовые тектонические деформации и оползни в Вахшской надвиговой зоне. – "Геотектоника", 1974, № 5.
- Смирнова М.Н.** О влиянии землетрясений на добчу нефти месторождения Гудермес (северо-восточный Кавказ). – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли". 1968, № 12.
- Смоля И.** Движения земной коры по данным нивелирования. – В кн.: Предсказание землетрясений. М., "Мир", 1968.
- Собакарь Г.Т., Сомов В.И., Кузнецова В.Г.** Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий. Киев. "Наукова думка", 1975.
- Современные вертикальные движения земной коры.** – "Труды ЦНИИГАиК", 1958, вып. 123.
- Современные движения земной коры, № 1.** М., 1963; № 2. Тарту, 1965; № 3. М., 1968; № 4. М., 1968; № 5. Тарту, 1973.
- Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике.** Вильнюс, 1964.
- Соколовский И.П., Волков Н.Г.** Методика поэтапного изучения неотектоники. Киев, "Наукова думка", 1965.
- Соколовский И.Л., Палиенко В.П., Швыдкий Ю.П.** Изучение аллювиальных толщ и морфологии Карпат с целью количественной характеристики неотектонических движений. – В кн.: Материалы VIII и IX съездов Карпато-Балканской ассоциации. Киев. "Наукова думка", 1974.
- Солоненко В.П.** Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1962, № 11.
- Солоненко В.П.** Палеосейсмогеологический метод. – В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана, № 1. Душанбе, "Дониш", 1970а.
- Солоненко В.П.** Шрамы на лице Земли. – "Природа", 1970б, № 9.
- Солоненко В.П.** Землетрясения и рельеф. – "Геоморфология", 1973а, № 4.
- Солоненко В.П.** Палеосейсмология. – "Изв. АН СССР. Серия Физика Земли", 1973б, № 9.
- Солоненко В.П.** Сейсмогеология и проблема предсказания землетрясений. – "Геология и геофизика", 1974, № 5.
- Солоненко В.П., Курушин Р.А., Павлов О.В., Хилько С.Д., Хромовских В.С., Шмотов А.П.** Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области. – В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Сомов В.И.** Геодезические данные о современных горизонтальных движениях земной коры в Карпатах. – "Геодезия, картография и аэрофотосъемка", 1969, № 8.
- Сомов В.И.** Об определении периода колебаний современных вертикальных движений земной коры по данным повторного нивелирования в Средней Азии и Западной Сибири. – "Геофиз. сборник АН УССР", 1972, вып. 46.
- Сомов В.И.** Новые данные о современных вертикальных движениях земной коры на территории Карпатского геодинамического полигона. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973.
- Сомов В.И.** Пространственные и временные вариации скорости современных вертикальных движений земной коры в западной части Украины. – ДАН СССР, 1974а, 214, № 4.
- Сомов В.И.** Современная активность тектонических нарушений в западной части СССР. – "Геофиз. сборник АН УССР", 1974б, вып. 59.
- Справочник по тектонической терминологии.** М. "Недра", 1970.
- Стрелков С.А.** Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования. – В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова". Л., "Наука", 1973.
- Суворов А.И.** Главные разломы Казахстана и Средней Азии. – В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Сухарев Г.М.** Откачка нефти вызвала землетрясение. – "Природа", 1972, № 4.
- Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.** Ташкент, 1971.
- Тектоника Европы.** М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Терновой Ю.В., Сергеев В.Н., Гниловский В.Г., Белов К.А., Сарафанов И.Н.** О деформации земной поверхности на разрабатываемом Северостворопольском месторождении газа. – ДАН СССР, 1965, 164, № 4.
- Тетюхин Г.Ф.** История формирования четвертичного покрова Узбекистана. – Автограф. докт. дис. Ташкент, 1971.

- Тетюхин Г.Ф., Пшенин Г.Н., Романов И.Б.**
К вопросу о возрасте голоценовых террас бассейна Сырдарьи. – В кн.: Вопросы региональной инженерной геологии Средней Азии. Ташкент, "Фан", 1972.
- Токарев П.И.** О некоторых закономерностях вулканического процесса. – ДАН СССР, 1971, 199, № 2.
- Торим А.А.** Некоторые вопросы методики высокоточного нивелирования для изучения характера современных движений. – В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Точер Д.** Энергия землетрясений и разрывы земной поверхности. Слабые землетрясения. М., ИЛ, 1961.
- Трифонов В.Г.** Об импульсном характере тектонических движений в областях новейшего горообразования (Колет-Даг и Юго-Восточный Кавказ). – "Геотектоника", 1971, № 4.
- Трифонов В.Г.** Современные дислокации Юга Туркмении. – В кн.: Сейсмотектоника Альпийского складчатого пояса Юга СССР и некоторых сопредельных территорий. М., "Советское радио", 1974.
- Трофимов А.К., Чедия О.К.** К методике оценки интенсивности новейших тектонических движений по геолого-геоморфологическим данным на примере долины реки Акбура (Юго-Восточная Фергана). – Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1970.
- Уломов В.И.** Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент, "Фан", 1974.
- Урманцев Ф.М.** Анализ влияния ряда источников погрешностей нивелирования применительно к протяженным линиям и вопросы точности вывода современных вертикальных движений земной коры геодезическим методом. – Автореф. канд. дис. М., 1970.
- Ушаков С.А., Красн М.С.** Динамика коры и верхней мантии в областях материковых оледенений. – В кн.: Новейшие движения, вулканализм и землетрясения материков и дна океанов. М., "Наука", 1969.
- Федоренко В.С.** Тектонические и сейсмические явления и их значение в формировании катастрофических обвалов и оползней (в районах Чаткальского и Алайского горно-складчатых сооружений). – В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения, вып. 2. Изд-во МГУ, 1968.
- Федорович Б.А.** Последственные тектонические процессы в северных предгорьях Тянь-Шаня. – "Труды Совета по изучению производственных сил. Серия кирг.", 1931, вып. 1. Л.
- Федорович Б.А.** Геоморфологические и сейсмотектонические условия некоторых районов в бассейнах рек Кокмерена и Нижнего Нарына. – "Труды Кирг. комп. эксп. АН СССР", 1936, т. II, ч. V.
- Ференс-Сороцкий А.А., Сафронов П.Н.** Новейшая тектоническая мобильность нефтегазоносных областей Севера Русской платформы. – "Труды ВНИГРИ", 1973, вып. 339. Л.
- Фиалков Д.Н.** Достоверность вертикальных движений земной коры Западной Сибири. – В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, 1965.
- Фиалков Д.Н.** Горизонтальные движения земной коры в Западно-Сибирской низменности. – В кн.: Проблемы астрономии и геодезии. М., "Наука", 1970.
- Филькин В.А.** Опыт составления карты современных движений земной коры на территории Донбасса. – В кн.: Современные движения земной коры, № 4. М., ВНИТИ, 1968.
- Финько Е.А.** Некоторые закономерности проявления современных вертикальных движений земной коры в Таджикистане. – В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, 1970.
- Финько Е.А.** Морфоструктурный анализ при изучении современных тектонических движений. М., "Наука", 1973.
- Финько Е.А., Ранцман Е.Я., Богданова Н.М.** Продольное профилирование террас горных рек как метод выявления тектонической активности структур при гидротехническом строительстве. – В кн.: Рельеф горных стран. М., "Мысль", 1968.
- Финько Е.А., Эйман В.Б.** Современные движения земной поверхности в зоне Сурхобского разлома. "Геотектоника", 1971, № 5.
- Флинт Р.Ф.** Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.
- Хаин В.Е.** Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры. – В кн.: Строение и развитие земной коры. М., "Наука", 1964.
- Хаин В.Е.** Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.
- Хованский Б.Н.** Голоценовая тектоника Памира. – "Изв. АН СССР. Серия геогр.", 1971, № 3.
- Хольтедаль У.** Геология Норвегии, т. 2. М., ИЛ, 1958.
- Цубокава И.** О зависимости между продолжительностью предшествующих землетрясений явлений дилатансии и продолжительностью деформаций земной коры. – "Сокути Гаккай си", 1973, 19, № 2. Всесоюз. центр переводов, № Ц-466111. М., 1975.
- Чедия О.К.** Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе, "Илим", 1972.
- Чедия О.К., Уткина Н.Г.** Принцип определения величин регионального тангенциального сжатия в новейших эпиплатформенных орогенах. – В кн.: Структурная геоморфология горных стран. М., "Наука", 1975.
- Чернышев Ф.М., Бронников М.М., Вебер В.Н., Фаас А.** Андийское землетрясение 3–16 декабря 1902 г. – "Труды Геол. ком. Новая серия" (Спб.), 1910, вып. 54. Четвертичный период в США, т. 1. М., "Мир", 1968.

