

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ

В. И. УЛОМОВ

ДИНАМИКА  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
СРЕДНЕЙ АЗИИ  
И ПРОГНОЗ  
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР  
ТАШКЕНТ — 1974 г.

В. И. Уломов. **Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений.** Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974 г. Табл.—6, рис.—58, библи.—448 назв.

В книге рассматриваются возможности сейсмологических и других геофизических методов в изучении глубинного строения и динамики земной коры Средней Азии в связи с проблемой прогнозирования землетрясений.

С позиций современных представлений о глубинном строении и движении литосферы Земли анализируются особенности деформирования земной коры Памиро-Тянь-Шаня в геологическое и историческое время.

Обсуждаются конкретные результаты исследований динамики коры с целью поиска предвестников землетрясений и разработки метода краткосрочного прогнозирования.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области различных наук о Земле.

Ответственный редактор  
академик АН УзССР  
*Г. А. МАВЛЯНОВ*

## ВВЕДЕНИЕ

С развитием наук о Земле и, в частности, сейсмологии становится все более очевидным, что многие проблемы планетарной геологии и в том числе проблема прогнозирования землетрясений могут решаться лишь при условии комплексного изучения и синтеза сведений о глубинном строении, физико-химических свойствах вещества земной коры и верхней мантии, а также данных об энергетических процессах, определяющих взаимодействие, преобразование и перераспределение вещества планеты.

На смену Проекту верхней мантии, официальное завершение которого состоялось в 1971 г. на XV Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза, сейчас выдвинут Геодинамический проект, рассчитанный на следующее десятилетие. Этот проект — органическое продолжение обширных геолого-геофизических и геохимических исследований, выполненных в прошедшие десять лет и направленных на изучение причин глубинных геологических процессов.

Одной из важнейших задач Геодинамического проекта является изучение естественных тектонических деформаций и напряжений. Как показали исследования последних лет, механические геодинамические напряжения играют существенную роль не только в тектоническом развитии земной коры и верхней мантии Земли, но и в физико-химических преобразованиях вещества в недрах планеты. Они влияют на изменения минерального состава, структуры геологических тел и способствуют формированию глубинного и поверхностного рельефа.

Знание напряженного состояния и распределения в пространстве и времени геодинамических напряжений и характера их влияния на конкретную тектоническую обстановку необходимо прежде всего для выявления причин, обуславливающих сильные землетрясения, а в конечном итоге — для предсказания времени возникновения сейсмических катастроф.

Напряжения, вызывающие сейсмические толчки, связаны с деформациями земной коры и верхней мантии, движение вещества в

© Электронный формат книги - Игорь В. Уломов, 2012 г.

$\frac{1}{0285-40}$   
У  $\frac{355(06)-74}{47-74}$



Издательство «Фан» УзССР, 1974 г.

которых происходит в трех измерениях. В зависимости от условий геодинамического напряженного состояния литосферы в одних районах преобладают вертикальные, а в других — горизонтальные перемещения. На континентах наиболее полно изучена вертикальная составляющая этих движений. Исследование территории океанов обнаруживает большие горизонтальные перемещения земной коры. Многие специалисты высказываются за главенствующую роль горизонтальных движений в тектоническом развитии всей внешней оболочки Земли.

Представления о крупных горизонтальных сдвиговых смещениях в Средней Азии (Таласо-Ферганский разлом и др.) поддерживаются многими исследователями. Однако в отличие от тщательно разработанных методов изучения вертикальных движений, методика измерения горизонтальной составляющей находится еще в стадии разработки и далека от совершенства.

В предлагаемой монографии рассматриваются сейсмоактивная территория Памиро-Тянь-Шаня и прилегающие к ней участки платформенных областей, вовлеченных в новейшую тектоническую активизацию. История тектонического развития среднеазиатского орогена, земная кора которого сформировалась почти целиком из материала, составлявшего некогда Туранскую плиту, выгодно отличается от геологических «биографий» других горных стран планеты. Это обстоятельство и использовано при разработке метода редуцирования и изучения динамики земной коры Средней Азии.

Изучение особенностей деформирования конкретных блоков земной коры и связанных с деформациями явлений изменения во времени геофизических, геохимических и других полей Земли положено в основу поиска методов краткосрочного прогнозирования землетрясений. Исследования проводятся на геодинамических полигонах в сейсмоактивных районах с различным тектоническим развитием и специфическим геодинамическим напряженным состоянием земной коры.

Проблема предсказания сильных землетрясений относится к числу важнейших научно-технических проблем мирового значения. Только на территории Советского Союза более 30 миллионов человек населяет сейсмоактивные районы. Наиболее сложная сеймотектоническая обстановка характерна для территории среднеазиатских республик, где расположены большие города и ведется крупное гражданское, промышленное и гидротехническое строительство. Поэтому возможность предсказания максимальной силы очередного землетрясения, места, где оно произойдет, а тем более момента возникновения разрушительного землетрясения — вопрос большого практического значения.

## Глава I

### СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ И ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

#### Новейшие данные о глубинном строении земной коры и верхней мантии

Развитие исследований по глубинному сейсмическому зондированию и совершенствование методики и техники сейсмологических наблюдений существенно пополнили сведения о внутреннем строении земной коры и верхней мантии. Важную роль в изучении земной коры сыграло комплексирование различных геолого-геофизических, геохимических, петрографических и других методов, включая и лабораторные исследования на моделях. Особо ценными оказались результаты геофизических работ, проведенных в последние годы на территории океанов, внутренних и окраинных морей, а также в области перехода от океана к континенту. Эти исследования не только позволили по-новому взглянуть на структуру земной коры и верхней мантии Земли, но явились весомым шагом на пути познания развития и движения внешней оболочки нашей планеты.

С появлением высокочастотной сейсмики (ГСЗ, метод обменных волн и др.) модель земной коры в отличие от недавних сейсмологических моделей представляется в виде многослойной неоднородно-слоистой среды, зачастую разбитой на блоки разных размеров, которые отличаются и скоростным составом слагающих их пород. В зависимости от геологической истории тектонических зон наблюдается различие в соотношениях толщины осадочного слоя и консолидированной коры (Косминская, 1968), формах рельефа глубинных границ, резкости перехода от одного скоростного разреза к другому и т. п. (Борисов 1964, 1967; Вейцман, 1965, 1966; Литвиненко, 1963, 1965; Ризниченко, Косминская, 1963 и др.).

В пределах однотипных блоков глубинные границы, по мнению геофизиков, либо почти горизонтальные, либо слабоволнистые. Примечательно, что для отдельных, главным образом, крупных блоков наблюдаются специфические соответствия с верхами мантии (коромантийные блоки).

За последние годы изменились представления и о строении верхней мантии. По сравнению с однородной «сейсмологической» мантией подкорковая оболочка Земли в верхней части является не менее слоистой, чем кора, и гетерогенной по составу, плотности, скоростям

распространения упругих волн и др. Характерным для новейших данных о верхах мантии является более быстрое нарастание скорости волн с глубиной, непосредственно под границей Мохоровичича  $8,2-8,4$  км/сек (вместо  $7,8-8,0$  км/сек по данным сейсмологии).

По данным ГСЗ и сейсмологическим наблюдениям (Бутовская, Уломов, 1962; Уломов, 1966), под континентами на глубине около  $100$  км обнаружены скорости  $8,6-9,0$  км/сек. В океане горизонты с аналогичными величинами залегают на глубине примерно  $20$  км (Косминская, 1968).

В земной коре материков в большинстве районов выявлено несколько границ с повышенными скоростями распространения сейсмических волн  $-5,8-6,2; 6,3-6,5; 6,8-7,2; 7,4-7,7$  км/сек. Допускается наличие в земной коре волноводов, т. е. слоев с пониженными значениями величин скоростей и горизонтальная анизотропия.

Увеличение информации о недрах земной коры и верхней мантии естественно, способствует развитию новых геологических гипотез. Не только термины «гранит» и «базальт», но и само представление о существовании этих слоев в земной коре уже не удовлетворяет геологов. Эти слои как-бы растворяются в многообразии глубинных границ, характеризующихся более высокими скоростями распространения сейсмических волн.

Однако не следует противопоставлять сейсмологическую модель коры сведениям, полученным методами ГСЗ и другой высокочастотной сейсмологии. Не говоря уже о том, что в земной коре допустимы тонкие слои, недоступные низкочастотной сейсмологии, необходимо помнить о возможной дисперсии в скоростях распространения упругих волн. Известно (Ляхов и др., 1967), что даже при малых давлениях, соответствующих сейсмическим волнам, кривые динамического (скорость деформации  $\epsilon \rightarrow \infty$ ) и статического (при  $\epsilon \rightarrow 0$ ) сжатия горных пород различны, т. е. в них имеет место дисперсия звуковых волн — скорость распространения зависит от частоты колебания. Чем выше частота волнового процесса, тем больше скорость его распространения. Не в этом ли причина больших значений величин скоростей в ГСЗ по сравнению с данными сейсмологии? Может быть, следует не противопоставлять, а наоборот, совместно изучать разные, на первый взгляд, модели земной коры? Это позволит, в частности, получить дополнительные сведения об упруговязких параметрах материала, слагающего земную кору и верхнюю мантию.

Не следует, видимо, и спешить отказываться от «гранит-базальтовой» коры, прочно укоренившейся в понятиях отечественных и зарубежных специалистов благодаря четким вступлениям низкочастотных сейсмических волн. Нужно говорить о детализации этой модели коры и, если смущают условные термины «гранит» и «базальт», пользоваться обозначениями К и М, по праву заслуженными Конрадом и Мохоровичичем.

**Скоростные характеристики.** На рисунке 1 показаны сейсмические скоростные разрезы земной коры, полученные в разное время различными исследователями.

По данным Джеффриса-Буллена средняя толщина «сейсмологической» коры равна  $33$  км, а преобладающие величины скоростей распространяющихся в ней сейсмических волн  $-5,5-6,0$  км/сек. В результате отсутствия достоверного сейсмологического материала среди специалистов долгое время была принята эта модель земной коры. Первые сведения о скоростном разрезе коры на территории нашей страны получены Е. А. Коридалини (1939) для платформенных областей и Е. А. Розовой (1936а, б, 1939) — для горной территории Средней Азии. Земная кора представлялась тогда в виде двух — «гранитного» и «базальтового» слоев со скоростями волн  $5,5$  и

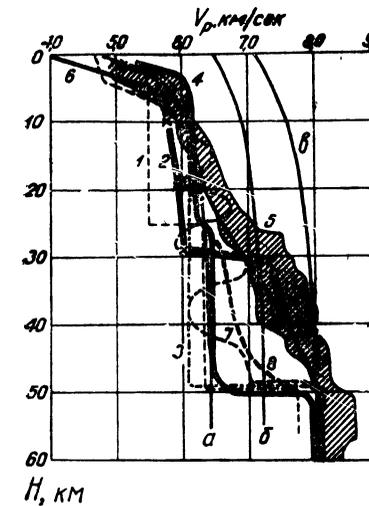


Рис. 1. Сейсмические скоростные разрезы земной коры континентальных платформ и складчатых областей по данным разных авторов.

1—по Е. А. Розовой (1936, 1939); 2—по Е. А. Коридалини (1939); 3—по И. Л. Нерсесову (1960); 4—по В. И. Уломову (1959—1966); 5—по И. П. Косминской (1968), ГСЗ; 6—по И. С. Вольвовскому и М. И. Разинковой (1968), ГСЗ; 7—по Е. М. Бутовской (1971); 8—по В. И. Уломову (1966), записи взрывов.

Графики изменения скорости распространения продольных волн в интрузивных породах в зависимости от давления, по данным М. П. Воларовича: а — средние значения для пород кислого состава; б — то же для пород среднего состава; в — то же, для ультраосновных пород.

$6,3$  км/сек (по Розовой) и  $5,6-6,0$  и  $7,3-7,6$  км/сек (по Коридалини) соответственно. Модель Е. А. Коридалини в «базальтовой» части хорошо согласуется с сегодняшним скоростным разрезом по данным ГСЗ. Исследования И. Л. Нерсесова и др. привели к необходимости дальнейшего повышения значений скорости в «гранитном» слое (до  $6,1$  км/сек) и уменьшению в целом в земной коре (однослойная кора со средней скоростью  $\approx 6,1$  км/сек).

Наши наблюдения над промышленными взрывами и землетрясениями в Средней Азии позволили получить для верхней части земной коры величины скоростей от  $5,0-6,0$  до  $6,2$  км/сек, а для нижней — от  $6,4-6,5$  до  $7,0-7,5$  км/сек (Бутовская, Уломов, 1962; Уломов, 1959—1966). При этом большие значения скоростей наблюдаются при использовании записей взрывов.

Существенно меньше разногласий отмечается при определении скорости непосредственно под границей Мохоровичича. Величина ее колеблется в интервалах  $7,9-8,0$  км/сек, а по данным ГСЗ —  $8,0-8,2$  км/сек. Ни один из приведенных сейсмологических скоростных разрезов не выходит за пределы скоростных характеристик земной коры по данным ГСЗ (в сторону увеличения скорости).

В скоростном разрезе наиболее четко выделяются две границы раздела — поверхности консолидированной коры и Мохоровичича.

Распределение величин пластовых скоростей в некоторых структурах земной коры континента и океанов (рис.2) составлено нами по данным ГСЗ (Беляевский и др., 1971а). Статистический анализ показывает, что в земной коре континентов выделяется несколько комплексов со средними значениями пластовых скоростей: 3,0—4,5 км/сек — отнесен к осадочному слою; 5,5—6,0 и 5,9—6,3 км/сек — к «гранитному»; 6,6—7,0 и 7,2—7,4 км/сек — «базальтовому»; 8,0—8,2 км/сек — к подкоровому.

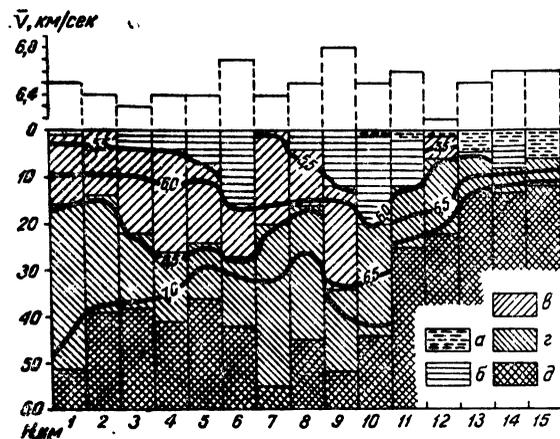


Рис. 2. Распределение пластовых скоростей в земной коре континентов и океанов по данным ГСЗ и сейсмологии.

а — слой воды, б — осадочный слой, в — «гранит», г — «базальт», д — подкоровый слой.

Русская платформа: 1—Украинский щит, 2—Балтийский щит, 3—Волго-Уральская антиклизла, 4—Туранская плита, 5—Днепро-Донецкий авлакоген, 6—Прикаспийская синеклизла. Зоны альпийской складчатости: 7—Кавказский антиклинорий, 8—Курильская впадина. Зоны неотектонической активизации: 9—Ферганская впадина. Впадины внутренних морей: 10—Каспийская, 11—Черноморская. Курильская островная дуга: 12—осевая часть дуги. Впадины окраинных морей: 13—Япономорская, 14—Южно-охотская, 15—Тихоокеанская.  $\bar{V}$  — средняя скорость распространения волн в консолидированной коре. Изолиниями условно показано распределение по вертикали величин пластовых скоростей в земной коре.

В океанической коре выделяются тонкие осадочный и вулкано-генный слои со скоростями распространения сейсмических волн 3,0 и 5,0 км/сек соответственно, в «базальтовом» — 6,6 км/сек. Скорость волн в водной толще — 1,5 км/сек.

Толщина консолидированной земной коры континентов изменяется от 30 до 70 км, увеличиваясь под горными сооружениями. Океаническая кора и кора глубоких впадин внутренних и окраинных морей лишена «гранитного» слоя и имеет толщину от 7 км в океане до 20 км во внутренних морях (Каспийская впадина).

Примечательно то, что несмотря на значительный диапазон толщины земной коры континентов и океанов (разница составляет око-

ло 60 км), средние величины пластовых скоростей в коровой оболочке Земли колеблются в небольших пределах — от 6,5 до 6,6 км/сек. Это объясняется повышенными значениями скоростей в «базальтовой» оболочке под толщей «гранитного» слоя. При отсутствии «гранитного» слоя скорости в «базальте» пониженные. По мнению специалистов, относительная стабильность средних пластовых скоростей позволяет рассматривать «базальтовую» толщу океанов как недифференцированную кору континентов. В то же время наблюдается большая дифференциация скоростей в подкоровой оболочке океанов по сравнению с континентальным подкоровым субстратом. При этом величины пластовых скоростей в верхней части мантии Земли под океанами выше, чем в подкоровом слое континентов. В связи с этим скачок скоростей на границе Мохоровичича для материков не превышает 1,0 км/сек, а океанов — в среднем 1,5 км/сек. На внутрикоровых границах раздела перепад скорости может изменяться от 0,4 до 0,1 км/сек.