- Чигарев Н.В.** Изучение плеистоценовых тектонических движений юго-западного Памиро-Алая методами геоморфологического анализа (в связи с сейсмичностью). Автореф. канд. дис. М., 1971.
- Шнитников А.В.** Динамика общей увлажненности атмосферы северного полушария. — "Записки ВГО. Новая серия" (Л.), 1957, 16.
- Штейнбронг К., Моран Д.** Инженерный анализ последствий землетрясений 1952 г. в Южной Калифорнии. М., Госстройиздат, 1957.
- Штилле Г.** Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Штилле Г.** Избранные труды. М., "Мир", 1964.
- Шульц С.С.** Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географиз, 1948.
- Шульц С.С.** Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964.
- Шульц С.С.** О современном, новейшем и древнем эпигенезе. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.
- Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц К.О.** Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., "Наука", 1973.
- Щеглов В.П.** Движение материков в свете современных астрономических исследований. — В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН ССР, 1963.
- Щеглов В.П.** Астрономия и дрейф континентов. — В кн.: Современные движения земной коры. № 5. Тарту, 1973.
- Шербакова Е.М.** Древнее оледенение Большого Кавказа. Изд-во МГУ, 1973.
- Шукин И.С.** Общая геоморфология. Изд-во МГУ, т. I, 1960; т. II, 1964.
- Эйдельман С.Я.** Натурные исследования плотины Братской ГЭС. Л., "Энергия", 1968.
- Энман В.Б.** О движениях земной поверхности в районе Авачинского вулкана. — В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, 1965.
- Энман В.Б.** Современные движения земной коры и землетрясения. — В кн.: Современные движения земной коры. № 5. Тарту, 1973.
- Энман С.В.** Вертикальные движения земной коры на разломе Кумроч (Камчатка). — В кн.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, 1970.
- Энтин И.И., Матцкова В.А., Мещерский И.Н.** Геодезическое обоснование карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы для территории Европейской части ССР. — В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Якубов Д.Х., Ибраимов Р.Н.** Тектоника и особенности современных движений земной коры на Ташкентском геодинамическом полигоне. — В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Ташкент, 1972.
- Якубов Д.Х., Саттаров А.С., Ярмухамедов А.Р.** Изучение новейших тектонических движений на Ташкентском полигоне методом построения карты интенсивности эрозионного расщепления. — В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.
- Якубовский О.В.** Вертикальные движения земной коры на побережье Балтийского моря. — В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, 1965.
- Ahorner L.** Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fracture zones in Central Europe. — In: Recent crustal movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1—4.
- Allen C.R.** San Andreas fault zone in San Gorgonio Pass, Southern California. — "Bull. Geol. Soc. America", 1957, 68, N 3.
- Allen C.R.** Transcurrent faults in continental areas. Symposium on continental drift. — "Philos. Trans. Roy. Soc." London, 1965, A288, N 1088.
- Allen C.R.** The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. Proc. Conf. on Geol. Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI.
- Allen C.R., Amand P.S., Richter C.F., Nordquist I.M.** Relationship between seismicity and geologic structure in the Southern California region. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1965, 55, N 4.
- Allen C.R., Grantz A., Brune J.N. et al.** The Borrego Mountain, California Earthquake of 9 April 1968. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1968, 58, N 3.
- Allen C.R., Silver L.T., Stehli F.J.** Aqua Blanca fault — a major transverse structure of Northern Baja California, Mexico. — "Bull. Geol. Soc. America", 1960, 71, N 4.
- Amand P.S., Allen C.R.** Strike-slip faulting in Northern Chile. — "Bull. Geol. Soc. America", 1960, 71, N 12.
- Ambraseys N.N.** The Buyin-Zara (Iran) earthquake of September 1962. A field report. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1963, 53, N 4.
- Ambraseys N.N.** Early earthquakes in North-Central Iran. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1968, 58, N 2.
- Ambraseys N.N., Monifar A., Tchalenko J.S.** The Karnavach earthquake of August 1968. — "Nature", 1968, 220, N 5170.
- Ambraseys N.N., Tchalenko J.S.** Dashti Bias, Iran earthquake of August 1968. — "Nature", 1968, 220, N 5170.
- Anderson D.L.** The San Andreas fault. — "Scient. Amer.", 1971, 225, N 5.
- "Annales Academiae Scientiarum Fennicae", Ser. A, III, 1966, N 90.

- Artyushkov E.V., Mescherikov Yu.A.* Recent movements of the Earth's crust and isostatic compensation. — In: *Earth Crust and Upper Mantle*. Washington, 1971.
- Åse L.* Shore-displacement in the vicinity of Stockholm during the last 4000 years. — В кн.: *Проблемы современных движений земной коры*. М., 1969.
- Asplund L.* Land uplift in Sweden. — В кн.: *Проблемы современных движений земной коры*. М., 1969.
- Bakkeli S., Klove E.* Handhevningsbestemmelser i Norge. Kart og plan, N 4, 1973.
- Balasundaram M.S.* Recent seismicity of peninsular India. — In: *Recent Crustal Movements*. — "Bull. Roy. Soc. New Zealand", 1971, N 9.
- Ballard R.D., Bryan W.B., Heirtzler J.R. et al.* Manned submersible observations in the FAMOUS area Mid-Atlantic Ridge. — "Science", 1975, 190, N 4210.
- Bartholomew M.* San Jacinto fault zone in the Northern Imperial valley, California. — "Bull. Geol. Soc. America", 1970, 81, N 10.
- Båth M.* Seismicity of Fennoscandia and related problems. — "Geologica Beitr. Geophys.", 1953, N 63.
- Båth M., Richter C.F.* Mechanism of the aftershocks of the Kern County, California, earthquake of 1952. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1958, 48, N 1.
- Belousov V.V., Reisner G.I., Rudich G.M., Sholpo V.M.* Vertical movements of the Earth's crust on the continents. — "Geophys. Surv.", 1974, N 1.
- Bhattacharji I.K.* A geodetic and geophysical study of the Koyna earthquake region. — Rept Sympos. on Coastal Geodesy. Munich, 1970.
- Bird B.* Postglacial marine submergence of Central Arctic Canada. — "Bull. Geol. Soc. America", 1954, 65, N 5.
- Bolt B.A., Miller R.D.* Seismicity of Northern and Central California, 1965–1969. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1971, 61, N 6.
- Bonilla M.G.* Surface faulting and related effects. — "Earthquake Engin.", 1970, N 4.
- Boulanger Yu.D., Pevnev A.K., Enman V.B.* On variations of recent crustal movements on Garm and Nimichi polygons. — "Tectonophysics", 1970, 9, N 2/3.
- Boulanger Yu.D., Pevnev A.K., Enman V.B. et al.* Geodetic studies and forerunners of earthquakes. — "Tectonophysics", 1972, 14, N 3/4.
- Boulder Canyon Project. Final reports, Pt IV, Bull. I. Denver, Colorado, 1941.
- Boulton G.S., Rhodes M.* Isostatic uplift in Northern Spitsbergen. — "Geol. Mag.", 1974, 111, N 6.
- Bousquet J.C., Guermy P.* Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin Calabro-Lucanien et leurs conséquences morphologiques. — "Rev. géogr. phys. et géol. dynam.", 1968, X, N 3; 1969, XI, N 2.
- Brown R.D., Wallace R.E.* Current and historic fault movement along the San Andreas fault between Paicines and Camp Dix, Califor-
- nia. — Proc. Conf. on Geol. Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI.
- Brune J.N.* Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones. — "J. Geophys. Res.", 1968, 73, N 2.
- Brune J.N., Allen C.R.* A micro-earthquake survey of the San Andreas fault system in Southern California. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1967, 57, N 2.
- Bucknam R.C.* Geologic effects of the BENHAM underground nuclear explosion Nevada Test Site. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1969, 59, N 6.
- Bucknam R.C.* Vertical deformation produced by some underground nuclear explosions. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, 62, N 4.
- Burford R.O.* Strain analysis across the San Andreas fault and Coast Ranges of California. — "Ann. Acad. Sci. Fenniae", Ser. AIII, 1966, N 90.
- Burford R.O., Allen S.S., Lamson R.J., Goodreau D.D.* Accelerated fault creep along the Central San Andreas fault after moderate earthquakes during 1971–1973. Proc. Conf. on Geol. Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1973, v. XIII.
- Burford R.O., Eaton J.P., Pakiser L.C.* Crustal strain and microseismicity investigations at the National Center for Earthquake Research of the United States Geol. Survey. — В кн.: *Проблемы современных движений земной коры*. М., 1969.
- Canitez N.* Report on the contemporary movements presented to XVI General Assembly of IGGU, Grenoble, 1975.
- Caputo M., Pieri L., Rossi F.* Land subsidence in Venice and Porto Corsini. — "Ann. geofis.", 1972, v. XXV, N 1.
- Carder D.S.* Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940–1944 and the influence of reservoir loading on local earthquake activity. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1945, 35, N 4.
- Carder D.S.* Reservoir loading and local earthquakes. — In: *Engineering geology, case histories*, N 8. Boulder, 1970.
- Carder D.S., Small J.B.* Level divergences, seismic activity and reservoir loading in the Lake Mead area, Nevada and Arizona. — "EOS", 1948, N 29.
- Castle R.O., Church J.P., Elliott M.R.* Aseismic elevation in South California. — "Science", 1976, 192, N 4236.
- Chinnery M.A.* Earthquake magnitude and source parameters. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1969, 59, N 5.
- Christoffel D.A.* Motion of New Zealand Alpine fault deduced from the pattern of sea-floor spreading. — In: *Recent Crustal Movements*. — Bull. Roy. Soc. New Zealand, 1971, N 9.
- Chugh R.S.* Study of recent crustal movements in India and future programme. Intern. Sypos. on Recent Crustal Movements, 1974, Zurich.
- Clark R.H.* Rates of deformation of parts of the Crater floor of the White Island volcano.

- In: Recent Crustal Movements. — "Bull. Roy. Soc. New Zealand", 1971, N 9.
- Cluff L.S., Carver G.A., Hansen W.R.* Geological and seismologic evidence of recent faulting in Northwestern Venezuela and Northeastern Colombia. — In: Recent Crustal Movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1—4.
- Cummings J.C.* The Santa Clara formation and possible post-pliocene slip on the San Andreas fault in Central California. Proc. Conf. on Geol. Problems of San Andreas Fault Sjstern. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI.
- Dambara T.* Syntactic vertical movements in Japan during the recent 70 years. — "J. Geol. Soc. Japan", 1971, 17, N 3.
- Das Unternehmen Erdmantel. Wiesbaden, 1972.
- Decker R.W., Einarsson P., Mohr P.A.* Rifting in Iceland. New geodetic data. — "Science", 1971, 173, N 3996.
- Decker R.W., Kinoshita W.T.* Geodetic measurements. The surveillance and prediction of volcanic activity. A review of methods and techniques. — "Earth Sci.", 1971, N 8.
- Dickey D.D.* Strain accompanying the YORUM underground nuclear explosion and its relation to geology. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1971, 61, N 6.
- Digesi D.* Il bradisima di Pozzuoli secondo le misure di levellazione. — "Boll. geod. sci. affini", 1954, 13, N 4.
- Donner J.J.* Shore-line diagrams in Finnish Quaternary research. — In: Baltica, N 2. Vilnius, 1965.
- Donner J.J.* The late-glacial and post-glacial shoreline displacement in Southwestern Finland. — Proc. VII Congr. Internat. Assoc. Quaternary Res., 1968, v. 8.
- Donner J.J.* A profile across Fennoscandia of Late Weichselian and Flandrian shore-lines. — "Comment. phys.-math.", 1969, 36, N 1.
- Donner J.J.* Deformed Late Weichselian and Flandrian shore-lines in South-Eastern Fennoscandia. — "Comment. phys.-math.", 1970, 40, Helsinki.
- Eto T.* Volcanic crustal deformations. On the observations of crustal deformations at volcano Sakura-jima. Disaster prevent. Res. Inst. Ann., 1971, N 74.
- Evans D.M.* Fluid pressure and earthquakes. — "EOS", 1966, 50, N 5.
- Faure H.* Recent crustal movements along Red Sea and Gulf of Aden coasts in Afar (Ethiopia and T.F.A.J.). In: Recent Crustal Movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1—4.
- Fessel M.* An astronomical measurement of the present-day drift of the Eurasian and American plates. — "Geophys. J.", 1974, 38, N 1.
- Fiske R.S., Kinoshita W.T.* Inflation of Kilauea volcano prior to its 1967—1968 eruption. — "Science", 1969, 165, N 3891.
- Florin S.* Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs. — In: Baltica, N 1. Vilnius, 1963.
- Fujii Y.* Relation between maximum vertical displacements of the crust and its application to the problem of earthquake prediction. — "Bull. Geogr. Surv. Inst.", 1969, 15, N 1.
- Fujii Y.* Development of area of anomalous vertical deformation of the crust before the occurrence of an earthquake. — "J. Seismol. Soc. Japan", 1973, 26, N 1.
- Fujii Y.* Relation between duration period of the precursory crustal movement and magnitude of the earthquake. — "J. Seismol. Soc. Japan", 1974, 27, N 3.
- Gerke K.* Crustal movements in the Myvatn and in the Thingvallavatn area, both horizontal and vertical. — In: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area. Dordrecht, Holland, 1974.
- Gibbs J.E., Healy J.H., Raleigh C.B., Coakley J.* Seismicity in the Rangely, Colorado area; 1962—1970. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1973, 63, N 5.
- Gilluli J., Grant U.S.* Subsidence in the Long Beach Harbor area, California. — "Bull. Geol. Soc. America", 1949, 60.
- Gough D.I., Gough W.I.* Stress and deflection in the lithosphere near Lake Kariba, I. — "Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1970a, 21, N 1.
- Gough D.I., Gough W.I.* Load-induced earthquakes at Lake Kariba, II. — "Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1970b, 21, N 2.
- Grant A.* Strike-slip faults in Alaska. — "Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1969, 17, N 1.
- Greensfelder D.C., Crice D.* Geodimeter fault movement investigations in California. — In: Geology of California, 1971.
- Gupta H.K., Rastogi B.K., Narain H.* Common features of reservoir associated activities. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, 62.
- Gzovsky M.V.* Scheme of stress state of Earth's crust and energy of tectonic processes connected with Upper Mantle of USSR territory. — Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. III, A, 1966, N 90.
- Gzovsky M.V., Grigoriev A.S., Gushchenko O.I.* et al. Problems of interpretation of recent movements by tectonophysical methods. 2nd Internat Symposium of Geodesy and Physics of the Earth. Potsdam, 1973. — Veröff. Zentral-Inst. Phys. Erde, N 30, Potsdam, 1974.
- Gzovsky M.V., Nikonov A.A.* On tectonophysical interpretation of recent vertical crustal movements. — "Tectonophysics", 1973, 19, N 1.
- Gzovsky M.V., Nikonov A.A.* On tectonophysical interpretation of recent crustal movements. — In: Recent Crustal Movements, Tallin, "Valgus", 1975.
- Hamilton A.* Seismic regionalization of Eastern Canada. Seismol. Series of Dominion Observatory, 1966, 3, Ottawa, 1967.
- Hamilton A.* Summary report on Studies of recent crustal movements in Canada. In: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Hamilton R.M., Healy J.H.* Aftershocks of the BENHAM explosion. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1969, 59, N 6.
- Hanks T.C., Hileman J.A.* Macroseismicity of San Jacinto fault zone. Proceedings of Conference on Tectonic Problems of San

- Andreas fault system. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., v. XIII, 1973.
- Harada T.** Precise readjustment of old and new first order triangulation, and the result in relation with the destructive earthquakes in Japan. — "Bull. Geogr. Surv. Inst.", 1967, 12, N 3-4.
- Härme M.** On the shear zones and fault lines in Finnish Precambrian strata. — "Fennia", 1963, 89, N 1.
- Hast N.** The state of stress in the upper part of the Earth's crust. — "Tectonophysics", 1969, 8.
- Hayashi T.** A study on the vertical movements of the Earth's crust by means of the precise levelling. — "Bull. Geogr. Surv. Inst.", 1969, 15, N 1.
- Healy J.H., Hamilton R.M., Raleigh C.B.** Earthquakes induced by fluid injection and explosion. — "Tectonophysics", 1970, 9, N 2-3.
- Hekinian R., Hoffert M.** Rate of palagonitization and manganese coating on basaltic rocks from the Rift Valley in the Atlantic Ocean near $36^{\circ}50'N$. — "Marine Geol.", 1975, 19, N 2.
- Hicks S.D.** Vertical crustal movements from sea level measurements along the east coast of United States. — "J. Geophys. Res.", 1972, 77, N 30.
- Hicks S.D., Shofnos Wm.** The determination of land emergence from sea level observations in Southeast Alaska. — "J. Geophys. Res.", 1965, 70, N 14.
- Hill M.L., Dibblee T.W.** San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California. — "Bull. Geol. Soc. America", 1953, 64, N 4.
- Hofmann R.B.** Recent changes in California fault movement. Proceed. of Confer. on Geol. Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI.
- Hofmann R.B.** Earthquake prediction from fault movement and strain precursors in California. — In: Earthquake displacement fields and rotation of the Earth. Dordrecht, Holland, 1970.
- Högbom A.** Fennoscandia. Handbuch der regionalen Geologie, Bd. IV, N 3. Heidelberg, 1912.
- Honkasalo T.** On the use of gravity measurements for investigation of the land upheaval in Fennoscandia. — "Fennia", 1963, 89, N 1.
- Howard J.H.** Recent deformation of the Cholame and Taft - Maricopa areas, California. Proc. Conf. on Geological Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., v. XI, 1968.
- Hoy R.B.** Induced faulting. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1963, 53.
- Hyvärinen H.** A shore-line diagram for the easternmost section of the Salpausselkäs. — "Comment. phys.-math.", 1966, 33, N 4.
- Hyypä E** The Late-Quaternary land uplift in the Baltic sphere and the relation diagram of the raised and tilted shore levels. — "Ann. Acad. Sci. Fenniae", Ser. III, A, 1966, N 90.
- Illies J.H.** The Rhine graben rift system - plate tectonics and transform faulting. — "Geophys. Surv.", 1972, 1, N 1.
- Innes M.J., Weston A.A.** Crustal uplift of the Canadian shield and its relation to the gravity field. — "Ann. Acad. Sci. Fenniae", Ser. III, A, 1966, N 90.
- Jäckli H.C.A.** Pleistocene glaciation of the Swiss Alps and signs of postglacial differential uplift. — "Geol. Soc. America Spec. Paper", 1965, 84.
- Jahns R.H.** Long-term behaviour of some major faults in Southern California. — "EOS", 1969, 50, N 5.
- Jeanrichard F.** Contribution à l'étude du mouvement vertical des Alpes. In: Problems of Recent Crustal Movements. Tallin, "Valgus", 1975.
- Kääriäinen E.** On the recent uplift of the Earth's crust in Finland. — "Fennia", 1953, 77, N 2.
- Kääriäinen E.** Land uplift in Finland computed by the aid of precise levelling. — "Fennia", 1963, 89, N 1.
- Kääriäinen E.** The second levelling of Finland in 1935-1955. Veröff. Finnischen Geod. Inst., 1966, N 61.
- Kaizuka S., Sugimura A., Ota J. et al.** Quaternary tectonic map of Japan (the 2nd report). Quaternaria, VIII. Roma, 1966.
- Karcz I., Kafri U.** Recent vertical crustal movements between the Dead Sea rift and the Mediterranean. — "Nature", 1973, 242, N 5392.
- Karcz I., Kafri U.** Recent crustal movements along Mediterranean coastal plain of Israel. — "Nature", 1975, 257, N 5524.
- Kataja A., Korhonen H., Penttila E.** Earthquakes in Finland 1965-1968. Seismol. notes, Helsinki Univ. Publ., 1969, N 109.
- Kobold F., Habib A.** Über einen Versuch, aus dem Vergleich der Landestriangulation erster Ordnung von 1911 bis 1916 mit der Granmessungstriangulation von 1860 bis 1879. Krustenbewegungen in der Schweiznachzuweisen. "Schweiz. Z. Vermessung", 1966, 64, N 7.
- Koshechkin B.I., Markov G.A., Nikonorov A.A. et al.** Postglacial and recent crustal movements in the Northeast of the Baltic shield. In: Recent Crustal Movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1-4.
- Kujansuu R.** Nuorista siirroksista Lapiissa. Alustava tiedonanto. — "Geologi", 1964, 16, N 3.
- Kukkamäki T.J.** Report on the work of the Fennoscandian Sub-Commission. In: Проблемы современных движений земной коры. M., 1969.
- Kukkamäki T.J.** Report of Fennoscandian Sub-Commission. — In: Problems of Recent Crustal Movements. Tallin, "Valgus", 1975.
- Kvale A.** Norwegian earthquakes in relation to tectonics. — Årbok Univ. Bergen, Math.-naturvid. Ser., 1960, N 10.
- Kvale A.** Recent crustal movements in Norway. Ann. Acad. Sci. Fenniae, Ser. A, III, 1966, N 90.
- La Marche V.C., Wallace R.E.** Evaluation of effects on trees of past movements on the San Andreas fault, Northern California. — "Bull. Geol. Soc. America", 1972, 83, N 9.
- Lawson A.C. et al.** The California earthquake of April 18 1906. Washington, 1908.