Поверхность Мохоровичича также не всегда выделяется четко. В некоторых районах перепад скоростей на этой границе снижается до 0,5—0,4 км/сек. Внутрикоровые границы, как правило, на большие расстояния непрерывно не прослеживаются. Более или менее идентифицируется в различных в тектоническом отношении районах поверхность «базальтового» слоя со скоростями на континентах  $6,8 \pm 0,4$  км/сек, по данным ГСЗ, и  $6,6 \pm 0,2$  км/сек, по сейсмологическим наблюдениям. В океанах величины граничных «базальтовых» скоростей снижаются, по-видимому, до  $6,3 \pm 2$  км/сек. Менее надежно, по данным ГСЗ, идентифицируется граница «базитоэклогитового» слоя, расположенного непосредственно над подошвой коры (скорости  $7,4 \pm 0,3$  км/сек). Дисперсия скорости на наиболее четких границах «гранитного» слоя (верх консолидированной коры) и Мохоровичича оценивается по ГСЗ в  $6,2 \pm 0,4$  км/сек и  $8,1 \pm 0,4$  км/сек соответственно. При этом для континентов большинство определений дает величину 8,1—8,2 км/сек, для океанов — от 7,9 до 8,6 км/сек (Косминская, 1968). Отклонение от осредненных данных в общем характеризует особенности той или иной структуры. Аномально малые значения (7,6—7,8 км/сек) имеет скорость в районе срединно-океанических хребтов. Еще менее уверенно выделяются границы в верхней мантии, среднестатистические значения скорости волн вдоль которых составляют 8,4; 8,6; 9,0 и 9,6 км/сек (Беляевский, Вольвовский, Рябой, 1971).

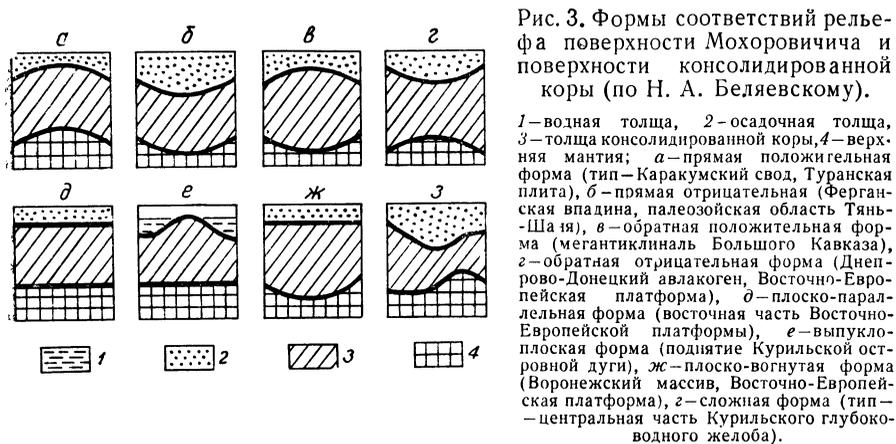
Таким образом, земная кора и верхняя часть мантии многослойны. На всем протяжении этой толщи скорость распространения продольных сейсмических волн с глубиной увеличивается. Градиент изменения скорости для разной глубины различен и с ростом ее заметно уменьшается. Так, по данным ГСЗ, глубинам в интервале 5—7 км соответствует средний градиент 0,08—0,1 км/сек на каждый километр; 7—10 км — 0,05—0,006 км/сек, а 15—40 км — 0,02 км/сек.

Скоростные характеристики земной коры изменяются и в горизонтальном направлении при движении от континента к внутренним

и окраинным морям и океану: скорость в подкоровом слое постепенно возрастает, а в «базальтовом» становится несколько меньше «Гранитный» слой полностью выклинивается, а осадочный значительно увеличивается в межгорных и предгорных прогибах до 10—15 км, а во впадинах внутренних морей с субокеаническим типом земной коры до 20 км (Южно-Каспийская котловина).

### Рельеф и глубина залегания основных границ раздела в земной коре

Обобщение материалов ГСЗ для территории СССР и сопредельных стран и морей, а также результатов исследований зарубежных специалистов, позволили установить и систематизировать неко-



торые закономерности распределения глубин основных границ раздела в земной коре и соотношения форм их рельефа.

Наиболее четкими границами раздела являются верхняя ( $K_0$ ) и нижняя ( $M$ ) поверхности консолидированной коры. Между ними выделен ряд форм соответствий (рис. 3). В свою очередь это позволило (Беляевский, Вольвовский, 1971; Борисов, 1967 и др.) представить главные особенности строения коры в пределах различных крупных возрастных групп геологических структур. Ниже дается краткая характеристика соотношения «гранит-базальтового» комплекса, составленная на основании данных Н. А. Беляевского, И. С. Вольвовского (1971а) и наших (Уломов, 1966).

Древние (докембрийские) платформы (Восточно-Европейская, Северо-Американская и др.) характеризуются относительно спокойным горизонтальным залеганием границ  $K_0$  и  $M$ . «Гранитный» и «базальтовый» слои имеют выдержанную толщину, причем первый слой несколько тоньше второго. Общая толщина коры  $\sim 35$  км.

Молодые (палеозойские) платформы (Туранская, Скифская, Заплатно-Европейская) отличаются более изменчивой толщиной зем-

ной коры (30—45 км), нередко сложным рельефом границы  $M$ , разнообразием соответствия ее форм рельефу границы  $K_0$  и значительными вариациями толщины «гранитного» и «базальтового» слоев.

Палеозойские складчатые комплексы (Урал, Центральный Казахстан и др.) характеризуются несколько более толстой (40—45 км и более) корой примерно с такими же признаками, что и у молодых платформ. Для этих структур показательны обратные положительные формы соответствия границ  $K_0$  и  $M$ .

В областях неотектонической активизации толщина коры увеличивается (до 60—70 км — Северный Памир, Тянь-Шань), а мощность «гранитного» слоя достигает предельно больших значений (до 35—40 км). Для этих областей характерны депрессии в рельефе поверхности  $M$ , охватывающие ряд горноскладчатых структур, а не отдельные горные сооружения («корни гор»), и примерное изостатическое равновесие. По мнению ряда исследователей (А. Д. Архангельский, В. В. Федьинский, Е. Н. Люстих, А. А. Борисов, В. И. Шрайбман и др.), под Памиро-Тянь-Шаньским горным сооружением возможно некоторое разуплотнение вещества глубоких (до 400—500 км) недр, которое и явилось причиной (вернее в какой-то мере способствовало) поднятия гор до высоты 5—8 км.

Мезозойские складчатые комплексы в сейсмическом отношении изучены недостаточно. В одних районах (например, Сихотэ-Алинь, Колымские горы) общая толщина коры, по-видимому, небольшая (30—35 км), в других (Кордильеры, Анды и др.) изменяется в широких пределах и характеризуется глубокими «корнями гор» (до 60—65 км). Рельеф глубинных границ сложен. В низах коры появляется слой со скоростями 7,5—7,8 км/сек. «Базальтовый» слой, вероятно толще «гранитного».

Альпийские складчатые комплексы (Альпы, Карпаты, Крым, Кавказ, Копетдаг, впадины альпийской зоны и др.) характеризуются большим диапазоном толщины земной коры (от 20 до 60 км). Например, в центральной части Черноморской впадины толщина земной коры лишь 17 км, а в некоторых районах Средиземного моря она еще меньше. Здесь толщина неконсолидированных осадочных отложений достигает 20 км, «гранитный» же слой отсутствует. В других районах «базальтовый» слой толще «гранитного», в составе которого иногда участвуют осадочные и осадочно-вулканогенные дислоцированные толщи. Для границ  $K_0$  и  $M$  типичны обратные, а для районов краевых прогибов — прямые формы соответствий.

Кайнозойские комплексы (Камчатка, Курилы и другие структуры сочленения Азиатского материка и Тихого океана) отличаются непостоянной и в общем небольшой толщиной земной коры (менее 30 км, редко 35 км). Соотношение «гранитного» и «базальтового» слоев самое разнообразное. В глубоких седиментационных впадинах «гранитный» слой полностью отсутствует. Эти структуры, включая глубоководные желоба и островные дуги, исследователи нередко относят к числу современных геосинклиналей.

## Природа границ раздела

Изучение стратификации земной коры и верхней мантии имеет не только научное значение, оно важно для поиска и прогнозирования месторождений. Правильная стратификация горизонтов коры, выявление локальных и региональных глубинных процессов, создающих поля тектонических напряжений и деформаций земной коры, сыграют определенную роль и в проблеме предсказания землетрясений.

Субгоризонтальная слоистость, выявленная по сейсмическим данным, — характерная черта земной коры и верхней части мантии. Изучение состава, строения, истории геологического развития, физико-химических, термодинамических и других процессов, протекающих в земной коре и верхней мантии, позволяют полагать, что возникновение субгоризонтальных границ связано с несколькими причинами.

Существенным вкладом в исследование этих причин и природы границ раздела явились результаты лабораторных наблюдений за изменением физико-механических свойств образцов горных пород в условиях высоких давлений и температур. Именно эти сведения позволили в свое время разделить земную кору на «гранитный» и «базальтовый» слои (Берч, 1957; Гутенберг, 1963 и др.). Совершенствование аналогичных лабораторных исследований, приближение их к термодинамическим условиям в недрах позволили более дифференцированно подойти к вопросу стратификации земной коры и верхней мантии. Пожалуй, наиболее важным оказалось обнаружение фазовых превращений в горных породах и минералах одного и того же химического состава (например, переход базальта в эклогит и др.). Переупаковка кристаллических решеток при воздействии сверхвысоких давлений и температур существенным образом меняет скоростные характеристики твердого вещества (Стишов, 1963; Воларович и др., 1964; Белоусов, 1966; Субботин и др., 1968 и др.).

Зависимость скорости распространения продольных волн в различных типах интрузивных пород представлена графиками (рис. 1а, б, в). На небольших глубинах (до 10 км) скорости нарастают довольно быстро, а затем с увеличением глубины стабилизируются. При изменении давления от 1 атм до 10—15 кбар (что соответствует глубине залегания основания коры) для большинства горных пород они возрастают на 1—1,5 км/сек, а при увеличении температуры до 500—700°C (величина, предполагаемая у подошвы коры) снижаются на 0,3—0,5 км/сек. Это не может существенно отразиться на изменении скорости, связанном с гидростатическим давлением. Приведенные графики — осредненные. Однако пределы изменения скоростных параметров интрузивных пород разного состава незначительно перекрывают друг друга, и, как показывает опыт, кислые породы даже при давлении 10—15 кбар в редких случаях характеризуются величинами скоростей, свойственными породам среднего состава, которые резко отличаются по скоростным пара-

метрам от ультраосновных. Поэтому наблюдаемые, по сейсмическим данным, границы в земной коре могут являться поверхностями раздела пород, существенно различных по плотностному и химическому составу.

Между тем до сих пор не существует единого мнения о природе и стратификации глубинных границ раздела. Одни исследователи полагают, что земная кора состоит из переработанных осадочных и метаморфических пород, а границы между слоями представляют собой разделы разновозрастных структурных этажей (Седергольм, 1949; Резанов и др., 1967; Афанасьев, 1964, 1966; Борисов, 1967 и др.). Другие считают причиной образования границ в земной коре движение фронта метаморфизма (Ризниченко, Косминская, 1963), зон гранитизации, дегранитизации, эклогитизации (Белоусов, 1966) или другие аналогичные процессы (Тихомиров, 1960, 1963 и др.).

По мнению В. В. Белоусова (1966), в земной коре существуют предельные уровни фронтов гранитизации и дегранитизации, которые в конечном итоге и обуславливают квазислоистость пород независимо от характера тектонических структур. Стараясь объяснить сложность и различную глубину залегания коровых и мантийных границ, выявленных геофизическими методами, он полагает, что одновременно с эндогенными процессами существенную роль в формировании коры играют и экзогенные. Так, утолщение земной коры возникает в результате накопления осадков, которые, прогибая кору, попадают в условия зоны гранитизации и сверху наращивают консолидированную кору. Аналогичное наращивание может происходить и снизу за счет явлений дегранитизации и эклогитизации. Утоньшение же коры осуществляется путем своеобразного «съедания» нижних частей земной коры вследствие изменения уровня эклогитизации и эрозионных процессов на земной поверхности. При этом внутрикоровый уровень дегранитизации (скорость 6,6—7,0 км/сек) практически может не менять положение по глубине.

Сторонником возможности последовательных перемещений поверхности Мохоровичича вверх по разделу земной коры является и А. А. Борисов (1967). По его мнению, прогибание коры под нагрузкой увеличивающихся осадочных пород и попадание ее подошвы в условия высоких температур (до 700°C и более) и давлений (до 20 кбар) способствуют фазовым превращениям вещества низов коры (эклогитизация и др.). С. И. Субботин (1968, 1971) предлагает гипотезу расплавления погружающегося основания коры в условиях пониженных давлений при растягивающих усилиях, связанных с прогибанием земной коры (Днепровско-Донецкий авлакоген и некоторые другие). Под впадинами поверхность М оказывается несколько приподнятой, а граничные скорости меньше, чем в соседних областях (8,0—7,9 км/сек.). Возможность возникновения субгоризонтальных границ, связанных с расположением различных фронтов метаморфизма, доказывается И. В. Литвиненко и С. А. Анкудиновым (1968).

Отдельные исследователи связывают субгоризонтальные границы в земной коре с тектоническими факторами. Так, А. В. Пейве (1960) высказывает предположение о дизъюнктивной природе основных сейсмических границ — поверхностей Конрада и Мохоровичича и представляет их поверхностями глубинного скольжения. Перемещение масс внутри слоев в направлении, близком к горизонтальному, допускают В. Б. Соллогуб и др. (1968). На приуроченность подвижек в очагах крупных землетрясений к поверхности Конрада указывалось нами (Уломов, 1962). Горизонтальные движения внутри коры могут происходить, например, в результате вертикальных изгибов внешней оболочки Земли, а также вследствие действия тангенциальных сил, неравномерно распределенных во внутрикоровой толще.

Существование субгоризонтальной сейсмической слоистости можно объяснить и наличием в земной коре анизотропии: в результате нагрузки вышележащей толщи скорость распространения волн в горизонтальном направлении больше, чем в вертикальном, даже на незначительном отрезке глубины. Последнее создает явление нелинейной рефракции волн и приближает их к квазиголовным (Уломов, 1966).

По мнению Н. А. Беляевского и И. С. Вольвовского (1971), возникновение сейсмических слоев и границ в нижних частях земной коры связано, скорее всего, с неоднородностью ее исходного вещества. Однако в отличие от верхних частей коры сейсмические границы вызваны здесь наложенными процессами метаморфизма. Эклогитизация и другие реакции могут приводить не только к метаморфической расслоенности пород, но и к возникновению горизонтов с разными физическими свойствами, что в свою очередь выражается в появлении сейсмических неоднородностей. В верхнем 15—20-километровом, как и в осадочном, слое процессы могут носить тектонический или петрографический характер.

При сейсмическом моделировании сейсмических границ раздела в земной коре нами (Уломов, 1964, 1966) было показано, что граница «гранит — базальт» может представлять собой сложную область внедрения вещества нижней части земной коры в верхнюю.

И. П. Косминская, (1968), опираясь на современные позиции, природу сейсмических границ объясняет следующими факторами. Поверхность консолидированной коры  $K_0$  (скорость около 6 км/сек) соответствует поверхности складчатого фундамента. В областях глубоких прогибов эта граница может отождествляться с высокоскоростными границами в низах осадочной толщи, а в горных районах подниматься до дневной поверхности и соответствовать смятым в складки горным породам. Граница  $K_1$  в верхней части консолидированной коры со скоростью 6,3—6,5 км/сек, вероятно, соответствует изменению градиента скорости под влиянием давления. Более глубокие (10—20; 20—30 км) границы в консолидированной коре материков со скоростью 6,5—6,8 и 7,0—7,2 км/сек обязаны, очевидно, определенным зонам внутрикорового метаморфизма, а в низах коры

(на глубине более 30 км) и в верхней мантии (до 100 км и более) связаны с фазовыми переходами (Субботин, Магницкий, Белосусов и др.).

В океанах природа подошвы земной коры объясняется наличием контакта океанического «базальтового» слоя (несколько отличного от континентального «базальта») с перidotитовой (пиролитовой) верхней мантией, т. е. границы раздела  $M$  в океанах носит химический характер. Этому мнению придерживаются многие отечественные и зарубежные специалисты.

Вопрос о природе границы  $M$  во внутренних и окраинных морях остается пока открытым, как и о наличии волноводов внутри земной коры.

И, наконец, исследования последних лет показали, что структура дна океанов совершенно отлична от континентов. Подводные горные хребты не имеют ничего общего со складчатыми сооружениями материков. Они сложены исключительно из пород вулканического происхождения — базальтов, поступающих из глубины Земли. Непрерывно расширяющаяся трещинообразная впадина проходит вдоль хребта, поставляя расплавленный материал с глубины и раздвигая таким образом блоки (плиты) тонкой океанической коры. Скорость горизонтального перемещения дна океанов достигает 16 см/год, что за 100 млн. лет позволяет обновляться всему слою океанической коры. Возраст отложений дна океанов измеряется 80—150 млн. лет, что в десятки раз меньше возраста континентальной коры.

Движение океанических и материковых (или смешанных) плит сопровождается напользанием одной плиты на другую, и следовательно, погружением одной из них (более тонкой) в мантию. Учение о плитовой тектонике только начинает развиваться и обещает много нового и интересного в познании геологической жизни нашей планеты. Более подробно тектоника плит рассматривается ниже.

### Современные представления о геодинамике

Новейшие достижения науки о Земле за последние 10—15 лет определили дальнейшее совершенствование классических гипотез тектогенеза и создание новых, современных. По мнению В. Е. Хаина (1972), таковыми данными являются: 1) установление коренных различий в составе и строении коры и верхней мантии Земли под континентами и океанами; 2) открытие мировой системы срединно-океанических хребтов; 3) доказательство существования астеносферы; 4) уточнение состава верхней мантии; 5) расшифровка с помощью радиометрических методов докембрийской истории земной коры; 6) обнаружение палеомагнитным методом миграции полюсов и относительного перемещения континентов; 7) получение сейсмологией информации о механизме смещения пород и ориентировке упругих напряжений в очагах землетрясений; 8) установление планетарной сети глубинных разломов, закономерно ориентированных относительно оси вращения Земли; 9) выявление крупных сдвигов

и подтверждение существования шарьяжей с амплитудами в несколько сотен километров; 10) получение сравнительных данных по другим телам солнечной системы: Луне, Венере, Марсу.

Развитие представлений о тектогенезе, естественно, всегда находится в зависимости от имеющейся информации и целей, преследуемых исследователями, и не в меньшей мере от позиций, занимаемых ими при разработке той или иной гипотезы тектогенеза («фиксизм» или «мобилизм»). Так, стремление понять происхождение горных сооружений и складкообразование соответственно породило гипотезы поднятия и контракции, а желание объяснить согласованность очертаний и строения береговых линий материков — гипотезы дрейфа континентов и расширяющейся Земли и т. д. В последнее десятилетие появились гипотезы о возможном генезисе океанов. Важнейшее место в исследованиях отводится объяснению фактических геофизических данных о расширении дна океанов в областях рифтовых зон срединно-океанических хребтов.

По мнению В. Е. Хаина (1972), «основное противоречие между фиксизмом и мобилизмом в геологическом плане сводится к противоречию между устойчивостью структурного плана литосферы в течение геологической истории и признаками относительных горизонтальных смещений отдельных ее глыб. Однако и это противоречие... нельзя считать непреодолимым».

Ниже рассмотрим некоторые современные представления о причинах и механизме тектогенеза.

При изложении компилятивного в основном материала этого раздела мы будем придерживаться упомянутого очерка В. Е. Хаина (1972).

Гипотеза В. В. Белоусова общим процессом развития тектоносферы рассматривает дифференциацию вещества верхней мантии, вызванную плавлением астеносферы под влиянием накопления радиогенного тепла. По мнению В. В. Белоусова, этот процесс развивается главным образом в геосинклиналях, недра которых характеризуются высоким тепловым потоком. Расплавленный материал базальтового состава собирается в крупные тела — астенолиты, которые, в свою очередь, выдавливаются вверх по ослабленным зонам глубинных разломов, задерживаются в основании коры и частично достигают земной поверхности, проявляясь здесь вулканическими излияниями. Остывая, астенолиты прогревают окружающие породы и создают в нижней части коры условия для дегранитизации (превращение в гранулитобазитовый слой), а в верхней части — гранитизации и гнейсификации.

Подъему астенолитов противопоставляется опускание антиастенолитов — тяжелых масс, остаточных по отношению к астенолитам. Те и другие деформируют кровлю астеносферы и литосферу, создавая таким образом волнообразные движения в геосинклиналях. Складкообразование в геосинклинальных областях, в первую очередь, — следствие регионального метаморфизма осадков и фун-

дамента, вызванного повышением теплового потока в связи с подъемом астенолита.

Процессы выплавления и удаления из астеносферного слоя легкого вещества в виде астенолитов и внедрения в этот слой остывших антиастенолитов приводят к снижению теплового потока, что, в свою очередь, и обуславливает смену типичного геосинклинального режима парагеосинклинальным, а затем режимом молодых и, наконец, древних платформ. Развитие последних В. В. Белоусов связывает с конвективной неустойчивостью в более глубоких горизонтах верхней мантии — низах астеносферы, где накапливаются тяжелые антиастенолиты и не было еще выделения базальта. На этом уровне, по В. В. Белоусову, происходят «медленные и широкие поднятия и опускания, отвечающие антиклизам и синеклизам древних платформ» (Белоусов, 1970).

Тектоническая активизация, т. е. эпиплатформенный орогенез, который мы будем рассматривать при анализе глубинного строения и деформации земной коры Средней Азии, по мнению В. В. Белоусова, вызывается «прорывом вверх сильно нагретого материала из-под нижней границы неустойчивости. Наводняя волновод, этот нагретый материал оживляет ряд процессов, которые отражаются на поверхности в разных формах тектонической активизации... Периодичность тектогенеза предположительно связывается со ступенчатым развитием полиморфного уплотнения в слое Голицына (слой С). Такое ступенчатое уплотнение ведет к выделению тепловой энергии волнами, что, в свою очередь, вызывает периодическое изменение вязкости вышележащих слоев мантии. А это ведет к периодическому изменению скорости глубинных процессов и, прежде всего, скорости развития возмущений на верхней границе волновода и скорости формирования и подъема базальтовых астенолитов. Те же температурные волны могут вызвать периодические колебания вверх и вниз материков относительно дна океана и уровня воды в нем, что является причиной генеральных трансгрессий и регрессий, т. е. общих колебаний».

По мнению В. В. Белоусова, развитие тектоносферы в направлении дифференциации ее вещества и формирования земной коры продолжалось на протяжении почти всей истории геологического развития (вплоть до конца палеозоя). В течение этого времени не существовало океанов, а были лишь эпиконтинентальные моря.

Эпоха преобразования коры и возникновения океанических прогибов началась в конце палеозоя — начале мезозоя. «Ультраосновная и основная материал из разогретой мантии поднимался многочисленными восходящими потоками к коре, внедрялся в нее и изливался на ее поверхности. Застывший ультраосновной материал вместе с утяжеленными, подвергшимися эклогитизации глыбами коры, погружался обратно в мантию и растворялся в ней. В результате происходило полное обновление коры: на месте материковой образовалась кора океанического типа... Весь этот процесс

обновления коры в основном закончился в начале нижнего мела...» (Белоусов, 1970).

При этом процесс «океанизации» в океанах типа Атлантического и Индийского протекал в направлении от краев к центру и базификация, по В. В. Белоусову, продолжается ныне в пределах срединно-океанических хребтов. В Тихом океане, напротив, океанизация началась с центра и развивается в настоящее время у его краевых областей.

Таковы основные положения тектонической гипотезы В. В. Белоусова. По мнению В. Е. Хаина, двумя главными недостатками, определяющими ее односторонность, являются: «1) отрицание возможности сколько-нибудь крупных горизонтальных смещений блоков литосферы, связанное с игнорированием планетарных сдвигов, шарьяжей негравитационного происхождения, раздвигов в зонах океанических и континентальных рифтов, а также данных изучения палеомагнетизма и сейсмологических исследований; 2) игнорирование объективно существующих закономерностей в ориентировке основных структурных элементов литосферы, в частности, сети глубинных разломов, указывающей на их ротационную обусловленность» (Хаин, 1972).

Гипотеза ван Беммелена в ее обновленном в 1964—1966 гг. варианте синтезирует фиксистские и мобилистские представления. Здесь различаются три типа ундаций земной коры и мантии.

Наиболее важный процесс глубинной дифференциации вещества происходит в нижней мантии на глубине от 1000 км и до границы ядра. Разуплотнение и расширение материала нижней мантии приводят к поднятию верхней мантии и континентальной коры, которые в результате разрываются и соскальзывают в стороны по склону поднятия, обнажая низы верхней мантии и таким образом создавая новую базальтовую океаническую кору (мегаундацию). Согласно этой гипотезе, так должен был произойти распад древнейших материков Гондваны и Лавразии с новообразованием Атлантического и Индийского океанов.

Следующие по порядку и значению ундации (геоундации) являются производными от мегаундаций и обязаны своим развитием физико-химическим процессам в астеносфере. К ним относятся геосинклинали, и, в частности, геосинклиналь Тетиса, которая, по ван Беммелену, возникла в результате перемещения Африки к северу и сопротивления этому движению Европейской платформы. Участок земной коры, заключенный между этими материками, подвергся пластическим и сколовым деформациям и испытал фазовые уплотнения вследствие интенсивного сжатия. Увеличение плотности материала в астеносфере привело к прогибанию земной поверхности и накоплению осадков. Затем в результате разогрева погруженного материала происходит выплавление базальта, его подъем, подкорровая эрозия, отток в сторону, остывание, затем новое погружение, сопровождавшееся фазовыми переходами и уплотнением вещества.

Над участками подъема базальта образуются орогенические центры, а в зонах опускания подкоррового материала — прогибы. Заполнение прогибов тектоническими покровами ведет к нарушению изостатического равновесия, а его восстановление — к орогенному поднятию и сопряженному опусканию краевых прогибов (мегаундации). Остывание, кристаллизация и утяжеление базальтовой магмы в «орогенических центрах» приводят к очередному опусканию, при котором «орогенические центры» испытывают «океанизацию средиземноморского типа», отличающуюся от «океанизации атлантического типа» тем, что в этом варианте она вызывается не гравитационным сползанием, а подкорровой эрозией, т. е. «проплавлением» коры. При этом процессы складкообразования и надвигов по-прежнему происходят в результате действия гравитационных сил.

Ван Беммелен различает три стадии развития Земли. Первая (продолжительностью от 5—4,5 и до 4 млрд. лет) характеризуется выпадением метеоритного материала из сателлитного кольца, окружавшего тогда Землю (гипотеза Берлаге), и образованием первичной гранитной оболочки. Гидросфера, по ван Беммелену, подобно сиалической оболочке также имеет внеземное происхождение и появилась благодаря выпадению кристаллов льда.

Вторая стадия (от 4 до 0,5 млрд. лет) характеризуется процессами переработки материала коры (эрозия, метаморфизм и др.) и заложением геосинклиналей исключительно на сиалической коре. В результате постепенного разрастания платформенных областей к концу докембрия возникли суперконтиненты Лавразии и Гондваны, возможно, составившие единую Пангею, покрытую эпиконтинентальными морями.

В третью стадию, по ван Беммелену, сиалическая кора ассимилируется верхней мантией и создается кора океанического типа. Процесс океанизации коры сопровождается большими горизонтальными перемещениями континентальных глыб, смещающихся в сторону Тихого океана и создающих у себя в тылу океаны типа Атлантического.

В. Е. Хаин (1972) считает, что концепция ван Беммелена, так же как и В. В. Белоусова, встречает серьезные возражения.

К положительным моментам этого обновленного варианта гипотезы ван Беммелена В. Е. Хаин относит распространение глубинной дифференциации на нижнюю мантию и попытку учесть данные геофизики, свидетельствующие о крупных горизонтальных смещениях глыб литосферы.

Гипотеза зонного тектогенеза С. А. Захарова (1967—1970) также построена на возможности крупных горизонтальных перемещений слоев литосферы. Глубинная дифференциация материала («процесс зонной плавки») сосредоточивается в опрделенных «мантийных поясах» Земли, над которыми возникают подвижные пояса, испытывающие растяжение и проходящие все стадии геосинклинального развития. Мантийный пояс, исчерпав

запас внутренней энергии на процессы плавления и метаморфизации вышележащей толщи, на некоторое время успокаивается. До момента очередной его активизации подвижной пояс смещается под действием горизонтальных сил и занимает новое положение. Затем начинается следующая зонная плавка и над мантийным поясом возникает новый — подвижной. Одновременно в переместившемся подвижном поясе, переживающем квазиplatformенную стадию развития, возникает повторный орогенез. И так далее. Подобным механизмом тектонической активизации С. А. Захаров объясняет, в частности, подобие и последовательное омоложение в южном направлении каледонских и герцинских структур Тянь-Шаня. Для создания в Средней Азии современного структурного плана по С. А. Захарову, необходимо было движение литосферы в северном направлении над зафиксированным в верхней мантии поясе зонной плавки.

Эта идея, по мнению В. Е. Хаина (1972), «несомненно, интересна, но многие элементы концепции являются сугубо гипотетическими, в частности, совершенно не ясна возможная причина смещения литосферы и особенно приуроченность этого смещения строго к окончанию геосинклинальных циклов».

Гипотеза Е. В. Артюшкова (1968—1970), Ю. М. Шейнманна (1970) представляет собой дальнейшее развитие идей глубинной дифференциации. Сторонники этой гипотезы предполагают дифференциацию в низах мантии, где в результате постепенного разогрева первичного вещества Земли происходит его разделение на более легкий силикатный материал, всплывающий вверх, и тяжелый, стекающий в образующееся жидкое ядро Земли. Поднимающийся в процессе гравитационной конвекции материал достигает низов астеносферы, растекается внутри этой менее вязкой оболочки Земли и деформирует в виде пологого поднятия литосферу. Прогрев материала верхних горизонтов ведет к выплавлению базальтов, усилению подвижности, появлению гранитов и складчатых областей. Подъем дифференциатов низов мантии происходит периодически, что и обуславливает периодичность тектогенеза. При этом ранние геосинклинали закладывались на сиалической коре, поздние могли быть окраинными и океаническими, поскольку они развивались в условиях ее исчезновения.

«Идеи Е. В. Артюшкова и Ю. М. Шейнманна, — пишет В. Е. Хаин, — представляются несомненным шагом вперед к разработке гипотезы глубинной дифференциации, однако она остается столь же односторонней, как и у В. В. Белоусова, так как не учитывает ни горизонтальных движений, ни закономерного структурного плана Земли» (Хаин, 1972).

Гипотеза расширяющейся Земли О. Х. Хильгенберга предполагает, что диаметр Земли в карбоне, когда вся земная поверхность была покрыта сплошной континентальной корой, составлял около 70% современного. За 345 млн. лет в результате расширения планеты площадь поверхности Земли более чем удвоилась, а разорванные крупные глыбы литосферы (материки) оказа-

лись удаленными друг от друга. Вода, схлынувшая с континентов, заполнила образовавшиеся океанические впадины, естественно, характеризующиеся иной («базальтовой») структурой коры. Подобие очертаний береговых линий материков и установление геофизиками различий в строении континентальной, «гранит—базальтовой», и океанической — «базальтовой» коры, а также относительной молодости последней, вновь привлекло внимание специалистов к этой гипотезе.

Причину расширения Земли одни исследователи видят в уменьшении гравитационной постоянной во времени (П. Дирак, П. Иордан), другие — в постепенном разогреве планеты и в иных процессах внутри и вне Земли (Л. Эдвуд, У. С. Кэри, Б. Хейзен, И. В. Кириллов, В. Б. Нейман и др.). Однако все эти предположения остаются недоказанными, а сама гипотеза в естественных условиях во многом не подтверждается. Так, она не объясняет формирование складчатых образований, происходящих в обстановке преобладающего сжатия, а не растяжения; не пытается объяснить тектоническую активизацию платформ с образованием эпиплатформенного орогенеза и многие другие особенности развития Земли.

По этому поводу В. Е. Хаин пишет: «По новейшим подсчетам С. Дж. ван Андела и Дж. А. Хосперса, увеличения радиуса Земли с пермского периода или вообще не было, или оно не превышало нескольких процентов. Более того, исследования горного давления показали, что породы гранитного слоя коры испытывают в настоящее время общее тангенциальное сжатие, что свидетельствует о сокращении радиуса Земли (П. Н. Кропоткин, по данным П. Хаста и др., к аналогичному заключению пришел недавно и А. Е. Шайдегер). Наблюдаемое в современную эпоху ускорение вращения Земли уже давно было истолковано как свидетельство ее сжатия. Следовательно, данные говорят скорее о контракции или пульсации, но никак не о расширении Земли» (Хаин, 1972).

Гипотеза неомобилизма («новая глобальная» или «плитовая» тектоника) сформировалась лишь в последнее пятилетие, хотя зарождение ее уходит к построениям дрейфующих материков А. В. Вегенера (1910, 1925) и к гипотезе конвекционных течений в верхней мантии А. Холмса (1929). Возникновению представлений о дрейфе континентов способствовали, прежде всего, следующие достижения последних лет в области геофизики и других наук о Земле: сейсмологические данные о направлении перемещений пород в очагах землетрясений и распределении по глубине их очагов; палеомагнитные данные, свидетельствующие о крупных горизонтальных перемещениях континентальных глыб и дрейфе магнитных полюсов Земли; обнаружение планетарной системы срединно-океанических хребтов с их рифтовыми зонами; гипотеза Г. Г. Хесса и Р. С. Дитца (1961—1962) о расширении дна океанов, начиная со срединных хребтов; открытие на дне океанов интенсивных линейных магнитных аномалий, строго симметричных по отношению к осевым рифтам и согласующихся с представлениями об



Наряду с геолого-геофизическими данными, полученными на территории океанов, в последние годы появились и материалы по континентам, которые «принесли подтверждение концепции о существовании до начала юры единого суперконтинента Гондваны и его вероятном распаде в процессе дрейфа континентов» (Хаин, 1972). Далее В. Е. Хаин указывает, что: «Разработка концепции «новой глобальной тектоники», несомненно, представляет собой выдающееся достижение последнего десятилетия развития геотектоники. Однако было бы преждевременно и неосмотрительно считать, что эта концепция уже создала надежную основу для понимания процессов тектонического развития Земли во всем их реальном многообразии и сложности. Прежде всего приходится отметить, что она не охватывает развития платформ и явления эпиплатформенного орогенеза, не объясняет цикличности тектогенеза,

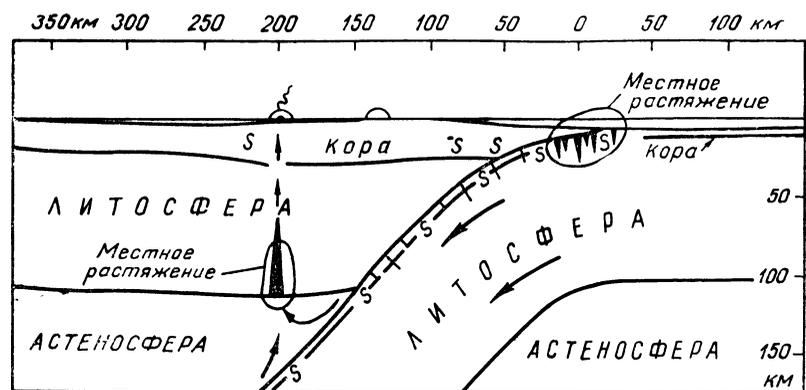


Рис. 5. Механизм взаимодействия плит литосферы в районе островных дуг (по Б. Айсексу, Дж. Оливеру и Л. Р. Саксу).