- Lebendige Tektonik. — "Geol. Rundschau", 1955, Bd. 43, N 1.
- Lee T.F., Nichols T.C.* Stress changes in rock from the JORM underground nuclear explosion, September 16 1969, Pahute Mesa, Nevada Test Site. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, 62, N 2.
- Lee W.H.L., Vedder J.G.* Recent earthquake activity in the Santa Barbara Channel region. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1973, 63, N 5.
- Lensen G.J.* Phases nature and rates of Earth deformation. — In: Recent Crustal Movements. — "Bull. Roy. Soc. New Zealand", 1971, N 9.
- Lensen G.J.* On the nature of vertical deformation and on the frequency of Earth deformation of general. — "Tectonophysics", 1974, 23, N 4.
- Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J.* Plate tectonics. Elsevier Sci. Publ. Co., 1973.
- Lisitzin E.* Land uplift as sea level problem. — "Fennia", 1963, 89,
- Lofgren B.E., Klausing R.L.* Land subsidence due to groundwater withdrawal Tulare-Wasso area, California. — "Geol. Surv. Profess. Paper", 1969, 437B.
- Mackie J.B.* Geodetic studies of crustal movements in New Zealand. In: Recent Crustal Movements. — "Bull. Roy. Soc. New Zealand", 1971, N 9.
- Mälzer H.* Comparison of the first and second levelling in the Upper Rhinegraben and Black forest for relative vertical movements. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры М., 1969.
- Mälzer H., Schlemmer H.* Geodetic measurements and recent crustal movements in the Upper Rhinegraben. In: Recent Crustal Movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1—4.
- Markowitz Wm.* The detection of continental drift. В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- McEvilly T.V., Niazi M.* Post-earthquake observations at Dasht-e-Bayaz. Iran. — "Tectonophysics", 1975, 26, N 3—4.
- McKenzie D.* Active tectonics of the Mediterranean region. — "Geophys. J.", 1972, 30, N 2.
- McKeown F.A., Dickey D.D.* Fault displacement and motion related to nuclear explosions. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1969, 59, N 6.
- McMahon.* Southern Borderland of Afghanistan. — "Geogr. J.", 1897, 9, N 4.
- Meade B.K.* Report of the Sub-Commission of recent crustal movements in North America. — "Ann. Acad. Sci. Fenniae", Ser. A, III, 1966, N 90.
- Meade B.K.* Report of the Sub-Commission for North America. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969a.
- Meade B.K.* Annual rate of slippage along San Andreas fault. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969b.
- Meade B.K.* Horizontal movement along San Andreas fault system. — In: Recent Crustal Movements. — "Bull. Roy. Soc. New Zealand", 1971, a, N 9.
- Meade B.K.* Crustal movement investigations. — "EOS", 1971b, 52, N 3.
- Meade B.K.* Recent crustal movements in the United States. In: Problems of Recent Crustal Movements. Tallin, "Valgus", 1975.
- Meade B.K.* Geodetic surveys for monitoring crustal movements in the United States. — In: Recent Crustal Movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1—4.
- Menard H.W.* Epeirogeny and plate tectonics. — "EOS", 1973, 54, N 12.
- Miyamura S.* Report on summary maps of recent crustal movements in Japan. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Miyamura S., Penttilä E.* Seismic events located in and near Finland. — "Geophysica", 1964, 9, N 1.
- Mohr P.A., Girnius A., Cherniack J.R. et al.* Recent crustal deformation in the Ethiopian rift valley. — In: Recent Crustal Movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1—4.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia. Effects of continental collision. — "Science", 1975, 189, N 4201.
- Nason R.D.* Measurements and theory of fault creep slippage in Central California. — In: Recent Crustal Movements. — "Bull. Roy. Soc. New Zealand", 1971, N 9.
- Nason R.D., Tocher D.* Measurement of movement on the San Andreas fault. Earthquake displacement fields and rotation of the Earth. Dordrecht; Holland, 1970.
- Nason R.D., Tocher D.* Anomalous fault slip rates before and after the April 1961 earthquakes near Hollister, California. — "EOS", 1971, 52, N 4.
- Needham H.D., Francheteau J.* Some characteristics of the rift valley in the Atlantic ocean near 36°48' Nortn. — "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1974, 22, N 1.
- Neubert K.* Bewegungsvorgänge der Erdkruste als Folge bergbaulicher Einwirkungen. I Intern. Sypos. über rezente Erdkrustenbewegungen. Berlin, Akad. Verlag, 1962.
- Nikonov A.A.* On young and recent crustal movements on Kola Peninsula and adjacent areas. — "Ann. Acad. Sci. Fenniae", Ser. A, III, 1966, N 90.
- Nikonov A.A.* On recent vertical movements of the Earth's crust in seismically active areas of Middle Asia. — "Tectonophysics", 1971, 12, N 1.
- Nikonov A.A.* Recent seismotectonic fault movements and their relation with earthquake magnitude. In: Recent Crustal Movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1—4.
- Nikonov A.A.* Migration of large earthquakes along the great fault zone in Middle Asia. — "Tectonophysics", 1976, 31, N 4.
- Nikonov A.A., Osokina D.N., Tsvetkova N.Yu.* Recent movements and stress field in the San Andreas fault system by the results of modelling. In: Recent Crustal Movements. —

- "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1-4.
- Nilsson E.* On the Late-Quaternary history of Southern Sweden and the Baltic basin. — In: *Baltica*, N 4. Vilnius, 1970.
- Niskanen E.* Some remarks on the geoidal conduction and the theory of plasticity. — "Ann. Acad. Sci. Fenniae", 1953, Ser. A, III, N 32.
- Northrop J., Morrison M.F.* Seismic slip rate versus sea-floor spreading rate on the Eastern Pacific Rise and Pacific Antarctic Ridge. — "J. Geophys. Res.", 1970, 75, N 17.
- Okko M.* The relation between raised shores and present land uplift in Finland during the past 8000 years. — "Ann. Acad. Sci. Fenniae", Ser. A, III, 1967, N 93.
- Oliveri del Castillo A.* Studio del bradisismo Flegreo mediante osservazioni mareografiche. Atti, Assoc. Geofis. Italiana, X Conv., Roma, 1960.
- Oliveri del Castillo A., Quagliarello M.T.* Sulla genesi del bradisimo Flegreo. — "Atti Assoc. Geofis. Italiana", Napoli, 1962.
- Paarma H.* On the tectonic structure of the Finnish basement, especially in the light of geophysical maps. — "Fennia", 1963, 89, N 1.
- Page R.A.* Crustal deformation on the Denali fault, Alaska, 1942-1970. — "J. Geophys. Res.", 1972, 77, N 8.
- Rage R.A., Lanr J.* Measurements for fault slip on the Denali, Fairweather and Castle Mountain faults. — "J. Geophys. Res.", 1971, 76, N 35.
- Papers presented at the Symposium on Recent Crustal Movements, Ottawa, Canada, March 18-19 1969. — "Canad. J. Earth Sci.", 1970, 7, N 2.
- Pavoni N.* Die Nordanatolische Horizontalverschiebung. — "Geol. Rundschau", 1961, 51, N 1.
- Pavoni N.* Recent and Late Cenozoic movements of the Earth's crust. In: Recent Crustal Movements. — "Bull. Roy. Soc. New Zealand", 1971, N 9.
- Pawlly G.S., Abramchamsen N.* Do the pyramids continental drift? — "Science", 1973, 179, N 4076.
- Penttilä E.* Some remarks on earthquakes in Finland. — "Fennia", 1963, 89, N 1.
- Penttilä E.* On the influence of the structure of the Earth's crust and the ice age on isostatic equilibrium and land uplift in the Baltic Shield. Helsinki Univ. Publ., 1969, N 108.
- Peynev 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. In: Recent Crustal Movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1-4.
- Plafker G.* Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960. Implications for Arc Tectonics. — "J. Geophys. Res.", 1962, 77, N 5.
- Pope A.J., Stearn J.L., Whitten C.A.* Surveys for crustal movement along the Hayward fault. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1966, 56, N 2
- Proceedings of the Conference on Geological Problems of the San Andreas fault system. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., v. XI, 1968.
- Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of San Andreas Fault system. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1973, v. XIII.
- Proctor R.J., Crook R., McKeown M.H., Moresco R.L.* Relation of known faults to surface ruptures, 1971 San Fernando Earthquake, Southern California. — "Bull. Geol. Soc. America", 1972, 83, N 6.
- Proverbio E., Quesada V.* The secular variation of longitude and plate tectonic motion. — "Bull. geod.", 1974, N 112.
- Radbruch D.H.* New evidence of historic fault activity in Alameda Contra Costa, and Santa Clara counties, California. — Proc. Conf. on Geol. Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI.
- Raleigh C.B., Burford R.O.* Tectonics of the San Andreas fault system. Strain studies. — "EOS", 1969, 50, N 5.
- Recent Crustal Movements. — "Bull. Roy. Soc. New Zealand", 1971, N 9.
- Recent Crustal Movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1-4.
- Reid H.F.* The mechanics of the earthquake. The California earthquake of April 18 1906, v. 2. 1910.
- Renquist H.* Finlands jordskalv. — "Fennia", 1930, 54, N 1.
- Richter C.F.* Sporadic and continuous seismicity of faults and regions. In: Recent Crustal Movements. — "Bull. Roy. Soc. New Zealand", 1971, N 9.
- Richter C.F., Allen C.R., Nordquist J.M.* The desert Hot Springs earthquakes and their tectonic environment. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1958, 48, N 4.
- Rikitake T.* An approach to prediction of magnitude and occurrence time of earthquakes. — "Tectonophysics", 1969, 8, N 1.
- Ryall A., Slemon D.E., Gedney L.D.* Seismicity, tectonism, and surface faulting in the Western United States during historic time. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1966, 56, N 5.
- Saarnisto M.* The Late Weichselian and Flandrian history of the Saiman Lake complex. — "Comment phys.-math.", 1970, 37.
- Sahlin K.E.* A seismological map of Northern Europe. — "Sver. geol. undersökn.", ser. C, 1930, N 364.
- Sato H.* A study of horizontal movement of the Earth crust associated with destructive earthquakes in Japan. — "Bull. Geogr. Surv. Inst.", 1973, 19, N 1, Tokyo.
- Sauramo M.* Land uplift with hingelines in Fennoscandia. — "Ann. Acad. Sci. Fenniae", ser. A, III, 1955, 44.
- Sauramo M.* Die Geschichte der Ostsee. — "Ann. Acad. Sci. Fenniae", Ser. A, III, 1958, N 51.
- Savage J.C.* Further analysis of the geodetic strain measurements on the Denali fault in Alaska. — "J. Geophys. Res.", 1975, 80, N 26.
- Savage J.C., Burford R.O.* Accumulation of tectonic strain in California. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1970, 60, N 6.
- Savage J.C., Burford R.O.* Geodetic determination of relative plate motion in Central California. — "J. Geophys. Res.", 1973, 78, N 5.

- Savage J.C., Kinoshita W.T.* Absence of observable geodetic strain accompanying Danville, California, earthquake sequence. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1971, 61, N 6.
- Schaer J.F., Jeanrichard F.* Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. — "Eclogae geol. helv.", 1974, 67, N 1.
- Schäfer K.* Horizontal and vertical crustal movements in Iceland. In: Recent Crustal Movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, spec. issue, N 1–4.
- Scharp R.V.* San Jacinto fault zone in Peninsular Ranges of Southern California. — "Bull. Geol. Soc. America", 1967, 78, N 3.
- Schofield J.C.* Postglacial sea-levels isostatic uplift. — "J. Geol.-Geophys. New Zealand", 1964, 7, N 2.
- Scholz C.H.* Crustal movements in tectonic areas. — "Tectonophysics", 1972, 14, N 3/4.
- Scholz C.H.* A comparison of the San Andreas fault with the Alpine fault. — Proc. Conf. on Tectonic Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol., Sci., 1973, v. XIII.
- Scholz C.H., Fitch T.J.* Strain accumulation along the San Andreas fault. — "J. Geophys. Res.", 1969, 74, N 27.
- Scholz C.H., Wyss M., Smith S.W.* Seismic and aseismic slip on the San Andreas fault. — "J. Geophys. Res.", 1969, 74, N 8.
- Shor G.G., Roberts E.* San Miguel, Baja California Norte, Earthquakes of February 1956. A field report. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1958, 42, N 2.
- Schubert C., Henneberg H.C.* Geological and geodetic investigations on the movement along the Bocono fault, Venezuelan Andes. In: Recent Crustal Movements. — "Tectonophysics", 1975, 29, N 1–4.
- Schubert C., Sifontes R.S.* Bocono fault, Venezuelan Andes: evidence of postglacial movements. — "Science", 1970, 170, N 3953.
- Schytt V., Hoppe G., Blake W.J., Grosswald M.G.* The extent of the Würm glaciation in the European Arctic. General Assembly of Bern Publ., N 79, 1967.
- Science News, 1972, 102, N 5.
- Scott W.B.* An introduction to geology, (New York), 1937, 1, N 4.
- Simonsen O.* Some remarks on secular movements within Denmark. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Sinvhal H., Agrawal P.N., King G.C.P., Gaur V.K.* Interpretation of measured movement at Himalayan (Nahan) thrust. — "Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1973, 34, N 2.
- Siren A.* Recent land uplift in Finland computed from lake water level records". — "Fennia", 1963, 89, N 1, Helsinki.
- Sleigh R.W., Worral C.C., Shaw G.H.L.* Crustal deformation resulting from the unposition of a large mass of water. — "Bull. geod.", 1969, N 93.
- Smith D.D.* Pleistocene offset along the San Andreas fault system of the San Francisco Peninsula, California. — "Bull. Geol. Soc. America", 1959, 70, N 2.
- Smith G.J.* Large lateral displacement of Garlock fault, California as measured from offset dike swarm. — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists Amer.", 1962, 46, N 1.
- Smith P.J.* Advances in Geophysics — 2. Comment on Earth Science. — "Geophysics", 1972, 2, N 4.
- Small I.B.* Interim report on vertical crustal movement in the United States. Washington, 1963.
- Stauder W.* Smaller aftershocks of the BENHAM nuclear explosion. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1971, 61, N 2.
- Stewart S.W., Lee W.H., Eaton J.P.* Location and real-time detection on microearthquakes along the San Andreas fault system in Central California. In: Recent Crustal Movements. — "Bull. Roy. Soc. New Zealand", 1971, N 9.
- Stout J.H., Brady J.B., Weber F., Page R.A.* Evidence for Quaternary movement on the McKinley strand of the Denali fault in the Delta river area, Alaska. — "Bull. Geol. Soc. America", 1973, 84, N 3.
- Stoyko A., Stoyko N.* Determination du mouvement de l'écorce terrestre d'après les observations astronomiques. — "Ann. Acad. Sci. Fenniae", Ser. A, III, 1966, N 90.
- Stoyko A., Stoyko N.* Variations de latitudes et longitudes et le mouvement de l'écorce terrestre. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Stoyko A., Stoyko N.* Mouvement des blocs continentaux. In: Problems of Recent Crustal Movements. Tallin, "Valgus", 1975.
- Suggate R.P., Lensen G.J.* Rate of horizontal fault displacement in New Zealand. — "Nature", 1973, 242, N 5399.
- Sugimura A.* Uniform rates and duration period of Quaternary Earth movement in Japan. — "J. Geosci. Osaka Univ.", 1967, 10, N 1–4.
- Sugimura A., Matsuda T.* Atera fault and its displacement vectors. — "Bull. Geol. Soc. America", 1965, 76, N 5.
- Talvitie J.* Seismotectonics of the Kuopio region, Finland. — "Bull. Commiss. géol. Finland", 1971, N 248.
- Tanner V.* Studies över quartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. — "Fennia", 1930, 53, N 1, Helsinki.
- Tanner V.* Die Grundlagen einer interkontinentalen Homotaxis. — "Arctica", 1936, N 4.
- Tchalenko J.S., Iranmanesh M.H., Mohajer-Ashjai A.* The Bobol-Kenar (1971) earthquake and the seismotectonics of the Central Albors (Iran). — "Ann. geofis.", 1972, v. XXV, N 1.
- Teisserye R., Penttilä E., Tuominen H., Vesalanen E.* The horizontal spread of cratonic earthquakes and the corresponding block movements. Helsinki Univ. Publ., N 110, 1969.
- Ten Brink N.W.* Glacio-isostasy: new data from West Greenland and geophysical implications. — "Bull. Geol. Soc. America", 1974, 85, N 2.

- The California Earthquake of April 18 1906, 1, 1908.
- The Parkfield-Cholame, California, Earthquakes of June-August 1966. — "Geol. Surv. Profess. Paper", 1967, N 579.
- Tocher D. Earthquake energy and ground breakage. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1958, 48, N 2.
- Tocher D. Creep on the San Andreas fault. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1960, 50, N 3.
- Tryggvason E. Measurement of surface deformation in Iceland by precision levelling. — "J. Geophys. Res.", 1968, 73, N 22.
- Tryggvason E. Vertical crustal movements in Iceland. — In: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area. Dordrecht, 1974.
- Vaniček P. Vertical crustal movements in Nova Scotia as determined from scattered geodetic relevelings. — "Tectonophysics", 1975, v. 29, N 1-4.
- Vaníček P., Hamilton A.C. Further analysis of vertical crustal movement observations in the Lac St. Jean area, Quebec. — "Canad. J. Earth Sci.", 1972, N 9.
- Vertical crustal motions and their causes. Report on the 3rd GEOP Research Conference. — "Eos", 1974, 54, N 12.
- Vesanen E., Porkka M.T., Nurmia M. On the seismicity of Finland. — Geofiz. közl., 1960, N 9.
- Walker G.P.L. Evidence of crustal drift from Iceland geology. — "Philos. Trans. Roy. Soc. London", 1965, A258, N 1088.
- Walcott R.J. Late-Quaternary vertical movements in eastern North America: quantitative evidence of glacio-isostatic rebound. — "Rev. Geophys. and Space Phys.", 1972, 10, N 4.
- Walcott R.J. Characteristics of recent uplift in North America. — In: Problems of Recent Crustal Movements. Tallin, "Valgus", 1975.
- Wallace R.E. Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, Southern Coast Ranges, California. — Proc. Conf. on Geol. Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., 1968, v. XI.
- Wallace R.E. Tectonics of the San Andreas fault system. Geologic studies. — "EOS", 1969, 50, N 5.
- Wallace R.E. Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault. — "Bull. Geol. Soc. America", 1970, 81, N 10.
- Wellman H.W. Age of Alpine fault, New Zealand. Proc. Intern. Geol. Congr., Section IV. Rock Deformation and Tectonics. India, 1964.
- Wellman H.W. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan. — Geol. Rundschau, 1965, 55.
- Wellman H.W. Active faulting in New Zealand. In: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Wellman H.W. Recent crustal movements in New Zealand. — "Tectonophysics", 1974, 23, N 4.
- Whitten C.A. Crustal movement in California and Nevada. — "Eos", 1956, 37, N 4.
- Whitten C.A. Geodetic measurements related to crustal movements and particularly earthquakes. — "Trans. Geophys. Union America", 1960, 41, N 2.
- Whitten C.A. Crustal movement from geodetic measurements. — In: Earthquake displacement fields and the rotation of the Earth. Dordrecht, Holland, 1970.
- Whitten C.A., Claire C.N. Analysis of geodetic measurements along the San Andreas fault. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1960, 50, N 3.
- Wilt J.W. Measured movement along the surface trace of an active thrust fault in the Buena Vista Hills, Kern County, California. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1958, 48.
- Witting R. Landhöjningen utmet Baltiska havet under aren 1898-1927. — "Fennia", 1943, 68, N 1.
- Wood H.O. The 1857 Earthquake in California. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1955, 45, N 1.
- Wyrzykowski T. The velocity of the recent vertical movements of the Earth's crust on the area of the Upper Silesia coalbasin. — "Ann. Acad. Sci. Fennicae", ser. A, III, 1966, N 90.
- Wyss M., Brune J.N. Siesmic moment, stress and source demensions for earthquakes in the California-Nevada region. — "J. Geophys. Res.", 1968, 73, N 14.
- Yamaguti S. On changes in yearly mean sea-level preceeding great earthquakes. — In: Recent Crustal Movements. — "Bull. Roy. Soc. New Zealand", 1971, N 9.
- Yokoyama J. Pozzuoli event in 1970. — "Nature", 1971, 229, N 5286.
- Yokoyama J. Crustal deformations associated with volcanic activities. — "Tectonophysics", 1974, 23, N 4.
- Yoshikawa K. On the crustal movement accompanying with the recent activity of the volcano Sakurajima, Pt 1. — "Bull. Disaster Prevent Res. Inst. Kyoto Univ.", 1961, N 48; 1962, N 50, Pt 2.
- Yoshikawa T. Denudation and tectonic movement in contemporary Japan. — "Bull. Dept Geogr. Tokyo Univ.", 1974, N 6.
- Zak I., Freund R. Recent strike slip movements along the Dead Sea rift. — "Israel J. Earth Sci.", 1965, 15.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
РАЗДЕЛ I	
ВВЕДЕНИЕ. ТЕРМИНОЛОГИЯ, СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА, ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ	
Г л а в а 1	
Обсуждение и уточнение понятий	9
Г л а в а 2	
О природе современных движений и их подразделении	13
Г л а в а 3	
Степень изученности современных движений и задачи настоящей работы.	17
РАЗДЕЛ II	
ГОЛОЦЕНОВЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ	
Г л а в а 1	
Вертикальные движения в областях позднеплейстоценового и современного покровного оледенения в пределах платформ и поясов древней складчатости	24
1. Характерные черты поздне- и послеледниковых движений Фенноскандии	—
2. Закономерности проявления современных движений Фенноскандии и их соотношения с голоценовыми	38
3. Вопросы сейсмотектоники и гляциоизостазии Фенноскандии	46
4. Сопоставление с другими областями покровного оледенения и общие закономерности	55
Г л а в а 2	
Вертикальные движения в высокоподвижном и высокосейсмическом поясе (орогенная область Средней Азии)	64
1. Оценка скорости и градиента скорости медленных движений	—
2. Быстрые движения. Разрывные сейсмотектонические дислокации	74
3. Некоторые закономерности проявления голоценовых и современных движений и их связь с сейсмичностью в Среднеазиатской и других орогенных областях	91
Г л а в а 3	
Горизонтальные движения по региональным разломам Тихоокеанского и других подвижных поясов	97
1. Некоторые общие сведения о горизонтальных движениях	—
2. Движения по разломам Калифорнии	100
3. Связь быстрых и медленных движений по разлому Сан-Андреас с сейсмическими проявлениями	112
4. Горизонтальные движения по разломам в различных подвижных поясах и общие положения	119
Г л а в а 4	
Вертикальные и горизонтальные движения в областях рифтогенеза и современного вулканизма	130
1. Движения в рифтовых зонах	—
2. Движения в областях активной вулканической деятельности	141