не учитывает существования планетарной сети глубинных разломов, общей для континентов и океанов, оставляет без объяснения столь позднее в истории Земли новообразование океанов (правда, некоторые сторонники гипотезы допускают повторные и даже многократные проявления этого процесса в геологической истории), не связывает эволюцию тектоносферы с эволюцией Земли в целом. Конечно, эти упреки не подрывают основ гипотезы, а относятся лишь к ее неполноте, которая может быть преодолена в будущем».

На некоторые слабые стороны новой гипотезы указывает и В. В. Белоусов (1970). С критикой «неомобилизма» выступил американский геолог А. А. Майергоф (1970—1971).

В последние годы (1969—1972) делаются интересные попытки интерпретировать с позиций «плитовой тектоники» устоявшиеся представления о геосинклинальном развитии земной коры

(Дж. Ф. Дьюи, А. Г. Митчел, Дж. М. Берд, А. В. Пейве и др.). Разрабатываются новые варианты тектонических гипотез, сочетающие элементы гипотезы глубинной дифференциации и «новой глобальной тектоники» (П. Н. Кропоткин, А. В. Пейве, С. А. Захаров, Е. В. Артюшков, С. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, Г. Б. Удинцев и др.).

Таким образом, дискуссия вокруг «неомобилизма» сейчас в полном разгаре. Все новые и новые геолого-геофизические данные укрепляют позиции новейших представлений об эволюции литосферы и Земли в целом. Несмотря на некоторые противоречия, по мнению В. Е. Хаина, «накопленного материала самого различного характера уже достаточно, чтобы отказаться от «интегрального фиксизма», не допускающего сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений крупных блоков литосферы» (Хаин, 1972).

## Глава II

### РАЗРАБОТКА И ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ (МСА)

При построении годографов по определенным направлениям наблюдаются закономерности в отклонениях времен прихода сейсмических волн от аппроксимирующей кривой (Уломов, 1959—1966). Это особенно хорошо заметно при повышении точности эксперимента (специальные наблюдения за мощными взрывами, увеличение чувствительности аппаратуры и скорости регистрации, применение сейсмостелеметрии и т. п.). Достаточно надежные результаты получаются при интерпретации сейсмографического материала сети постоянно действующих сейсмических станций со скоростью регистрации колебаний почвы 60—120 мм/мин, если при этом применяются методы математической статистики.

В результате анализа сейсмических аномалий установлена возможность широкого привлечения в большую сейсмологию методов и приемов сейсмической разведки (Уломов, 1959, 1960, 1962).

Ниже излагается простейшая методика выявления сейсмических аномалий и построения глубинного рельефа основных границ раздела в земной коре графоаналитическим путем и с помощью ЭВМ. Исходными данными являются времена прихода продольных головных или квазиголовных волн, вызванных внутрикоровыми землетрясениями и связанных с искомой границей раздела.

Метод сейсмических аномалий (МСА) апробирован более сложными построениями и приемами интерпретации сейсмологических наблюдений (Уломов, 1966) и фактически представляет собой некоторую модификацию этих приемов. При помощи простейших номограмм МСА позволяет оперативно получить сведения о глубинном строении земной коры. Для массовых и систематических вычислений глубин залегания границ раздела в земной коре нами составлены алгоритм и программа для ЭВМ.

### Графоаналитические построения МСА

Пусть поверхности  $N$  и  $M$  (рис. 6а) представляют собой соответственно верхнюю и нижнюю границы слоя  $MN$ , расположенного на полупространстве. Верхняя граница ( $N$ ) плоская и служит

поверхностью наблюдений, а нижняя ( $M$ ) имитирует искомый глубинный рельеф:  $A$  и  $B$  — пункты наблюдения, удаленные от источников возмущения на расстояния  $x_A$  и  $x_B$  соответственно, причем  $x_B$  несколько больше  $x_A$  и значительно превышает промежуток между пунктами  $A$  и  $B$ . Тогда фронт продольной волны, распространяющейся в полупространстве, вблизи границы раздела можно изобразить вертикальной плоскостью  $\tau$ , перемещающейся в горизонтальном направлении со

скоростью  $V_2$ . Теперь, если представить участки выхода сейсмического луча из нижней среды в верхнюю в виде горизонтальных площадок, то фронт головной волны будет распространяться внутри слоя со скоростью  $V_1$  под углом  $i = \arcsin \frac{V_1}{V_2}$  к поверхности наблюдений. Этот фронт, являясь непрерывным продолжением нижнего, содержит в себе информацию о рельефе границы раздела. Данные рассуждения справедливы и для квазиголовных волн, которые наблюдаются в случае градиентной границы раздела (Уломов, 1966).

Абсолютное время вступления продольной головной волны в пункты  $A$  и  $B$  обозначим соответственно через  $T_A$  и  $T_B$ . На рисунке зафиксированы положения фронта в моменты времени  $\tau$  и  $T_A$ . Здесь же в лучевом представлении показаны пути распространения волны к пунктам  $A$  и  $B$  спустя время  $\tau$  (соответственно  $EE_1A$  и  $DD_1B$ ). Та же лучевая схема (рис. 6, б) спроектирована на вертикальную плоскость, совпадающую с направлением распространения волны, в предположении, что в местах выхода сейсмической радиации из нижней среды в верхнюю граница близка к горизонтальной. Допустимость такого предположения была в свое время показана Г. А. Гамбурцевым (Берзон, 1947, 1949).

Тогда, имея в виду, что вдоль отрезка  $DD_1$  волна распространялась со скоростью  $V_2$ , можно записать:

$$T_B = T_A - \frac{\Delta x}{V_2}, \quad (1)$$

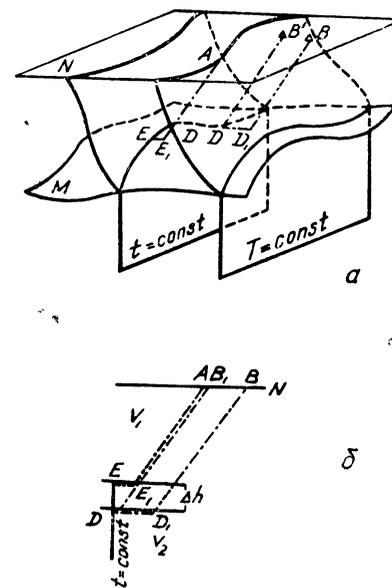


Рис. 6. Схема распространения упругой волны в слое переменной толщины, лежащем на упругом полупространстве: а—объемное; б—плоскостное изображение.

где  $T_{B_1}$  — время прихода волны в точку  $B_1$ , удаленную на расстояние  $x_A$  от источника возмущения:

$$\Delta x = B_1 B = x_B - x_A.$$

Теперь, предполагая постоянство скорости в подстилающей и покрывающей средах, а также сходство глубинных структур вдоль трасс между источником возмущения и равноудаленными от него пунктами наблюдения, разность глубин  $\Delta h$  преломляющей границы в зоне выхода лучей из нижней среды в верхнюю можно вычислить по формуле:

$$\Delta h = \frac{V_1}{\cos i} \sigma t, \quad (2)$$

где  $\sigma t$  — разность времен прихода волны к указанным пунктам. В нашем случае

$$\sigma t = T_{B_1} - T_A. \quad (3)$$

Исследования на моделях (Уломов, 1966) и законы геометрической сейсмологии показывают, что даже при наличии неоднородностей на пути следования фронта головных или квазиголовных волн явление дифракции «размазывает» поступающую информацию, если расстояние между наблюдающими сейсмическими станциями невелико по сравнению с эпицентральной. В то же время на сейсмограммах наиболее четко выделяется информация о неоднородностях, которые расположены вблизи сейсмических станций и характеризуются толщиной изучаемых слоев.

Вычитая  $T_A$  из обеих частей равенства (1) и производя замену согласно (2) и (3), получаем выражение

$$\Delta h \frac{\cos i}{V_1} = \Delta t - \frac{\Delta x}{V_2}, \quad (4)$$

в котором

$$\Delta t = T_B - T_A,$$

или

$$\Delta h = \Delta t V_2 \operatorname{tg} i - \Delta x \operatorname{tg} i. \quad (5)$$

На основании уравнения (5) для вычисления относительной глубины залегания преломляющей границы раздела под двумя и более пунктами наблюдения мы построили номограммы (Уломов, 1966).

Достаточно знать глубину залегания границы под каким-либо пунктом наблюдения, чтобы, пользуясь номограммой, получить значения глубин под другими пунктами. Если такие данные отсутствуют, установленный глубинный рельеф можно привязать к осредненной глубине залегания границы, вычисленной по сводному продольному годографу головных или квазиголовных волн путем его аппроксимации прямой линией. Номограмма также дает воз-

можность оценивать ошибки вычислений глубин залегания границы в зависимости от погрешностей наблюдений (рис. 7).

С помощью таких номограмм были рассчитаны глубины залегания основных границ раздела в земной коре на значительной территории Средней Азии (Уломов, 1966).

Вычисления и построения схем глубин проводятся лаборантами средней квалификации в следующей последовательности. Из бюллетеня или какого-либо другого источника отбираются сведения о землетрясениях, эпицентры которых расположены в различных азимутах на расстоянии не менее 200 км от изучаемого района (если построения ведутся для границ  $M$  или  $K$ ). Предельное расстояние аргументируется надежным разделением фаз волн, связанных с основными границами раздела в земной коре.

Затем заполняется верхняя часть карточки МСА. Здесь  $\varphi$  и  $\lambda$  — широта и долгота эпицентра;  $O$  — время возникновения землетрясения;  $M$  — магнитуда, характеризующая интенсивность землетрясения;  $Z$  — глубина очага. Указываются: дата землетрясения, район эпицентра, тип рассматриваемой волны и название границы, с которой она связана.

Прежде чем приступить к отбору сейсмографического материала, необходимо определить минимальное значение амплитуды землетрясений, которые хорошо регистрируются в пунктах наблюдения, имеют четкие вступления и, следовательно, являются пригодными для вычислений.

Против названий станций, по наблюдениям которых ведутся расчеты, вписываются измеренные эпицентральные расстояния и снятые с сейсмограмм времена прихода идентифицированных волн (столбцы 1, 2 и 4 соответственно).

Одна из станций, для которой (с учетом сейсмического сноса) известна глубина залегания исследуемой границы, принимается за опорную. Если таких сведений не имеется, то за опорную принимается наиболее удаленная станция. После этого определяются разности эпицентральных расстояний и времен вступлений волны

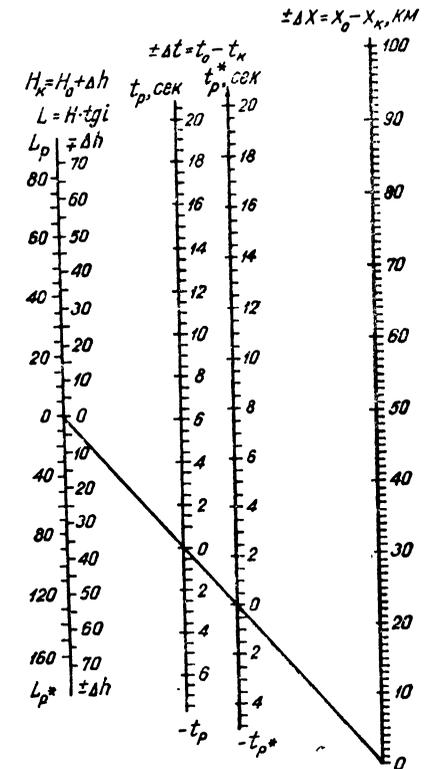


Рис. 7. Номограмма для вычисления сейсмических аномалий в земной коре Чаткало-Кураминского региона.

**ОБРАЗЦЫ КАРТОЧЕК МСА**

„\_\_\_\_“ \_\_\_\_\_ 19\_\_\_\_ г. 0\_\_\_\_ час\_\_\_\_ мин\_\_\_\_ сек. **МСА**  
 $\varphi_E =$  \_\_\_\_\_  $\lambda_N =$  \_\_\_\_\_  $Z =$  \_\_\_\_\_  
 район \_\_\_\_\_ М \_\_\_\_\_ волна \_\_\_\_\_ граница \_\_\_\_\_

Стан-ция	$x$ эпи-центр	$\Delta x$ , км	$T$ , мин., сек.	$\Delta t$ , сек.	$\Delta h$ , км	$H$	$L$	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8	9

„\_\_\_\_“ \_\_\_\_\_ 19\_\_\_\_ г. 0\_\_\_\_ час\_\_\_\_ мин\_\_\_\_ сек. **МСА-ЭВМ-1**  
 район \_\_\_\_\_ М = \_\_\_\_\_  $K =$  \_\_\_\_\_  $Z =$  \_\_\_\_\_  
 граница \_\_\_\_\_ опорная станция \_\_\_\_\_  
 составил \_\_\_\_\_ вычислил \_\_\_\_\_  
 лист № \_\_\_\_\_ количество станций \_\_\_\_\_

$V_1$	$V_2$	$\varphi_0$	$\lambda_0$	$T_0$	$R_0$	$H_0$	$\varphi_e$	$\lambda_e$	Примечание
1	2	3	4	5	5	7	8	9	10

№	Ст.	$\varphi_i$	$\lambda_i$	$T_i$	$R_i$	$H_i$	$\varphi_h$	$\lambda_h$	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

„\_\_\_\_“ \_\_\_\_\_ 19\_\_\_\_ г. 0\_\_\_\_ час\_\_\_\_ мин\_\_\_\_ сек. **МСА-ЭВМ-2**  
 район \_\_\_\_\_ М = \_\_\_\_\_  $K =$  \_\_\_\_\_  $Z =$  \_\_\_\_\_  
 опорная граница \_\_\_\_\_  
 составил \_\_\_\_\_ вычислил \_\_\_\_\_  
 количество станций \_\_\_\_\_

$V_1$	$V_2$	$\varphi_e$	$\lambda_e$	$0:$	$H'_0$	$H(t_0)$	$t'_0$	$t_0$	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

№	Ст.	$\varphi_i$	$\lambda_i$	$T_i$	$R_i$	$H_i$	$\varphi_h$	$\lambda_h$	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

для опорной и всех остальных сейсмических станций (столбцы 3 и 5). По номограмме находятся значения  $\Delta h$ , вычисляются абсолютные значения глубин ( $H_i = H_0 + \Delta h_i$ ) и величины сейсмических сносов  $L_i = H_i \operatorname{tg} i$  для каждой  $i$ -й сеймостанции.

И наконец, уже на рабочем планшете возле каждой станции в направлении к эпицентру на расстоянии  $L_i$  наносятся значения глубины  $H_i$ . Степень дифференциации полученного глубинного рельефа, как обычно, обусловлена ошибками наблюдений.

Применение электронно-вычислительных машин, работающих по аналогичной программе, позволяет производить массовые вычисления пространственных координат площадок изучаемой границы раздела.

**Вычисление на ЭВМ пространственных координат глубинного рельефа**

Итак, для каждого конкретного землетрясения или взрыва с координатами очага  $\varphi_e$  и  $\lambda_e$  нам известны времена вступления  $T_i$  изучаемой сейсмической волны на каждую  $i$ -тую станцию с географическими координатами  $\varphi_i$  и  $\lambda_i$ . Выберем опорной станцией такую, под которой глубина залегания изучаемой границы известна и равна  $H_0$ . Координаты этой станции обозначены через  $\varphi_0$  и  $\lambda_0$ , а момент прихода зарегистрированной сейсмической волны — через  $T_0$ . Требуется найти глубины  $H_i$  залегания преломляющих площадок изучаемой границы в районе каждой станции и географические координаты  $\varphi_h$  и  $\lambda_h$  каждой площадки с учетом сейсмического сноса.

Тогда можно записать (модификация МСА-ЭВМ-1):

$$H_i = H_0 + [V_2(T_i - T_0) - (R_i - R_0)] \cdot A, \quad (6)$$

где  $A = \operatorname{tg} \arcsin \frac{V_1}{V_2}$ ;

$V_1$  — средняя скорость распространения продольной волны в покрывающей изучаемую границу среде;

$V_2$  — скорость той же волны под изучаемой границей;

$R_i$  и  $R_0$  — соответственно эпицентральные расстояния до  $i$ -той и опорной станций:

$$R_i = \arccos [\sin \varphi_e \sin \varphi_i + \cos \varphi_e \cos \varphi_i \cdot \cos (\lambda_e - \lambda_i)] \cdot B \quad (7)$$

$$R_0 = \arccos [\sin \varphi_e \sin \varphi_0 + \cos \varphi_e \cos \varphi_0 \cdot \cos (\lambda_e - \lambda_0)] \cdot B.$$

Множитель  $B = 111,199$  служит для перевода градусных измерений в линейные (км).

Как показывают расчеты, при эпицентральных расстояниях до 1000 км, определение величин  $\lambda_h$  и  $\varphi_h$  можно производить не на сфере, а на горизонтальной плоскости. Полагая, что трасса сейсмического луча и линия, соединяющая станцию с эпицентром, лежат

в одной вертикальной плоскости, воспользуемся формулами аналитической геометрии:

$$\varphi_h = \frac{(R_i - AH_i) \varphi_i + AH_i \varphi_e}{R_i} \quad (8)$$

$$\lambda_h = \frac{(R_i - AH_i) \lambda_i + AH_i \lambda_e}{R_i},$$

где величина  $AH_i$  соответствует сейсмическому сносу, а формулы (8) описывают деление отрезка в данном отношении  $AH_i/(R_i - AH_i)_0$ .