Г л а в а 5		
Современные нетектонические и техногенные движения		149
1. Нетектонические движения		—
2. Техногенные движения		154
 Р А З Д Е Л III		
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ.		167
Г л а в а 1		
Количественные различия голоценовых и современных вертикальных тектонических движений в разных геоструктурных областях		—
Г л а в а 2		
Опыт количественной оценки горизонтальных движений в сопоставлении с вертикаль- ными		174
Г л а в а 3		
Особенности хода региональных движений во времени. Объяснение парадокса скоростей современных движений		182
Г л а в а 4		
Движения земной коры и вопросы сейсмотектоники		191
Г л а в а 5		
Практические вопросы оценки сейсмической опасности на основе данных о голоценовых и современных движениях		198
Выводы		211
Abstract		214
Литература		215

CONTENTS

Preface	5
PART I	
TERMINOLOGY, STATE OF THE SUBJECT, AND PURPOSES OF INVESTIGATION	
Chapter 1	
Discussion and more precise definition of terms	9
Chapter 2	
On the nature of recent crustal movements and their subdivision.	13
Chapter 3	
The state of present knowledge and purposes of the work.	17
PART II	
HOLOCENE AND PRESENT CRUSTAL MOVEMENTS IN DIFFERENT TECTONIC AREAS	
Chapter 1	
Vertical crustal movements in regions of Late-Pleistocene and present-day glacial sheets within the platforms and ancient folding zones	24
1. Characteristics features of late-glacial and post-glacial crustal movements in Fennoscandia	—
2. Regularities of present crustal movements in Fennoscandia and their correlation with Holocene movements.	38
3. Problems of seismotectonics and glacioisostasy in Fennoscandia	46
4. Comparison with different glacial-sheet regions, and general regularities.	55
Chapter 2	
Vertical crustal movements in high-seismically and high-tectonically active belt (orogenic zone of Middle Asia)	64
1. Velocity and velocity gradient estimations of slow crustal movements	—
2. Fast movements. Seismotectonic dislocations on the surface	74
3. Some general features of Holocene and present movements and their connection with seismicity in Middle Asia and other orogenic zones.	91
Chapter 3	
Horizontal crustal movements along the regional faults within the Pacific and other mobile belts	97
1. Some general data about the horizontal movements	—
2. Crustal movements along the faults in California	100
3. Slow and fast crustal movements along the San Andreas fault and their relation to seismicity	112
4. Horizontal crustal movements along the faults in different mobile belts and general propositions	119
Chapter 4	
Vertical and horizontal movements in the rift-zones and in active volcanic areas	130
1. Movements in the rift-zones	—
2. Movements in the areas of volcanic activity	141
Chapter 5	
Atectonic and induced (technogeneous) movements	149
1. Atectonic movements	—
2. Technogeneous movements	154

PART III

PRINCIPAL FEATURES OF RECENT CRUSTAL MOVEMENTS, THEIR SIGNIFICANCE FOR ASCERTAINING OF GENERAL REGULARITIES OF THE EARTH'S CRUST DEVELOPMENT AND FOR SEISMIC DANGER EVALUATION	167
Chapter 1	
Quantitative difference between recent vertical movements in different geotectonic areas	
Chapter 2	
Attempt of quantitative estimation of horizontal movements in comparison with vertical ones	174
Chapter 3	
Regional movement changes in time. Explanation of movement velocity paradox	182
Chapter 4	
Crustal movements and seismotectonics	191
Chapter 5	
Some applied questions of seismic danger evaluation on the basis of recent crustal movements data	198
Conclusion	211
Abstract	214
References	215

Андрей Алексеевич Никонов

ГОЛОЦЕНОВЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

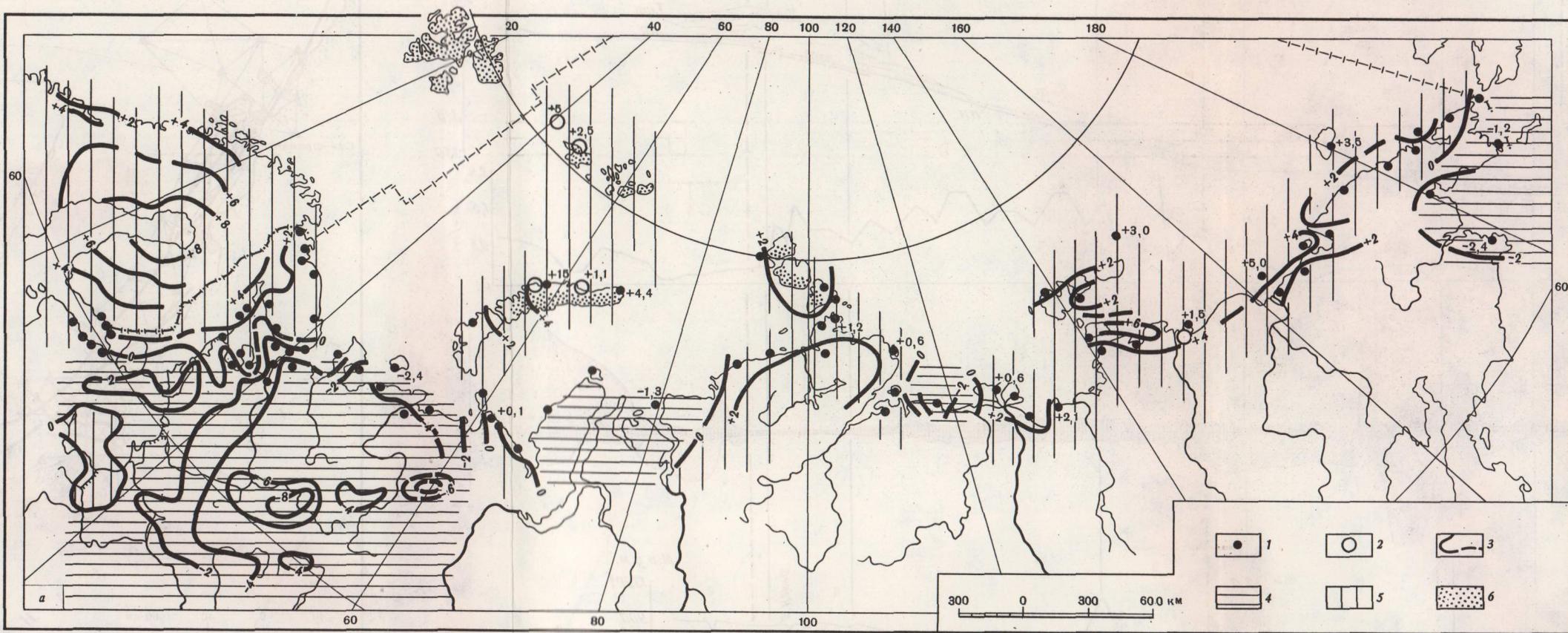
Утверждено к печати Ордена Ленина Институтом физики Земли
им. О.Ю. Шмидта

Редактор *Л.М. Расцветаев*. Редактор издательства *В.М. Медер*
Художественный редактор *Т.П. Поленова*. Технический редактор *И.В. Голубева*

Подписано к печати 7/VI-77 г. Т - 07791. Усл.печл. 21,0+вкл. 1,0
Уч.-изд.л. 24,8. Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 381 Цена 2 р. 10 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12



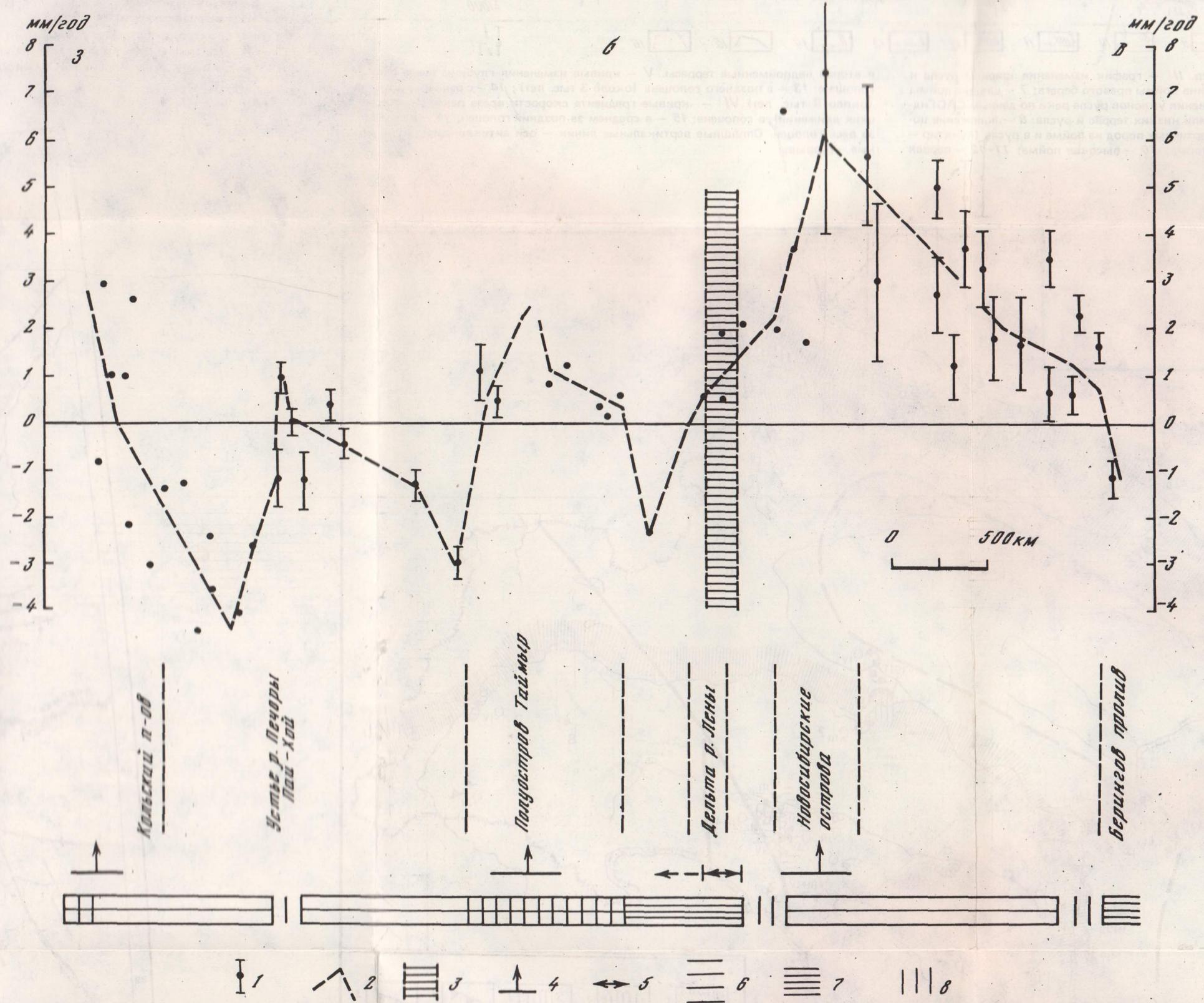


Рис. 15. Современные вертикальные движения северных побережий СССР. Составил автор по материалам Г.А. Баскакова, Л.А. Борисова, Г.А. Ковалевой, Т.П. Корокиной, А.О. Шлайхера и с использованием Карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (1973)

а — схематическая карта: 1 — уровнемерные пункты и величины движений, мм/год, без учета эвстатического повышения уровня Мирового океана; 2 — пункты, где определена скорость поднятия, мм/год, за последние 100–3000 лет; 3 — изолинии скорости

современных вертикальных движений, проведенные через 2 мм/год; 4 — области общего погружения; 5 — области общего поднятия; 6 — современные ледниковые покровы и шапки. б — усредненный продольный профиль в проекции на 70° с.ш. на западе и 72° с.ш. на востоке: 1 — скорость современных вертикальных движений и пределы возможных ошибок, мм/год; 2 — осредняющая кривая; 3 — зона эмбрионального раздвигания по А.Ф. Грачеву; 4 — участки гляциоизостатического воздымания; 5 — участок вероятного растяжения; 6 — платформенные области; 7 — краевые прогибы; 8 — области слабого и умеренного горообразования

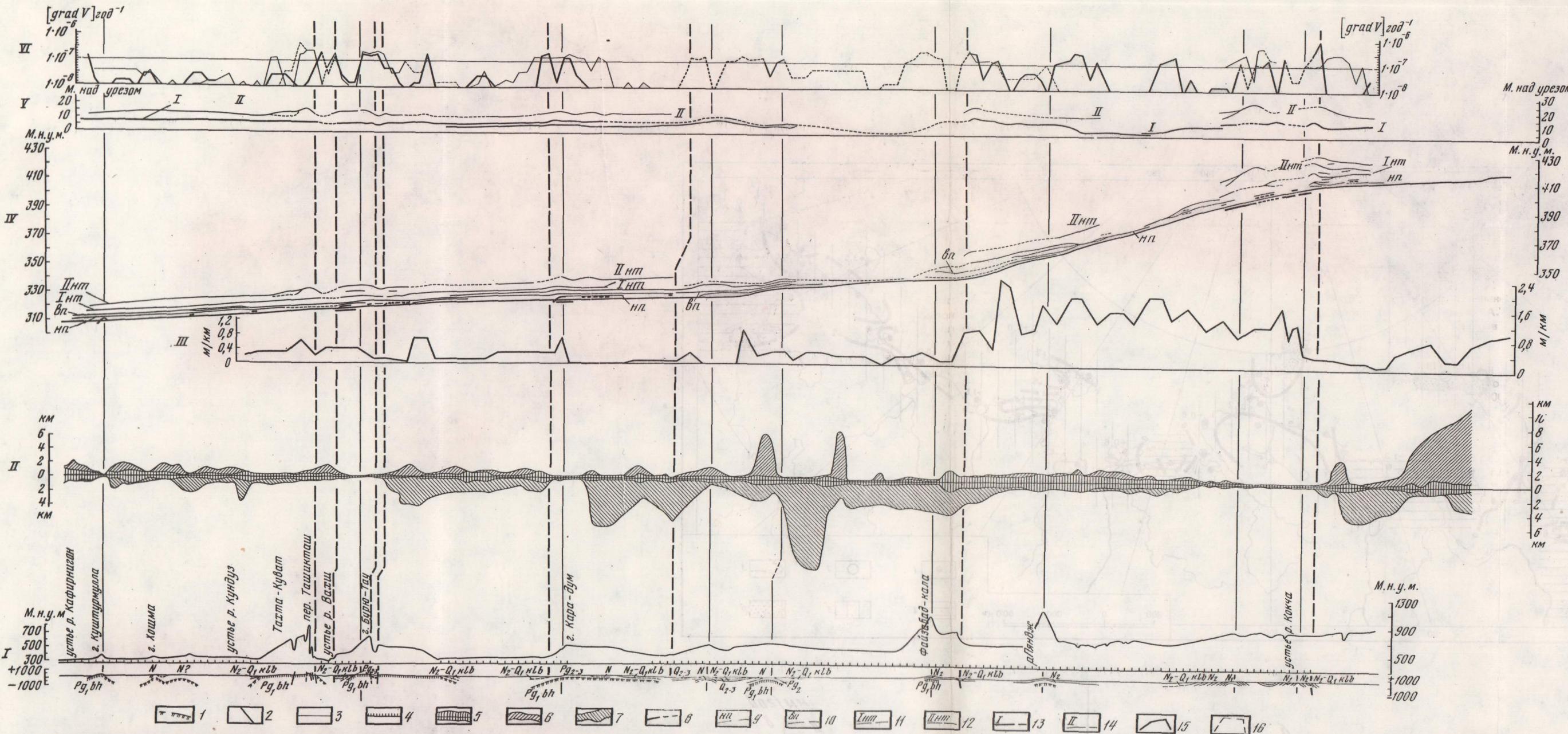


Рис. 17. Комплексный профиль вдоль долины рек Пяндж–Амударья от меридиона г. Курган-Тюбе до устья р. Кафирниган

I – схематический геологический разрез и гипсометрический профиль по ближайшему правобережному водоразделу: 1 – основной маркирующий горизонт – кровля известняков бухарского яруса палеогена; 2 – тектонические разрывы; 3 – участки профиля вдоль простирания структур; 4 – участки про-

фия вдоль простирания структур. II – график изменения ширины русла и поймы: 5 – ширина русла; 6 – ширина поймы правого берега; 7 – ширина поймы левого берега. III – график изменения уклонов русла реки по данным САОГидропроект. IV – продольные профили низких террас и русла: 8 – положение цоколя из палеогеновых и нижнечетвертичных пород на пойме и в русле (пунктир – предположительно); 9 – низкая пойма; 10 – высокая пойма; 11–12 – первая

и вторая надпойменные террасы. V – кривые изменения глубины вреза реки в голоцене: 13 – с позднего голоцена (около 3 тыс. лет); 14 – с раннего голоцена (около 8 тыс. лет). VI – кривые градиента скорости вреза реки (тектонических движений) в голоцене: 15 – в среднем за поздний голоцен; 16 – в среднем за весь голоцен. Сплошные вертикальные линии – оси антиклиналей; пунктирные – разрывы

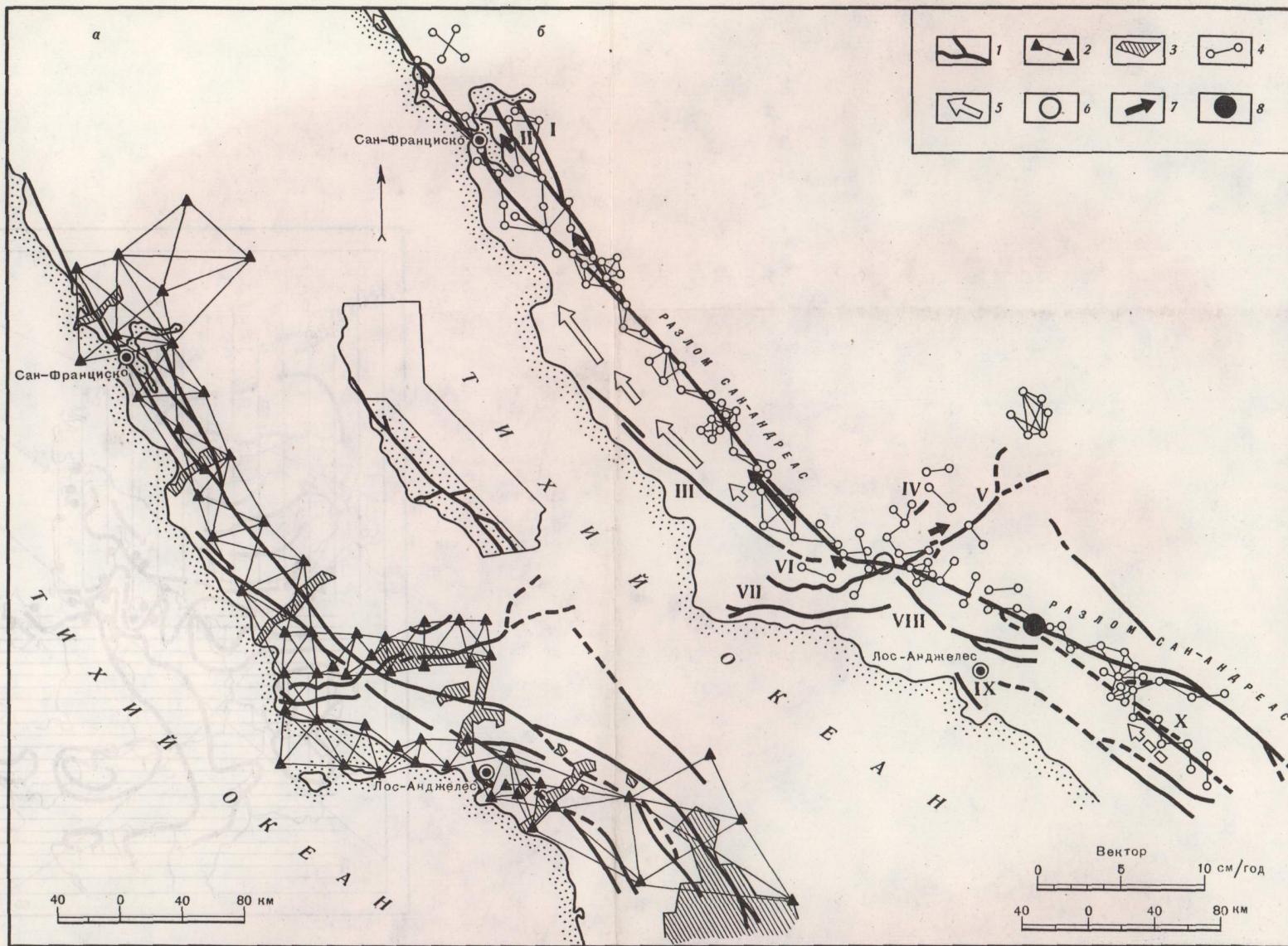


Рис. 40. Схема высокоточной геодезической сети Калифорнии (а) и смещения по разлому Сан-Андреас (б) (Whitten, 1968; Greensfelder, Crice, 1971, с дополнениями)

1 – активные разломы: I – Калаверас; II – Хейвард; III – Насименто; IV – Уайт Волф; V – Гарлок; VI – Биг Пайн; VII – Санта-Инес; VIII – Сан-Габриэль; IX – Инглвуд; X – Сан-Джасинто; 2–4 – триангуляционные