Форма карточки МСА-ЭВМ-1 используется для вычисления на ЭВМ величин  $H_i$ ,  $\varphi_h$ ,  $\lambda_h$ ,  $R_i$ . Кроме перечисленных параметров, здесь же указываются дата и время в очаге землетрясения, его магнитуда  $M$ , энергетический класс  $K$ , глубина очага  $h$  и другие сведения о землетрясении. Параметры в столбцах №№ 1—5 и №№ 7—9 верхней таблицы, а также в №№ 1—5 нижней таблицы записываются составителем карточки. Величины № 6 первой таблицы и №№ 6—9 нижней вычисляются с помощью ЭВМ. Величины скоростей распространения упругих волн записываются с точностью до сотых долей км/сек, географические координаты — до сотых долей градусов, время — в секундах, расстояние и глубина — в километрах. Все параметры печатаются на АЦПУ ЭВМ.

Следует иметь в виду, что надежность сейсмических наблюдений опорной станцией должна быть достаточно высокой. В противном случае искажения вносятся в данные о глубинах залегания искомой границы под всеми остальными сейсмическими станциями.

Способ, основанный на использовании в качестве опорного осредненного прямолинейного годографа, лишен этого недостатка, но требует данные большого числа сейсмических станций, рассредоточенных по всей изучаемой территории (модификация (МСА-ЭВМ-2)).

Запишем уравнение известного нам осредненного годографа для тех же волн  $P$ , связанных с преломлением у подошвы земной коры:

$$t = \frac{R}{V_2} + t_0, \quad (9)$$

где

$$t_0 = \frac{2H'_0 \cos i}{V_1}.$$

Отсюда глубина залегания опорной границы

$$H'_0 = \frac{V_1 \cdot t_0}{2 \cos i}. \quad (10)$$

Смысл способа заключается в том, что совокупность наблюдаемых времен вступлений волны  $P$  аппроксимируется отрезком прямой, параллельной опорному годографу, и затем вычисляются величины отклонений от нее наблюдаемых значений. Поскольку такие вычисления производятся для каждого пункта, расположенного на эпицентральной расстоянии  $R_i$ , т. е.  $R_0 = R_i$ , выражение (6) преобразуется в

$$H_i = H'_0 + A V_2 (T_i - T_0), \quad (11)$$

где  $T_0$  в этом случае уже зависит от  $R_i$  и представляет собой упомянутый аппроксимирующий годограф

$$T_0 = T'_0(R_i) = \frac{R_i}{V_2} + t'_0. \quad (12)$$

Следовательно, достаточно найти такое значение величины  $t'_0$ , при котором аппроксимирующая прямая  $T'_0(R_i)$  будет наилучшим образом расположена между наблюдаемыми значениями  $T_i$ , т. е.

$$\sum_1^n (T_i - T'_0) = \sum_1^n \left( T_i - \frac{R_i}{V_2} - t'_0 \right) = 0, \quad (13)$$

где  $n$  — количество наблюдений.

Отсюда

$$t'_0 = \frac{\sum_1^n \left( T_i - \frac{R_i}{V_2} \right)}{n}. \quad (14)$$

Окончательно вместо (6) получаем

$$H_i = H'_0 + A V_2 (T_i - T_0), \quad (15)$$

где

$$T_0 = \frac{R_i}{V_2} + t'_0.$$

Остальные операции МСА-ЭВМ-2 аналогичны описанным выше.

Вычисления по способу опорного годографа осуществляются также на ЭВМ, т. е. без всяких предварительных графических построений. Поэтому необходимо помнить, что значительный отскок по каким-либо причинам отдельных наблюдаемых значений  $T_i$  мо-

жет заметно сказаться на величине  $t'_0$ , т. е. повлиять на положение опорного годографа по вертикали. В связи с этим при составлении программы для ЭВМ следует предусматривать отбрасывание значений

$$|T_i - T'_0| > \Delta t_{\text{пр}},$$

где  $\Delta t_{\text{пр}}$  — предельная физически обоснованная величина.

После чего соответственно пересчитывается величина  $t'_0$ , а следовательно, и  $T'_0$ .

В условиях Средней Азии, где толщина земной коры варьирует от 30 до 70 км, за предельную принята величина  $\Delta t_{\text{пр}} = 3$  сек. Она включает в себя 2 сек. реально возможного отскока наблюдаемых значений  $T_i$  от опорного годографа и одну секунду допустимого разброса величин, уменьшаемых впоследствии путем статистики.

Нижняя таблица этой модификации ничем не отличается от предыдущего варианта (МСА-ЭВМ-1). В верхней появляются новые параметры:

$O$  — время возникновения землетрясения (время в очаге). Эта величина выписывается из бюллетеня сводной обработки и обычно выражается только секундами, от которых уже отсчитывается время  $T_i$ ;

$H'_0$  — средняя глубина залегания опорной горизонтальной границы, относительно которой строится глубинный рельеф. Эта величина также задается составителем карточки.

Остальные величины вычисляются на ЭВМ:

$t'_0$  — отрезок, отсекаемый аппроксимирующим годографом на оси ординат;

$t_0 = t'_0 - O$  — отрезок, отсекаемый на оси ординат годографом, приведенным к абсолютному времени (время пробега волны);

$H(t_0)$  — глубина залегания осредненной горизонтальной границы, вычисленная независимо от опорного горизонта.

Все эти величины в вычислении глубинного рельефа изучаемой границы являются промежуточными и выведены на печать цифропечатающего устройства ЭВМ с целью дальнейших исследовательских работ.

Значения глубин до преломляющей границы, полученные способами опорной станции (МСА-ЭВМ-1) или опорного годографа (МСА-ЭВМ-2), наносятся на планшет в соответствии с вычисляемыми координатами  $\varphi_h$  и  $\lambda_h$ . При наборе достаточного числа данных планшет разбивается прямоугольной сеткой на квадраты со сторонами, соответствующими ошибкам наблюдений (см. следующий

раздел). Осреднение производится известными в математике приемами.

### Оценка точности метода сейсмических аномалий

Оценка погрешностей, возникающих в процессе наблюдений и вносимых в вычисления глубин залегания границ раздела в результате влияния геоморфологических особенностей в пунктах наблюдения, производилась нами ранее. Эти погрешности оказались одного порядка с ошибками наблюдений (Уломов, 1960, 1966).

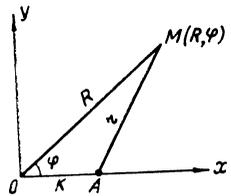
Метод сейсмических аномалий относится к непродольному профилированию и позволяет определять лишь относительный рельеф границ раздела в земной коре. Для вычисления абсолютных глубин необходимо привязать какой-либо участок полученного рельефа к глубине, рассчитанной по продольным профилям, пересекающим его. Доказывая реальность формулы (2), Г. А. Гамбургер обосновал допустимость аппроксимации наклонной границы раздела горизонтальными ступенями и законность допущения постоянства времени  $\tau$  при достаточном удалении от источника возмущения. Точные методы решения пространственной задачи при интерпретации годографов преломленных волн для случаев плоской границы раздела и границы произвольной формы изложены И. С. Берзон (1947, 1949). Таким образом, приближенный метод интерпретации поперечных годографов, основанный, казалось бы, на грубых допущениях, получил строгое теоретическое обоснование.

В связи с тем, что мы привлекли некоторые приемы этого метода к интерпретации поверхностных годографов, полученных при землетрясениях, было оценено влияние погрешностей в определении координат эпицентров землетрясений на глубинный рельеф границ раздела в земной коре (Уломов, 1963). Дело в том, что исключение нормального годографа, соответствующего горизонтальной границе раздела, из наблюдаемого аномального поверхностного годографа в случае неточного определения координат эпицентра землетрясения приводит к искажениям формы границы раздела.

### Влияние погрешностей в определении эпицентров землетрясений на точность построения глубинного рельефа

Рассмотрим двухслойную среду с плоской горизонтальной границей раздела. Совместим начало координат с вычисленным эпицентром (рис. 8 а, б). Истинный эпицентр, определенный с ошибкой  $\pm K$ , поместим на оси  $x$  и, наконец, совместим плоскость  $хоу$  с поверхностью наблюдения. Точка наблюдения  $M(R, \varphi)$  удалена от вычисленного эпицентра на расстояние  $R$ , а от истинного — на расстояние  $r$ , причем  $R$  и  $r$  значительно больше  $|K|$ . Исследо-

вав точки плоскости  $хоу$ , которым соответствуют различные значения  $R$  и  $\varphi$  в полярной системе координат, получим всевозможные варианты расположения истинного эпицентра относительно вычисленного.



а

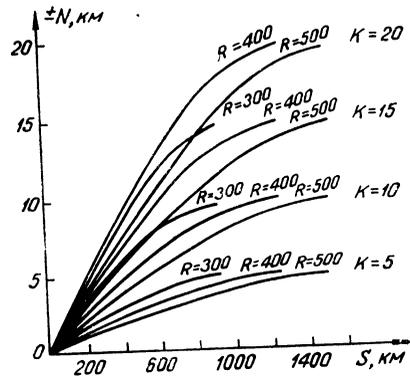
Итак, наблюдаемый поверхностный годограф связан с истинным эпицентром  $A$ , а нормальный — с эпицентром  $O$ , вычисленным с погрешностью  $\pm K$ . Значение разности наблюдаемого и нормального полей изохрон в точке  $M$  будет

$$\sigma t = \frac{r-R}{V_2}, \quad (16)$$

но

$$r = \sqrt{R^2 + K^2 - 2RK \cos \varphi},$$

Рис. 8. Схема наблюдения поверхностных годографов (а) и зависимость  $N$  от  $R$  и  $K$  для профилей малой длины (б).



тогда

$$\sigma t = \frac{\sqrt{R^2 + K^2 - 2RK \cos \varphi} - R}{V_2}. \quad (17)$$

Будем рассматривать только положительное значение корня, так как лишь при нем выполняется условие  $\frac{K}{V_2 \sigma t} > 1$  (эксцентриситет гиперболы с фокусами в точках  $O$  и  $A$ ). Умножая согласно формуле (2) обе части равенства (17) на  $V_1 / \cos i$  и переходя к радианному измерению углов, получаем:

$$\Delta h = \left[ \sqrt{R^2 + K^2 - 2RK \cos \frac{S}{R}} - R \right] \cdot \text{tg } i. \quad (18)$$

Это уравнение при заданных значениях  $K$  и  $R$  описывает мнимый глубинный рельеф вдоль дугового профиля  $S$ , проведенного вокруг вычисленного эпицентра на расстоянии  $R$ .

Исследуем  $\Delta h = \Delta h(S)$  при  $R = \text{const}$  и  $K = \text{const}$ . Вычислим экстремальные значения  $\Delta h$  относительно  $\Delta h = 0$  при  $\sigma t = 0$ :

$$\frac{dh}{dS} = \frac{K \text{tg } K \cdot \sin \frac{S}{R}}{\sqrt{R^2 + K^2 - 2RK \cos \frac{S}{R}}} = 0, \quad (19)$$

откуда при  $S = 0, \pi R$

$$\Delta h_s = \pm K \text{tg } i. \quad (20)$$

Как видно,  $\Delta h_s$  не зависит от  $R$  и при заданном  $K$  имеет максимальную постоянную по модулю амплитуду вдоль линии, проведенной через оба эпицентра (исключая промежуток  $OA$ ). Таким образом, при протяженности дугового профиля  $S \gg \pi R$  искажение глубинного рельефа будет максимальным и равным  $\pm K \text{tg } i$ . При малой же длине дугового профиля ( $S \ll \pi R$ ) максимальная погрешность в определении относительных глубин будет при такой ориентации истинного эпицентра, когда середина профиля попадет в область наибольших углов наклона мнимой границы раздела.

Найдем максимальные углы наклона мнимой границы вдоль дугового профиля:

$$\frac{d^2 h}{dS^2} = \frac{K \left[ \frac{1}{R} (R^2 + K^2) \cos \frac{S}{R} - K \cos^2 \frac{S}{R} - K \right] \text{tg } i}{\left( R^2 + K^2 - 2RK \cos \frac{S}{R} \right)^{3/2}} = 0. \quad (21)$$

Отсюда, имея в виду  $R \gg K$ , получим

$$S = R \arccos \frac{K}{R}. \quad (22)$$

Подставляя выражение (22) в (19), находим максимальный угол наклона границы раздела вдоль дугового профиля:

$$\psi = \text{arctg } \frac{K \text{tg } i}{R}. \quad (23)$$

Следует отметить, что в точках  $S = R \arccos \frac{K}{R}$  величина  $\Delta h$  не равна нулю, так как при  $\Delta h = 0$

$$S = R \arccos \frac{K}{2R}. \quad (24)$$

Несомненно, что ошибки в определении абсолютного глубинного рельефа будут минимальными, если отнести к глубине середину дугового профиля, а не его периферийные части. В сейсмологии абсолютная глубина границы раздела фактически определяется при использовании усредненного продольного годографа значительной протяженности. Получив таким образом в районе дугового профиля усредненную границу и привязав ее к усредненной глубине искомой границы под этим профилем, мы тем самым прак-

тически удовлетворим условию привязки середины профиля к глубине.

Чтобы получить зависимость величин максимальных ошибок в вычислении относительного глубинного рельефа от длины дугового профиля  $S$  и эпицентрального расстояния  $R$  при известном  $K$ , поместим середину профиля в точку с координатами  $R$  и  $\arccos \frac{K}{R}$ . Отсчитав длину вдоль дугового профиля от этой точки по часовой стрелке, можно записать

$$\delta h = \pm \left[ \sqrt{R^2 + K^2 - 2RK \cos \left( \arccos \frac{K}{R} - \frac{S^*}{2R} \right)} - R \right] \cdot \operatorname{tg} i, \quad (25)$$

где длина дугового профиля  $S^*$  изменяется в пределах полукруга.

При  $S \geq \pi R$  ошибки максимальны и вычисляются по формуле. Имея в виду замечания, относящиеся к выражениям (22) и (24), а также то, что при  $S^* = 0$  величина  $\Delta h$  должна быть равна нулю, из равенства (25) вычтем значение в точке с координатами  $R$  и  $\arccos \frac{K}{R}$ , т.е.  $[\sqrt{R^2 - K^2} - R] \cdot \operatorname{tg} i$ .

Тогда получим

$$\delta h = \pm \left[ \sqrt{R^2 + K^2 - 2RK \cos \left( \arccos \frac{K}{R} - \frac{S^*}{2R} \right)} - \sqrt{R^2 - K^2} \right] \operatorname{tg} i. \quad (26)$$

Погрешности, возникающие при построении карты изоглубин исследуемой границы вследствие неточного определения положения эпицентра землетрясения, можно вычислить, умножив выражение (26) на  $\operatorname{tg} i$ :

$$\delta l = \pm [N] \operatorname{tg}^2 i,$$

где

$$N = \left[ \sqrt{R^2 + K^2 - 2RK \cos \left( \arccos \frac{K}{R} - \frac{S^*}{2R} \right)} - \sqrt{R^2 - K^2} \right]. \quad (27)$$

Таким образом, изолинии глубин исследуемой границы для данной упругой модели при погрешности в определении эпицентра  $\pm K$  должны быть представлены полоской шириной  $\pm \Delta l$  в зависимости от величин  $S^*$  и  $R$ , а в вертикальной плоскости  $\pm \Delta h$ . Следует иметь в виду, что при учете сейсмического сноса значения  $\pm \Delta h$  и  $\pm \Delta l$  переносятся в направлении к эпицентру и приписываются изолиниям глубин или, что то же самое, значениям  $H_b$ ,  $\varphi_b$  и  $\lambda_b$  при дискретных определениях МСА.

На рисунке 8 б в параметрическом виде показана зависимость  $N$  от  $R$  и  $K$  для профилей малой длины ( $0 < S^* \ll \pi R$ ). При задан-

ном эпицентральной расстоянии  $R$ , длине дугового профиля  $S^*$  и погрешности в определении эпицентра землетрясения  $\pm K$  умножением величины  $N$  на  $\operatorname{tg} i$  или  $\operatorname{tg}^2 i$  можно вычислить ошибки  $\pm \delta h$  и  $\pm \delta l$ .

Как и следовало ожидать, если к обработке привлечена запись землетрясения, эпицентр которого вычислен с погрешностью  $\pm K$ , то ошибки  $\pm \delta h$  и  $\pm \delta l$  будут тем меньше, чем меньше длина дугового профиля или расстояние между сейсмическими станциями по сравнению с эпицентральной расстоянием.

Следовательно, при  $R \gg K$  ошибки  $\pm \delta h$  и  $\pm \delta l$  будут максимальными, если вычисленный эпицентр окажется смещенным относительно истинного в направлении простирания профиля. Когда же он смещен в направлении, перпендикулярном профилю, то даже при  $S^* = \pi R$  ошибки  $\delta h$  и  $\delta l$  будут в два раза меньше максимальных при одинаковых значениях  $K$ . Это свидетельствует о том, что при выборе дуговых профилей или расстояний между определяющими (крайними) станциями и эпицентров землетрясений желательно, чтобы малая ось эллипса рассеяния вероятного положения эпицентра была направлена по простиранию профиля. В реальных условиях при относительно близком расположении регистрирующих станций (до 100 км) величина погрешности измеряется единицами километров.

#### Влияние негоризонтальности границы на точность вычисления пространственных координат преломляющих площадок

Рассмотрим три основных варианта негоризонтальности преломляющей площадки  $M'$  изучаемой границы  $M$  (рис. 9):

1. Преломляющая площадка наклонена к горизонту под углом  $\alpha$  и параллельна направлению эпицентр—станция. На рис. 9 а плоскость чертежа перпендикулярна этому направлению.

Имея в виду, что время прихода упругой волны на сейсмическую станцию  $B'$  при изменении величины угла  $\alpha$  сохраняет свою величину (т. е.  $AB' = DB'$ ), можно записать:

$$\delta h = -H(1 - \cos \alpha) \quad (28)$$

$$\delta l = \pm H \sin \alpha.$$

Как видно из уравнения (28), величина  $\delta h$  при  $\alpha = \pm \alpha$  имеет отрицательный знак, а  $\delta l$  меняет знак на обратный при изменении направления падения границы. В этом случае величины  $\delta h$  и  $\delta l$  не зависят от скорости распространения упругой волны. Характер изменения величин  $\delta h$  и  $\delta l$  (в процентах к  $H$ ) в зависимости от величины  $\alpha$  показан на рисунке 9а.

2. Преломляющая площадка наклонена в сторону эпицентра, т. е. воздымается по направлению распространения волны. В этом случае волна распространяется (рис. 9. б) в нижней среде вдоль

границы со скоростью  $V_2$  (отрезок  $A'D$ ) и преломляется в верхнюю среду под углом

$$i = D^i DB' = \arcsin \frac{V_1}{V_2},$$

где  $V_1$  — скорость распространения волны в слое  $M'N$ .

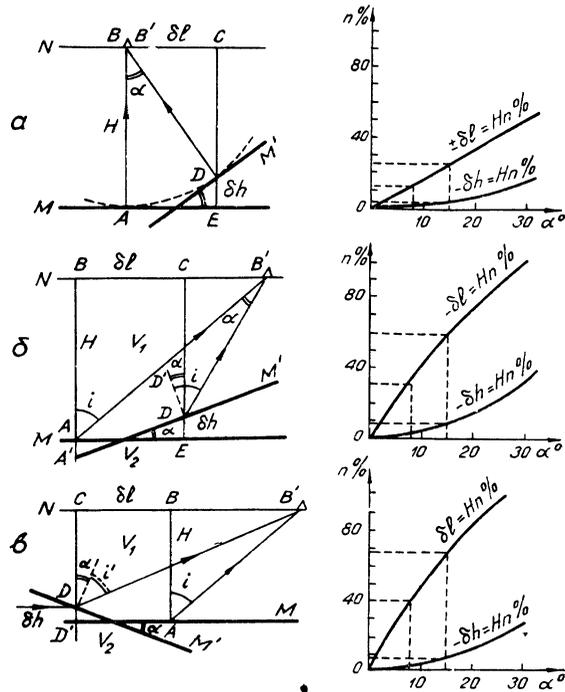


Рис. 9. Влияние на точность вычисления глубины залегания границы  $M$  в случае ее негоризонтального положения.

$a, b, v$  — варианты залегания преломляющей границы;  $N$  — поверхность наблюдения;  $M$  — горизонтальная площадка изучаемой границы;  $M'$  — возможное положение этой площадки;  $H$  — глубина залегания площадки  $M$ , вычисленная методом МСА;  $AB$  и  $DB'$  — проекции на плоскость чертежа лучей волн в слое  $MN$ ;  $CD$  — глубина площадки  $M'$  с учетом сейсмического сноса;  $\delta h$  и  $\delta l$  — отклонения площадки  $M'$  по глубине и в плане от площадки  $M$ .

Тогда, начиная отсчет времени от линии  $AA'$  и имея в виду условие сохранения времени прихода волны на станцию  $B'$ , получим:

$$\frac{AB'}{V_1} = \frac{A'D}{V_2} + \frac{DB'}{V_1},$$

где  $AB'$  — трасса луча в слое  $MN$  при преломлении его горизонтальной границей,  $DB'$  — то же, в случае наклонной границы.

Из геометрических представлений согласно чертежу находим:

$$\frac{H}{V_1 \cos i'} = \frac{\delta l}{V_2 \cos \alpha} + \frac{H \operatorname{tg} i - \delta l}{V_1 \sin(i-\alpha)}.$$

Решая это уравнение, получаем

$$\delta l = H \cdot C,$$

где

$$C = \frac{\cos \alpha [\sin(i-\alpha) - \sin i]}{\cos i [\sin i \cdot \sin(i-\alpha) - \cos \alpha]}.$$

Аналогично находим:

$$\delta h = AB - CD = H - \frac{(H \operatorname{tg} i - \delta l) \cos(i-\alpha)}{\sin(i-\alpha)}. \quad (30)$$

Отсюда  $\delta h = HE$ ,

где

$$E = 1 - (\operatorname{tg} i - C) \cdot \operatorname{ctg}(i - \alpha).$$

Зависимости (29) и (30) изображены графически на рисунке 9 б. В этом варианте положения наклонной границы обе величины  $\delta h$  и  $\delta l$  имеют отрицательный знак, т. е. указывают на завышение глубины ее залегания и величины сейсмического сноса, а в пунктах, для которых по МСА вычисляются глубины, граница МСА оказывается завышенной.

3. Преломляющая площадка наклонена в сторону станции, т. е. погружается в направлении распространения волны (рис. 9 в). Тогда

$$\frac{DB'}{V_1} = \frac{D'A}{V_2} + \frac{AB'}{V_1}.$$

Только в этом случае «волна проникания», распространяющаяся в нижней среде в горизонтальном направлении со скоростью  $V_2$ , преломится в слой  $M'N$  по закону Снелиуса под углом

$$i' = \arcsin(\sin i \cdot \cos \alpha).$$

Тогда, следуя геометрическому построению рис. 9 в, получим

$$\frac{\delta l + H \operatorname{tg} i}{V_1 \sin(i'+\alpha)} = \frac{\delta l}{V_2} + \frac{H}{V_1 \cos i'}.$$

Из этого уравнения находим

$$\delta l = H \cdot C', \quad (31)$$

где

$$C' = \frac{\sin(i'+\alpha) - \sin i}{\cos i [1 - \sin i \cdot \sin(i'+\alpha)]}.$$

Аналогично

$$\delta h = AB - CD = H - (H \operatorname{tg} i + \delta l) \operatorname{ctg}(i + \alpha).$$

Отсюда

$$\delta h = H \cdot E', \quad (32)$$

где

$$E' = 1 - (\operatorname{tg} i + C') \operatorname{ctg} (i + \alpha).$$

Графически зависимости (31) и (32) показаны на рисунке 9 в. Величина  $\delta h$ , как и в предыдущих случаях, имеет отрицательный знак и указывает на занижение глубины в пункте, определенном методом МСА. Величина  $\delta l$  положительна и прибавляется к величине сейсмического сноса.

Очевидно, что положение реальной границы раздела в земной коре можно представить комбинацией рассмотренных нами вариантов. Во всех случаях, за исключением горизонтального залегания границы, величины  $\delta h$  и  $\delta l$  растут с увеличением модуля угла наклона  $\alpha$ . При этом  $\delta h$  сначала растет медленно, затем быст-

грешность в определении глубины залегания границы (на рисунке  $MM'$ ) при  $\alpha=8^\circ$  незначительны и лежат в пределах ошибок сейсмологических наблюдений (пунктирные линии)  $\pm 3$  км.

На рисунке 9 справа эти пределы изменений величин  $\delta h$  и  $\delta l$  показаны пунктирными линиями.

Сопоставление «истинной» границы с построенной методом МСА получено способом геометрической сейсмоки (рис. 9 в) и проверено ультразвуковым моделированием (Уломов, 1966). Как видно, в большей степени искажаются (занижается глубина) участки подъема границы, в меньшей — участки погружения, и практически не искажаются горизонтально залегающие площадки (стрелками показано направление движения упругой волны). В целом же картина глубинного рельефа восстанавливается достаточно надежно. В реальных условиях применение статистики и ЭВМ позволяет получить достоверные результаты. И наконец, применение метода последовательных приближений после получения предварительной картины глубинного рельефа и определения в нулевом приближении углов наклона границы в том или ином месте дает возможность добиться с помощью ЭВМ еще большей сходимости.

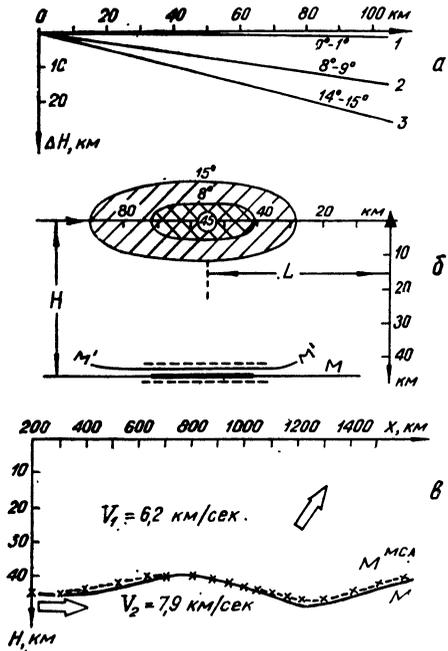


Рис. 10. Величины максимальных углов наклона границы Мохоровичича (а) в платформенных (1) районах и областях палеозойской (2) и альпийской (3) складчатости; б, в — погрешности, вносимые в построения границы  $M$  методом МСА.

ро, а  $\delta l$  — наоборот, с увеличением  $|\alpha|$  несколько убывает.

Для того, чтобы определить пределы изменения  $\alpha$ , обратимся к рисунку 10 а, где показаны максимальные углы наклона подошвы земной коры в платформенных (1) районах и областях палеозойской (2) и альпийской (3) складчатости. Исследования показывают, что даже в районах с резко дифференцированным глубинным рельефом (Памир и островные дуги) углы наклона границы Мохоровичича не превышают в среднем  $14-15^\circ$ . Углы наклона подошвы земной коры в области палеозойской складчатости равны  $8-9^\circ$ . Для Средней Азии исключение составляет, по-видимому, лишь район центральной части Чаткальского хребта, толщина земной коры которого приближается к толщине коры альпийских структур.

При  $\alpha=8^\circ$  погрешность в определении координат площадки варьирует в пределах  $\pm 5$  км в поперечном по отношению к линии эпицентр—станция направлении и в пределах  $\pm 15$  км вдоль него. При  $\alpha=15^\circ$  эти величины повышаются примерно в два раза. По-

### Глава III

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОКА СРЕДНЕЙ АЗИИ

### Взгляд на тектонику окружающей территории

Район наших исследований расположен между 36—45° с. ш. и 63—80° в. д. Однако для лучшего понимания тектоники изучаемого региона мы рассмотрим более обширную территорию. Это западная часть Центральной (или Высокой) Азии, включающая в себя, кроме Памира и Тянь-Шаня, высокогорные сооружения Гиндукуша, Каракорума, Кунь-Луня и Гималаев, Тибетское нагорье, пустыни Такла-Макан и Кызылкумы, а также северную часть полуострова Индостан.

Средняя Азия — одна из наиболее сейсмоактивных областей страны — характеризуется сложным геологическим строением, высокой современной мобильностью земной коры и сильно расчлененным рельефом с чередующимися горными хребтами и крупными межгорными впадинами (рис. 11). Северная ее часть образована Тянь-Шанем, южная — Памиром. Тянь-Шань, в свою очередь, делится на Северный, окаймленный с юга хребтами Терской-Алатау, Таласским и Каратау, Срединный (или Центральный), ограниченный на юге Ферганской долиной, и Южный (или Алай) — хребты Туркестанский, Зарафшанский, Алайский, Гиссарский и Кокшаалтау.

Памир, отделенный от Тянь-Шаня узкой Алайской долиной, также делится на три части: Северный, связываемый большинством исследователей с горными сооружениями Кунь-Луня, Южный, который рассматривается как система Гиндукуш—Памир—Каракорум и Центральный, заключенный между ними.

Территория Средней Азии отличается исключительной правильностью очертаний горных сооружений и равнинных пространств. Туранская низменность имеет почти идеально квадратную форму с равномерно размещенными на ней параллельными друг другу и вытянутыми на северо-запад хребтами (Каратау, Нуратау, Тамдытау, Копетдаг). Дугообразный и плавный разворот этих хребтов на северо-восток выпуклостью к югу, неожиданное подобие юго-западных горных ответвлений Чаткала и Гиссара на западных окраинах Тянь-Шаня, отгородивших две крупные межгорные впа-

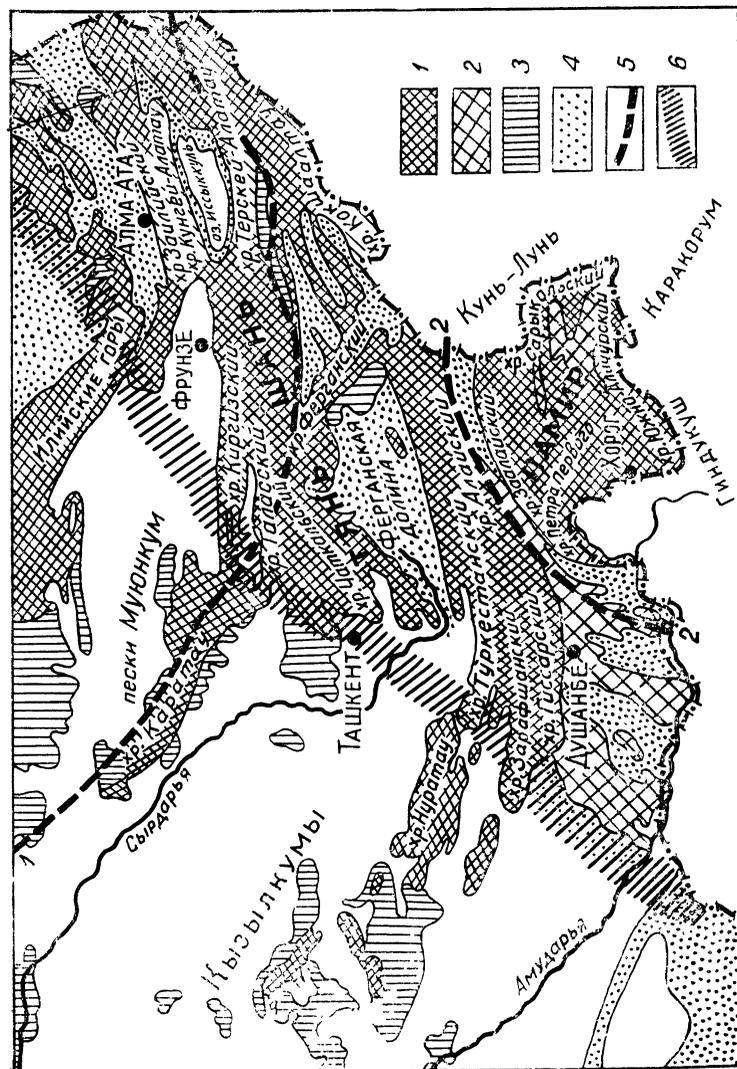


Рис. 11. Морфоструктурная схема горной части Средней Азии.

1 — палеозойские складчатые образования на поверхности; 2 — мезозойские и палеогеновые складчатые образования на поверхности; 3 — мезозойские и палеогеновые платформенные образования на поверхности; 4 — зоны неоген-кватернерово-го глубокого опускания; 5 — главные структурные границы между каледонским и герцинским Тянь-Шанем (1—2) и альпийским Памиром (2—3); 6 — северо-западная граница области тектонической активизации.

дины — Ферганскую и Афгано-Таджикскую, симметричность дугам Тянь-Шаня дугообразно вогнутых к северу хребтов Памира — вот далеко не полный перечень «чудес» рельефа земной поверхности Средней Азии.

Не случайно этот район Земли издавна привлекал к себе многих исследователей. Начиная с А. Гумбольдта (1843), Ф. Рихтгофена (1877), И. В. Мушкетова (1881) и кончая исследованиями сегодняшних дней, тектоника и геологическое строение этого сегмента Земли освещаются все с новых и новых позиций.

Тектоника рассматриваемой территории и особенно Памира и Тянь-Шаня широко и разносторонне представлена в геологической

литературе. Однако из-за многочисленных противоречий во взглядах исследователей на интерпретацию того или иного фактического материала сделать даже общее описание оказалось весьма трудным. Значительные сложности в по-

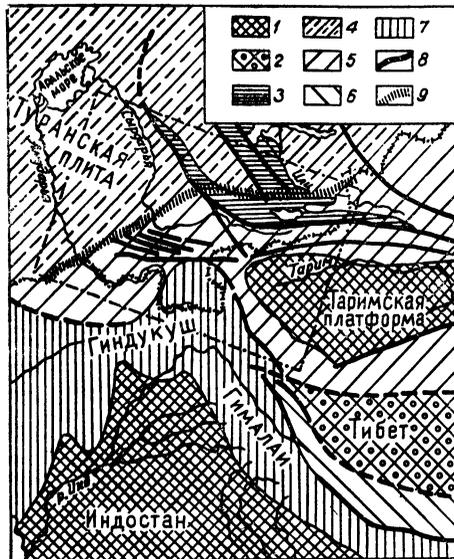


Рис. 12. Схема расположения района исследований.