сети; 2 – основная сеть, 3 – малые сети поперек разлома, с частыми повторными измерениями; 4 – линии частых повторных дальномерных измерений; 5 – смещения по разлому Сан-Андреас в среднем за 1959–1966 гг.; 6 – участки разлома, где смещения в этот период отсутствовали; 7 – смещения по разлому Сан-Андреас в среднем за 1969–1971 гг.; 8 – участки разлома, где смещения в этот период отсутствовали

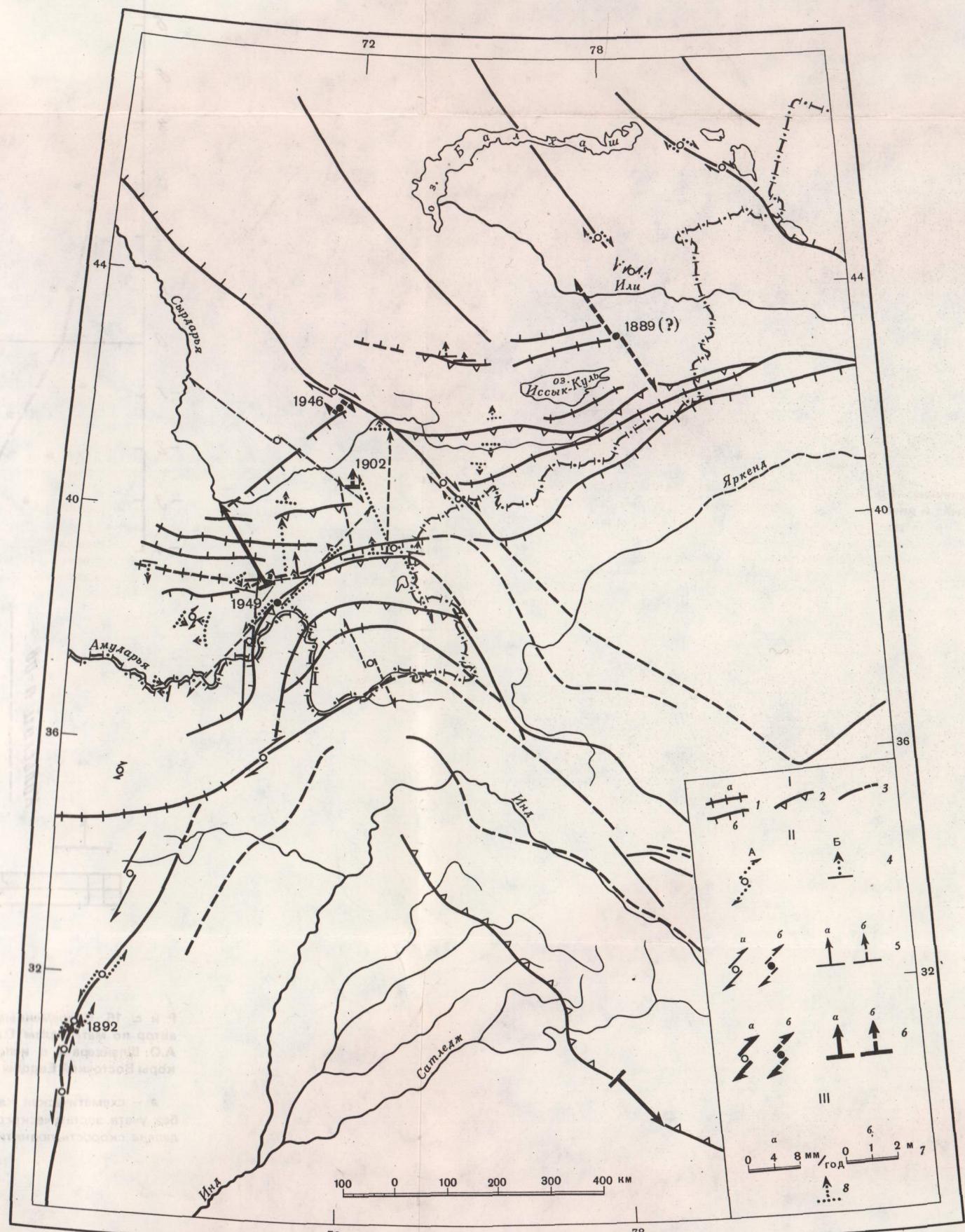


Рис. 52. Схема современных, голоценовых и позднеплейстоценовых горизонтальных смещений по разломам Центральной Азии. Составил А.А. Никонов с использованием данных В.С. Буртмана, В.С. Войтовича, С.А. Захарова, И.М. Конопальцева, К.В. Курдюкова, А.А. Никонова, Г.Н. Пшенинина, Е.Я. Ранциман, В.М. Реймана, С.Ф. Скобелева, А.И. Суворова, В.Г. Трифонова, Н.М. Чабдарова, Х. Уэллмана, Х. Синвала и др.

— главные зоны разломов, активные в новейшее время (Тектоническая карта Евразии, 1966: дополнения автора), в том числе с преимуще-

ственными или существенно вертикальными (1) (а — взбросовые, б — сбросовые), надвиговыми (2), сдвиговыми (3) движениями по ним; II — молодые смещения по разломам: А — сдвиговые, Б — надвиговые; 4 — позднеплейстоценового возраста; 5-6 — соответственно голоценовые и современные (а — медленные, б — быстрые, при землетрясениях); цифры — год возникновения; III — амплитуды и скорости смещений: 7 — векторный масштаб смещений, а — скорость медленных смещений и суммарная, б — величина быстрых смещений при землетрясениях; 8 — смещения показаны внemасштабно

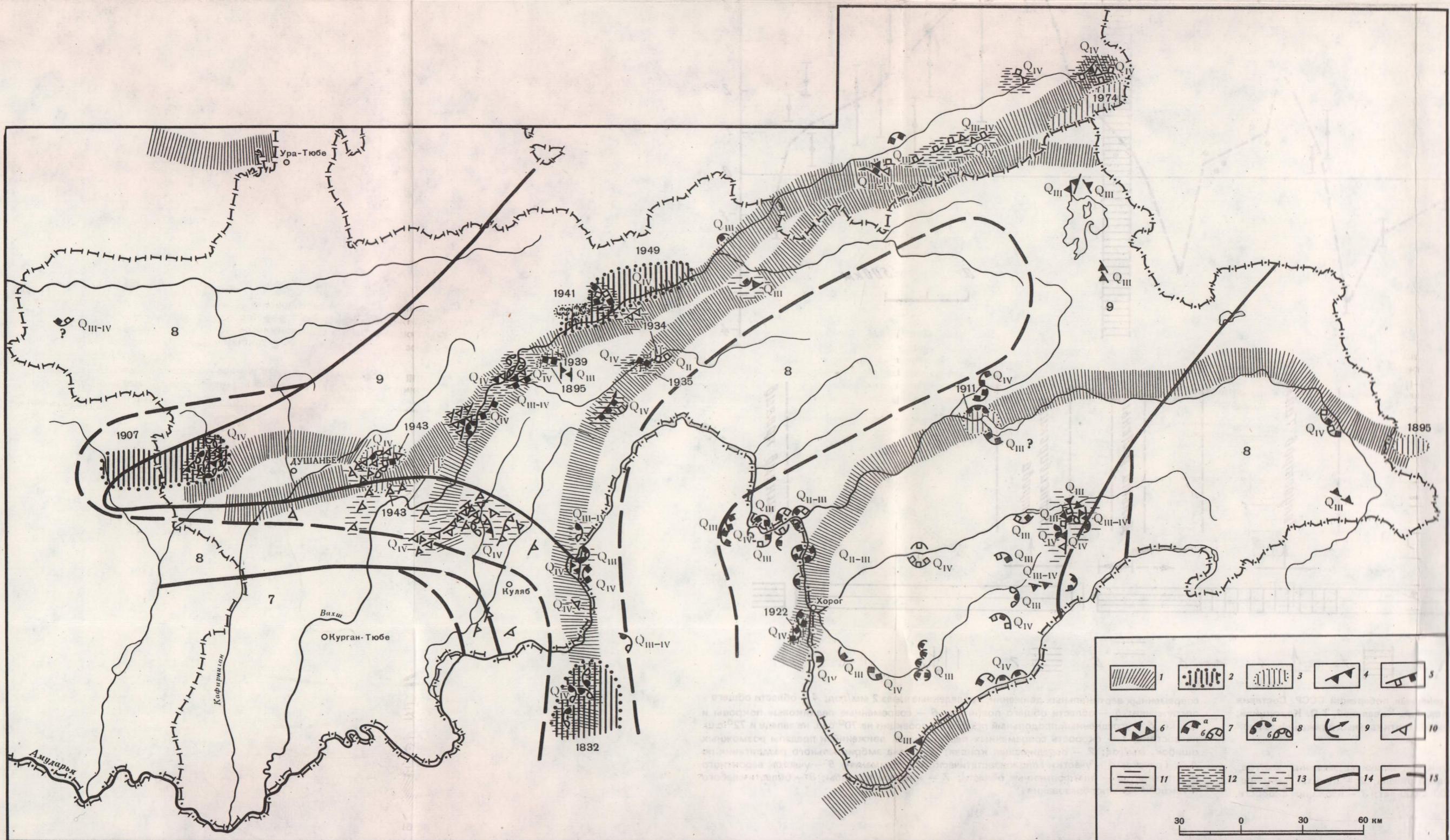


Рис. 29. Карта сейсмодислокаций Таджикистана. Составил А.А. Никонов по собственным материалам с использованием данных Т.П. Белоусова и Ш.Ш. Деникаева по Западному Памиру

1 – зоны разломов первого порядка; 2–3 – эпицентрические зоны зарегистрированных землетрясений и год их возникновения: 2 – интенсивность IX–X баллов, 3 – интенсивность VIII–IX баллов; 4–6 – сейсмотектонические дислокации зарегистрированных (жирные значки) и голоценовых (тонкие значки) землетря-

сений: 4 – рвы преимущественно в коренных породах, 5 – эскарпы преимущественно в коренных породах, 6 – микрограбены; 7–10 – сейсмогравитационные и связанные с возникновением ударной волны землетрясений, зарегистрированных (жирные значки) и голоценовых (тонкие значки): 7 – обвалы скальных (а) и рыхлых (б) пород, 8 – оползни в скальных породах (а) и рыхлых отложениях (б), 9 – земляные потоки, лавины, сели, 10 – рвы и трещины преимущественно

в рыхлых породах; 11–15 – элементы сейсмического районирования; 11–13 – оценка интенсивности голоценовых землетрясений в эпицентрических зонах по сейсмодислокациям, 11 – X баллов и более; 12 – IX–X баллов; 13 – VIII–IX баллов; 14 – границы районов с различной балльностью согласно карте сейсмического районирования 1968 г.; 15 – уточненные автором границы с учетом сейсмодислокаций

2 p. 10 κ.

2141