1—докембрийские Индийская и Таримская платформы; 2—Тибетский срединный массив с мезозойским покровом; 3—область каледонской складчатости; 4—эпигерцинская платформа (Туранская плита); 5—эпиplatformенный ороген; 6—область мезозойской складчатости; 7—область альпийской складчатости; 8—глубинные разломы; 9—граница между Туранской плитой и эпиplatformенным орогеном. Штрих-пунктиром показан район исследований. Геологические данные приведены по тектонической карте Евразии (ред. акад. А. Л. Яншин, 1966)

нимании литературных источников, в первую очередь, создает неоправданное обилие в них геологических терминов, сложнейших по конструкции, но зачастую носящих одинаковое смысловое содержание. Крайне неудовлетворительно практически полное отсутствие количественных оценок конкретных процессов или явлений деформирования земной коры.

Ниже рассмотрим тектонические особенности и взаимосвязь геоструктур Высокой Азии и их возможное влияние на тектонику Памиро-Тянь-Шаня.

Рассматриваемая территория зажата между крупными блоками (вернее плитами) консолидированной в разное геологическое время земной коры: на севере и западе это Центрально-Казахстанский щит и Туранская плита Урало-Сибирской платформы; на востоке — Таримская и на юге — Индийская платформа (рис. 12).

Тектоническая природа внутриконтинентальных мобильных поясов, к каковым относится и Высокая Азия, весьма своеобразна

и различными исследователями трактуется по-разному. Одни считают их современными, вновь заложенными геосинклинальными структурами (Архангельский, 1941; Петрушевский, 1955; и др.), другие — возрожденными геосинклиналями (Хаин, 1964; и др.), третьи отождествляют развитие внутриконтинентальных мобильных поясов с особой, послеplatformенной, фазой развития континентальной земной коры (Белоусов, 1962; Шульц, 1948, 1959; и др.).

По мнению В. В. Белоусова (1962), внутриконтинентальная новейшая активизация земной коры несопоставима с геосинклинальным режимом и ее следует рассматривать как самостоятельное, своеобразное тектоническое явление. Другие же, наоборот, усматривают сходство неотектоники Азиатского мобильного пояса и океанических островных дуг (Апродов, 1964; Кузнецов, 1963; Суворов, 1968; и др.), которые обычно рассматриваются как молодые геосинклинальные области, развивающиеся в настоящее время (Горячев, 1960, 1962; Белоусов, Рудич, 1960; Васильковский, 1963; и др.). Одна из первых попыток нахождения древних «ископаемых» дуг в нашей стране принадлежит П. Н. Кропоткину (1950), по мнению которого антиклинории Центрального Казахстана в раннем палеозое «несомненно, очень напоминали современные вулканические островные дуги».

Поиск сходства и установление генетической связи между развивающимися в настоящее время островными дугами и их реликтами в глубине континентов становится наиболее актуальным в связи с зарождением сейчас новой глобальной теории неомобилизма или плитовой тектоники.

Автор причисляет себя к сторонникам мобилизма и считает, что во многих случаях возникновение областей тектонической активизации — следствие горизонтального воздействия упроченных (консолидированных) блоков земной коры на более подвижные (пластичные) ее участки.

#### Платформенные области

Индийская докембрийская платформа начала развиваться в нижнем протерозое (более 0,5 млрд. лет назад) и оставалась относительно стабильной во все последующие геологические эпохи (Wadia, 1949; Кришнан, 1954; и др.).

Новейшие тектонические движения, возникшие около 30 млн. лет назад в олигоцене, Индийский полуостров затронули слабо, распространившись в виде незначительных поднятий на обширные территории Индостана. Наибольшее поднятие испытала центральная часть полуострова, где образовались Деканское плато и сводово-глыбовые поднятия по его окраинам. В южных районах появились горстовые структуры. В результате опускания сопредельных участков дна морей на них накопились значительные толщи молодых отложений, а прибрежные районы полуострова местами по-

крылись водой. Дифференцированные тектонические движения, создавшие перечисленные подвижные зоны, продолжают и в современную эпоху. Об этом свидетельствуют молодой рельеф горных хребтов и возникновение крупных местных землетрясений (Губин, 1971).

А. Гансер (1965, 1967) возрождает идею Э. Аргана (1935) о сближении и противодействии континентов Евразии (Ангарида) и Индо-Африки (Гондвана). Используя новейшие геологические данные, А. Гансер приходит к заключению, что движение к северу Индийской платформы послужило причиной образования всего памирского и Тянь-Шанского сгущивания хребтов и конфигурации их простираний. Поддвижение же Индостана под Гималаи создало не только эту высокогорную цепь, но и поднятие Тибета. О влиянии узкого Джаламского клина Индостана на сооружения, расположенные к северу вплоть до современного Казахстана, писали Д. Н. Вадиа (1938—1963), Ф. Космат (1936), Д. И. Мушкетов, Д. С. Наливкин и др. На подобное горизонтальное перемещение Индостана по отношению к Азии указывают и другие зарубежные и советские исследователи, занимающие мобилистические позиции (И. Е. Губин, П. Н. Кропоткин, С. А. Захаров и др.). По результатам палеомагнитных и палеогеографических исследований (Храмов и др., 1965; Кропоткин, 1964; и др.), только за последние 20 млн. лет Индостан переместился к северу более, чем на 2000 км (скорость движения  $> 10$  см/год). И наконец, примечательно высказывание В. Е. Хаина, никогда ранее не занимавшего позиции мобилизма: «Параллельно с накоплением принципиально новых геофизических и геологических данных по океанам были получены некоторые материалы и по континентам, которые принесли подтверждение концепции о существовании до начала юры единого суперконтинента Гондваны и его вероятном распаде в процессе дрейфа континентов» (Хаин, 1972).

Противники больших горизонтальных перемещений в качестве одного из доказательств нереальности таких движений земной коры и литосферы приводят довод о существовании глобальной системы разломов (линеаментов), общих для континентов и океанов. В частности, называют линеамент, выраженный в Индийском океане хребтами Чагос, Мальдивским и Лаккадивским, и якобы уходящий через Индостан, Памирское сгущивание, Центральный Казахстан, Западно-Сибирскую платформу к Северному Ледовитому океану. Наличие протяженных линеаментов как бы исключает возможность представлений о дрейфе материков и, по мнению В. Е. Хаина, является хотя и серьезным аргументом против мобилизма, но не непреодолимым. Так, совершенно не исключается возможность перемещения к северу плиты литосферы Индостана вдоль этих линеаментов, играющих в этом случае роль направляющих линейных глубинных разломов. Говорят также о «просвечивании» подастеносферных разломов сквозь литосферу движущихся континентов и океанов и т. д.

Таримская платформа (или плита), на западе разделяющая Тянь-Шань и Кунь-Лунь, так же, как и Индийская, докембрийского возраста. Тарим — это область умеренного поднятия, принадлежащая к участкам слабой новейшей тектонической активности (Синицын, 1957, 1959; Резвой, 1964). В центральной части Таримской платформы без заметных нарушений залегают мезозойские и кайнозойские отложения. В предгорных прогибах, расположенных у подножий Тянь-Шаня и Кунь-Луны донеогеновая поверхность погружается до глубины 3000 м, несколько подвигаясь под эти горные сооружения (Резвой, 1962; Беляевский, 1948 и др.). В зоне сочленения Тарима с Тянь-Шанем известна целая система активных в сейсмическом отношении новейших тектонических нарушений, связанных с блоковыми перемещениями фундамента платформы. А. Гансер рассматривает Тарим как древнюю жесткую глыбу, которая своим движением к северу создала изогнутые восточные дуги Тянь-Шаня.

Центрально-Казахстанская и Туранская части Урало-Сибирской платформы, располагающиеся к северу и западу от Тянь-Шаня, сформировались в основном на протяжении палеозоя, после герцинского этапа складчатости (более 200 млн. лет назад). Поэтому эту платформу называют эпипалеозойской или эпигерцинской. Складчатый фундамент, представленный здесь дислоцированными геосинклинальными формациями палеозоя, в пределах платформы залегают на разной глубине. На западе, в равнинной части Узбекистана и Туркмении, он достаточно погружен (до 5—10 км), а мезозойские отложения достигают значительной мощности (Туранская плита); на востоке палеозойский фундамент почти повсеместно выведен на поверхность (Центрально-Казахстанский щит).

Новейшую информацию о тектонике Туранской плиты и Центрально-Казахстанского щита можно найти у И. С. Вольвовского и др. (1966) и Б. А. Петрушевского (1955). В отличие от Индостана и Тарима эпигерцинская платформа Туранской низменности и Центрального Казахстана отнесена к категории «молодых» платформ. На них в противоположность древним широко распространены линейные выходы складчатого фундамента. Наиболее крупным из них в пределах Урало-Сибирской платформы является Урал. Сравнительно меньшие — цепь Кызылкумских палеозойских горных массивов (Каратау, Нуратау и др.) — расположены на территории Средней Азии.

На юге Туранская плита граничит с областью альпийской складчатости, на северо-востоке — с Центрально-Казахстанским щитом, а на севере через Кустанайскую седловину соединяется с Западно-Сибирской плитой. На востоке она сливается с Западно-Тянь-Шаньской эпиплатформенной орогенной областью. Единого мнения о границе между этими структурами не существует. Одни исследователи (Резвой, 1962; Таль-Вирский, 1964; Борисов, 1964) считают ее довольно четко выраженной в виде системы глубинных

разломов, оконтуривающих западные отроги Тянь-Шаня. Другие (Рыжков, 1962; Рыжков, Давлятов и др., 1965) отрицают наличие здесь резкой границы и причисляют к орогену Кызылкумские возвышенности.

Интенсивный процесс трещинообразования на поверхности земли в Кызылкумах и высокая сейсмичность восточной части Туранской плиты указывают на то, что значительная часть Туранской плиты активно вовлечена в современные движения (Каржаув, Уломов, 1966; Уломов, Ибрагимов, Безродный, 1971; Уломов, 1971, 1972, 1973; и др.).

### Складчатые области

В морфологическом плане высокогорное поднятие Центральной Азии представляет собой, по выражению Д. П. Резвого (1964), выдвинутую на большую высоту плосковерхую глыбу с поднятыми краями (Гималаи, Памир, Кунь-Лунь) и несколько опущенной средней частью (Тибет). В пределах Тибета высота рельефа меняется в интервале 5000—6000 м, а в Гималаях достигает максимальных значений (Джомолунгма — 8848 м).

Гималаи — это узкое и вытянутое в виде дуги более чем на 2000 км высокогорное поднятие, оконтуривающее Центральную Азию с юга. По данным А. Гансера и других исследователей (Кришнан, 1954; Wadia, 1949), оно почти со всех сторон окружено областями иного геологического строения. Исключение составляет юго-западная часть, связывающая Гималаи с Индостаном. По мнению А. Гансера (1965), только небольшая часть этого горного сооружения образовалась из геосинклинали, а в основном оно возникло из активизированной области Индийского щита, т. е. скорее тем же породами, что и докембрийская Индийская платформа.

К подобным заключениям приходят и некоторые советские исследователи (Синицын, 1955; Резвой, 1964, 1964; Бархатов, 1964). Поддерживая мнение А. Гансера о негеосинклинальном происхождении Гималаев, Д. П. Резвой считает, что при анализе вопроса о происхождении следует говорить не об «альпийской орогении», а об эпохе новейшего горообразования, захватившего ту часть азиатского материка, куда входят и Гималаи.

Одним из важнейших разрывных нарушений Гималаев является Главный пограничный разлом (Main Boundary Fault), отчетливо прослеживающийся на всем протяжении предгорий со стороны Индостана. Это крутопадающий к северо-востоку взброс, по которому древние толщи надвинуты на молодые отложения предгорных прогибов Индийской платформы (Middlemiss, 1890; Medlicott, 1864; Griesbach, 1891; Laczi, 1907; Heim, Gansser, 1939 и др.). Некоторые исследователи, в том числе А. Гансер, считают, что плоскость этого разрыва на глубине существенно выполаживается, создавая огромный шарьяж протяженностью в сотни километров.

Другое крупное тектоническое нарушение с явно выраженными

чертами глубинного разлома — структурный шов Инда, отделяющий Гималаи от Каракорума. Этот разлом прослеживается вдоль северных границ Гималаев на протяжении более двух тысяч километров.

Толщина земной коры в Гималаях, по А. Гансеру (1967), 35—40 км, а глубина залегания очагов землетрясений не превышает 30 км. По данным других исследователей (Резвой, 1964), толщина коры здесь не менее 70 км. Такое разногласие, по-видимому, объясняется отсутствием необходимой информации о глубинном строении. В то же время А. Гансер (1967) считает, что ...«среди горных цепей Азии Гималаи выделяются таким перемещением по надвигам, которое указывает на сокращение земной коры на 400 км в плане». Тибетская зона Гималаев (или зона Тетиса), по мнению А. Гансера, не создавалась в геосинклинальных условиях. Палеозойские и мезозойские образования здесь близки скорее к платформенным и если в палеозое-мезозое существовала геосинклиналь, то она целиком оказалась погребенной между Тибетом и Гималаями. При этом А. Гансер указывает на наличие структурного шва Инда.

Тибет во многих отношениях напоминает Таримскую платформу, отличаясь от нее общей приподнятостью, возникшей на новейшем этапе развития (Синицын, 1959; Резвой, 1964). Высотные отметки колеблются здесь в пределах 5—6 км, а в отдельных местах достигают 7 км. С севера Тибетское нагорье оконтуривается высокогорной зоной Кунь-Луни, с юга — дугой Гималаев, а на северо-западе переходит в поднятие хребтов Каракорум—Памир—Гиндукуш. А. Гансер, являясь сторонником мобилизма, придает большое значение горизонтальным движениям земной коры и считает причиной поднятия Тибета так же, как и собственно Гималаев, значительное поддвижение под них Индийского щита.

Гиндукуш, южная часть Памира, Каракорум являются крупными поднятиями Высокой Азии. Они представлены дугой, имеющей общее «гималайское» простираение, но выпуклой в противоположную сторону (на северо-восток). Это горное сооружение несколько уступает Гималаям по высоте, но почти в два раза превосходит по ширине. Гиндукуш-Каракорумская дуга возникла в результате «стремления» (по Гансеру) материка Гондваны к северу и отделяется от расположенных южнее Гималаев системой глубинных разломов.

В строении пояса главная роль принадлежит геосинклинальному комплексу отложений верхнего палеозоя и мезозоя. Почти всюду на поверхность выходит допалеозойский кристаллический фундамент. Западная часть пояса (Гиндукуш) известна сейсмологам как «гнездо» глубоких очагов землетрясений. Глубина залегания гипоцентров достигает здесь 250—300 км, в то время как на остальной территории Средней Азии они расположены, как правило, в пределах «гранитного» слоя земной коры (Уломов, 1966).

Существенно, что подкоровые очаги землетрясений встречаются и у восточного окончания Гималаев, а также в других аналогичных

по глубинному строению и характеру деформирования земной коры районах альпийской складчатости (например, Западные Карпаты).

Памиро-Тянь-Шаньский ороген характеризуется специфическим структурным планом и историей геологического развития, тесно связанной со всей Высокой Азией. По выражению Д. И. Мушкетова, «стиснутая между двумя древними жесткими массами Индии и Сибири, пластичная «ороговая» полоса среднеазиатских и гималайских цепей, все более сужающаяся и сжимаемая на протяжении всей геологической истории, от кембрия и до наших дней, испытывает наибольшее на Земле измятие и нагромождение между меридианами 70 и 74°, где теснейшим образом сходятся и южно-тяньшаньские — алайские цепи, и китай-куньлуньские и индогималайские, создавая тем самым поистине «крышу мира» или «пуп Земли» — Памир» (Мушкетов, 1936).

О сближении и взаимодействии Ангариды и Гондваны в результате горизонтальных перемещений земной коры писали Д. В. Наливкин, Д. Н. Вадиа, Ф. Космат, Г. Штилле и др. Для объяснения дугообразного строения Памира и Тянь-Шаня, и прежде всего, направленности дуг выпуклостью навстречу друг другу создавались представления о дифференцированности горизонтальных движений. В частности, Д. В. Наливкин считал, что движение Ангариды к югу закончилось в палеозое, а в мезозое-кайнозое господствовало только движение Гондваны к северу.

О движении к северу Сибирской платформы высказываются Ю. М. Шейнманн (1964) и С. А. Захаров (1971), объясняя причину разновозрастности поясов Тянь-Шаня прохождением оболочки литосферы над фиксированными «мантийными поясами», и периодической ее «зонной плавкой». Аналогичная направленность перемещения Сибирской платформы вычислена по палеомагнитным данным (Храмов, 1965; и др.).

Наконец, поиски доказательств сходства между дугообразностью структур Азиатского мобильного пояса и современными океаническими островными дугами (П. Н. Кропоткин, В. А. Кузнецов, В. А. Апродов, А. И. Суворов и др.), несомненно, внесли живую струю в представления об эволюции земной коры. Эти исследования перекликаются с возникновением неомобилистских гипотез и, прежде всего, таких, как плитовая тектоника.

Итак, земная кора, вернее вся литосфера Высокой Азии, судя по геологическим, сейсмическим и другим геофизическим данным, испытывает колоссальное тангенциальное сжатие, существенным образом определяющее формирование прилегающих геоструктур и, в первую очередь, Памира и Тянь-Шаня. Активные сжимающие усилия действуют главным образом со стороны Индийской докембрийской платформы и направлены с юга на север.

Гималайская высокогорная дуга, возродившаяся в неоген-четвертичное время в результате новейших тектонических движений, уже в начале мезозоя (более 200 млн. лет назад), по-видимому, представляла собой океаническую островную дугу, подобную

смежной с ней современной дуге островов Суматра и Ява и другим островным дугам западного побережья Тихого океана. Об этом свидетельствуют не только черты тектонического сходства, но и реликтовые сейсмогенные области очагов подкорковых землетрясений, расположенные по краям Гималайской дуги. Существенным является и то, что сейсмоактивная дуга островов Суматра и Ява как бы вырождается в сейсмическом отношении по мере приближения к месту сопряжения с ныне континентальной дугой Гималаев. В этом направлении постепенно исчезают очаги глубоких (более 300 км) землетрясений, но увеличивается число внутрикорковых и сохраняются очаги с промежуточной глубиной залегания (менее 300 км). Иными словами, наблюдается постепенное преобразование океанической островной дуги в дугу внутриконтинентального мобильного пояса.

Следуя представлениям о плитовой тектонике, можно говорить о поддвижении на протяжении, по крайней мере, мезозоя и значительной части кайнозоя под Гималайскую островную дугу тонкой океанической литосферы Тетиса, нагруженной индийским континентальным «осколком» Гондваны. Во второй половине кайнозоя Индийский докембрийский материк, перемещавшийся вместе с океанической плитой, приходит в соприкосновение с Гималайской океанической дугой. В результате продолжающегося поддвижения нижней части океанической литосферы и сохранения на поверхности относительно «легкого» Индийского материка происходит интенсивное тангенциальное сжатие земной коры и нагромождение горных сооружений Гималаев и всей Высокой Азии.

Соприкосновение и взаимодействие материковой коры Индийской и Евразийской плит, по-видимому, и является началом новейшей тектонической активизации, которая не укладывается в представления о геосинклинальном развитии континентальной коры и складкообразовании.

### Основные черты деформирования земной коры Средней Азии по геологическим данным

Восточная часть Средней Азии включает в себя горные системы Тянь-Шаня, Алая и Памира, которые, в свою очередь, состоят из ряда хребтов и крупных межгорных впадин. Горный рельеф, созданный в результате новейших тектонических движений, в плане представлен крупными дугообразными складками. На Тянь-Шане складки обращены выпуклостью к югу, на Памире дуги складок вогнуты к северу. Хребты Тянь-Шаня сложены главным образом сильнодислоцированными палеозойскими породами. В строении Памира, развивавшегося в альпийское время, помимо палеозойских и протерозойских пород, участвуют также мезозойские отложения (рис. 13).

Многочисленные разрывы горных пород разнообразны по величине: от крупнейших, осложняющих соотношения антиклинальных



земной коры в пределах современных материков, начиная с позднего архея, т. е. за последние 2 млрд. лет, в прогрессивном разрастании областей платформенной консолидации за счет геосинклинальных подвижных поясов: «Именно в силу этой закономерности наблюдается постепенное омоложение возраста складчатых зон по мере движения от древних, позднеархейских ядер консолидации к периферии современных материков»...

В. И. Попов (1938—1964) не поддерживает сторонников мобилизма и считает, что наблюдаемое омоложение структур связано с миграцией на юг фронта тектогенеза. Им же создана так называемая «ядерная теория развития земной коры».

В. Н. Огнев (1959), стоящий на позициях мобилизма, отрицает возможность наращивания ядер и, наоборот, признает распад платформ и т. д.

Д. В. Наливкин (1926) первым разработал представление о последовательной миграции тектогенеза к югу. Он писал: «Складчатые зоны постепенно наращивали Ангарский материк и, припаяваясь к нему, теряли свою пластичность». В Средней Азии Д. В. Наливкин выделяет северные, центральные и южные дуги: каледонский и герцинский Тянь-Шань и Памир, переживший киммерийскую и альпийскую складчатости. Идея Д. В. Наливкина о наращивании древних платформ были поддержаны многими известными тектонистами (А. Д. Архангельский, Д. И. Мушкетов, Ф. Коссмат и др.). Перемещение магматизма к югу и соответственно консолидацию земной коры в этом направлении установил В. А. Николаев (1929—1936). Он определил четкую границу между северными и центральными дугами Тянь-Шаня — линия Николаева (1930, 1933).

Предыстория Памира и особенно Тянь-Шаня тесно связана с историей тектонического развития Туранской плиты, юго-восточная часть которой послужила основой для построения современной высокогорной Средней Азии. В свою очередь, в истории развития Туранской плиты выделяется два основных этапа — формирование складчатого фундамента платформы (геосинклинальный) и ее чехла (платформенный). Первый возник в докембрийское и продолжался в палеозойское время, т. е. длился более 350 млн. лет, второй начался с конца позднего триаса (200 млн. лет назад). К началу палеозойской эры рассматриваемая территория вплоть до древних платформ представляла собой огромную водную поверхность. Среднеазиатское геосинклинальное море, сливаясь с азиатской частью исчезнувшего океана Тетис, отделяло Сибирскую платформу от Индийской. Эпизодические «предварительные» горообразовательные движения создавали временами в областях морского бассейна горные цепи островов и контрасты глубин, после чего снова возобновлялось погружение и накопление осадочных толщ. Представление об этих бассейнах нам дает современная область западного побережья Тихого океана с ее контрастным рельефом и напряженной вулканической деятельностью.

Еще в первой половине палеозоя геосинклинальное развитие завершается в западной части Центрального Казахстана и на Северном Тянь-Шане, испытавших каледонскую складчатость. Здесь возникает ряд антиклинорий и синклинорий, имевших в плане дугообразную форму большой кривизны и представлявших собой часть обширной гористой страны, окаймлявшей Сибирскую платформу. Заключительная стадия геосинклинального развития этого региона характеризовалась образованием на территории каледонид унаследованных прогибов и наложенных впадин.

Интенсивное складкообразование, сопровождающееся магматической деятельностью, способствовало упрочнению земной коры в Северном Тянь-Шане. Область каледонской консолидации уже в то время отделялась от продолжающегося на остальной территории геосинклинального погружения системой широтных и диагональных разломов, совпадающих по простиранию с современной «линией Николаева».

Спустя более 60 млн. лет относительно спокойного погружения земной коры Средней Азии в воды океана и практически полного разрушения и нивелирования каледонских горных сооружений начался новый, герцинский этап горообразования. Герцинский орогенез частично захватывает южный край каледонид, способствует дальнейшему развитию здесь разрывных нарушений и магматической деятельности. На остальной части Северного Тянь-Шаня благодаря каледонскому упрочнению земной коры герцинская складчатость проявилась слабо и заключалась главным образом в разбегании земной коры на глыбы и вулканической деятельности. В это же время в Тянь-Шане намечается ряд структурно-фациальных зон, которые прослеживаются на запад, в Кызылкумы. Обширные площади охватываются процессами гранитизации, формирующими центры консолидации или ядра роста континентальной земной коры.

Продолжающийся более 100 млн. лет герцинский орогенез достигает апогея в последней, позднепалеозойской или тянь-шаньской фазе. В это время вся описываемая территория подвергается интенсивной складчатости и горообразованию, сопровождающимся вулканизмом и метаморфизацией пород. На территории Тянь-Шаня начинают формироваться предгорные прогибы и межгорные впадины, которые на протяжении позднего палеозоя и большей части триаса испытывают погружение, компенсирующиеся значительным накоплением вулканогенных толщ и осадочных отложений. Древний океан Тетис приобретает вид нынешнего Средиземного моря с гористыми островами, полуостровами и перешейками.

Следующая, раннекиммерийская, фаза складчатости возникает в конце триаса, т. е. спустя примерно 20 млн. лет, после тянь-шаньской фазы, и относится уже к мезозойскому орогенезу. Интенсивной складчатости в первую очередь подвергаются отложения, заполнившие в верхнепалеозойское и триасовое время глубокие прогибы земной коры. Складкообразование испытали и при-

разломные участки ранее консолидированной земной коры, вновь превратившиеся в складчато-глыбовые горные сооружения.

Таким образом, на протяжении более 340 млн. лет в палеозое был сформирован складчатый фундамент Туранской плиты.

Образование платформенного чехла с последовательным перекрытием все новых и новых участков фундамента продолжалось в морских и континентальных условиях в юрское, меловое и палеогеновое время, чередуясь с фазами горообразовательных процессов. Среди последних следует отметить позднекеммерийскую фазу складчатости, проявившуюся на границе мелового и юрского периодов и значительно повлиявшую на формирование структурного плана того времени.

Наконец, после длительной (более 30 млн. лет) очередной геосинклинальной стадии погружения земной поверхности под воды палеогенового моря возникает «новейшая тектоническая активизация», захватившая верхний олигоцен, миоцен, плиоцен и весь четвертичный период. На юге Туранской плиты на фоне общего воздымания и размытия территории формируются краевые прогибы альпийской складчатой области. На юго-востоке под напором альпийского пояса смежных геосинклинальных областей создается «эпиплатформенный ороген» современного Тянь-Шаня. Наиболее интенсивное деформирование земной коры происходит в пределах податливого альпийского геосинклинального пояса и вблизи его границ. На месте восточной части океана Тетис поднимаются высокогорные сооружения Центральной Азии и в их числе — Памир. В тектоническую активизацию вовлекаются все новые и новые участки молодой Туранской платформы, которая в это время испытывает медленные колебательные движения, выражающиеся в чередовании общих поднятий и опусканий. В южных и юго-восточных участках плиты, примыкающих к краевым альпийским прогибам и к активизированным орогеническим областям, продолжают накапливаться значительные толщи морских и континентальных отложений. Альпийские движения Памира и Тянь-Шаня измеряются огромными амплитудами. В Средней Азии оживляются и создаются новые разломы, разнообразные по величине и простиранию. Они разбивают кору на блоки и усложняют взаимодействие между ними.

Существенной для наших дальнейших построений особенностью является то, что новейшая тектоническая активизация не сопровождается магматической деятельностью (А. А. Борисов и др.), что, видимо, обусловлено интенсивным тангенциальным сжатием земной коры в эту эпоху.

### Глубинные разломы

Основные представления о разломной тектонике земной коры изложены в работах А. П. Карпинского (1883, 1919 и др.), W. Hobbs (1911), В. А. Обручева (1914), Р. Зандера (1938) и раз-

виты в работах А. В. Пейве (1945, 1958, 1960), Н. С. Шатского (1945—1955), Е. Хиллса (1960), F. Vening—Meinesz (1947), В. Г. Бондарчука (1946, 1961), Дж. Муди, М. Хилла (1960), И. И. Чебаненко (1963), А. И. Суворова (1968) и многих других, включая новейшие исследования планетарных зон дробления земной коры с помощью космической фотографии.

В результате обнаружены интересные и важные особенности в системах разломных деформаций земной коры. В первую очередь, это планетарный характер прямолинейных систем тектонических нарушений (линеаментов), вытянутость их на многие сотни километров и распределение простираний линеаментов преимущественно в двух главных направлениях (азимуты  $35-40^\circ$  и  $305-310^\circ$ ), т. е. симметрично по отношению к оси вращения Земли. Аналогичная диагональная ориентировка структур на других планетах солнечной системы, по мнению некоторых исследователей, указывает на ротационное происхождение значительной части разрывных нарушений. Глобальная трещиноватость внешней оболочки Земли, пронизывающая всю литосферу вплоть до пластичного астеносферного слоя, возможно, и создает своеобразную анизотропию земной коры и верхней мантии, к которой впоследствии и «приспосабливаются» движения плит литосферы. Диагональная система разрывной тектоники была использована некоторыми исследователями либо для полного отрицания дугообразного строения Памиро-Тянь-Шаня (Архипов, 1964; и др.), либо для объяснения вторичного происхождения этих дуг (Чебаненко, 1963; и др.).

На схемах тектоники Тянь-Шаня и Памира выделяется густая сеть самых разнообразных по глубине и протяженности тектонических разрывных нарушений (рис. 14). Мы остановимся на главнейших из них, признанных большинством специалистов и представляющих интерес для сейсмологии. При этом будем рассматривать не отдельные разломы, а целые системы или зоны глубинных разломов, генетически связанных между собой. Ширина их колеблется от 20—30 до 70—100 км, длина измеряется сотнями километров (см. рис. 13).

Северо-Тянь-Шаньская зона разломов — одна из наиболее крупных разрывных структур Южного Казахстана и Северного Тянь-Шаня, (Грищенко, 1964; Попов, Резанов, 1955; Кнауф, 1962; Горячев, 1959; Королев, Туровский, 1958; и др.). Эта зона протягивается вдоль северных подножий Киргизского хребта и Заилийского Алатау и является весьма активной в сейсмическом отношении. Здесь произошли крупнейшие из известных землетрясений Средней Азии: Беловодское 1885 г.; Верненское, 1887 г.; Чиликское 1889 г.; Кебинское 1911 г. и Кеминно-Чуйское 1938 г. В 1971 г. в западной части Северо-Тянь-Шаньской зоны разломов произошло разрушительное Джамбульское землетрясение.

Зона шириной, по-видимому, не больше 50 км характеризуется глубоким заложением и длительным развитием. По данным В. А. Грищенко (1964), время возникновения этих тектонических

нарушений относится к началу палеозойской эры, когда зона разломов выглядела главным образом в виде флексуры. Интенсивный горизонтальный правый сдвиг, видимо, произошел в заключительную фазу каледонского орогенеза и выразился амплитудой в 80—125 км. В. А. Грищенко считает, что тангенциальный сдвиг наблюдается не вдоль простираения структурно-фациальных зон каледонской складчатости, а в секущем направлении.

В последующие эпохи тектогенеза Северо-Тянь-Шаньская система разломов была одной из активных региональных структур.

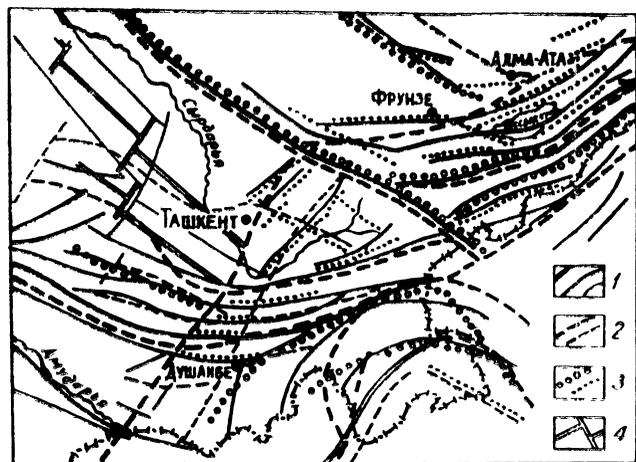


Рис. 14. Схема глубинных разломов по данным разных исследователей:

1—А. А. Борисова (1967), 2—Д. П. Резвого (1964), 3—А. И. Суворова (1968), 4—В. И. Уломова (1966, 1972).

Так, в новейшее время вдоль нее сформировались глубокие прогибы, заполненные молассовыми толщами, а суммарная амплитуда складчато-глыбовых движений крыльев разломов составила не менее 5 км. Разница в современных высотных отметках палеозойского основания Иссык-Кульской впадины и приподнятых глыб хр. Терской-Алатау достигает 8 км и более. О горизонтальных перемещениях в последние геологические эпохи пока ничего не известно.

Нарынская зона разломов совпадает с восточной частью «важнейшей структурной линии» В. А. Николаева (1933), разделяющей каледониды и герциниды Тянь-Шаня. В сейсмическом отношении она менее активна, чем Северо-Тянь-Шаньская. Время заложения Нарынской зоны относится к нижнему палеозою, т. е. к каледонской складчатости (Ласовский, 1958), когда она испытывала растяжение (Суворов, 1968). Зона характеризуется глубиной разломов (Пейве, 1945) и крупными чешуйчатыми надви-

гами в верхней части. Амплитуда надвигов достигает нескольких километров (а по В. А. Николаеву — десятков) и обусловлена поперечными сжимающими усилиями, действующими здесь, начиная с верхнего палеозоя. Эта зона в литературе известна так же, как Главный Тянь-Шаньский разлом (Суворов, 1968, и др.).

Таласо-Ферганская зона разломов представляет собой громадный глубинный шов северо-западного простираения, пересекающий по диагонали все разновозрастные структуры восточной части Средней Азии. Таласо-Ферганский разлом был установлен в 30-х годах В. А. Николаевым, В. Н. Огневым, А. В. Пейве и Н. М. Сеницыным. Его протяженность (включая Каратауский участок) превышает 800 км. На северо-западе Таласо-Ферганская зона разделяет области каледонской и герцинской складчатости, на юго-востоке пересекает герциниды, разрывая здесь южные блоки земной коры и способствуя их перемещению к северо-западу на расстояние от 70 до 200 км (Буртман, 1964; Королев, 1961 и др.). А. И. Суворов (1968), анализируя результаты геологических исследований последнего времени, приходит к выводу о сложных изменениях морфологического облика Таласо-Ферганского разлома в процессе его тектонического развития, начиная с нижнего палеозоя. Однако его возраст до сих пор остается спорным. Так, В. С. Буртман (1964) относит зарождение Таласо-Ферганского разлома к концу герцинской складчатости (пермо-триас). По А. И. Суворову, в области современного Ферганского хребта уже в силурийское время он представлял собой сброс с опущенным крылом в сторону Ферганской впадины. В девоне разлом развивается, вероятно, как правый сдвиг (по ходу часовой стрелки), вследствие чего, по мнению А. И. Суворова, «на юго-западном его крыле в Чаткало-Пскемском регионе участки максимального прогибания в течение девона последовательно мигрировали к северо-западу, волнообразно сместившись не менее чем на 50 км». В каменноугольное время разлом вновь становится сбросом, и его северо-восточное крыло погружается, а юго-западное, по-видимому, испытывает незначительные левосторонние (против часовой стрелки) горизонтальные подвижки. В верхнем палеозое разлом снова становится сдвиго-сбросом с погруженным юго-западным крылом и правосторонними сдвиговыми перемещениями.

В мезозой—кайнозойское время Таласо-Ферганский разлом развивается главным образом как правый сдвиг. Однако перемещения эти были неравномерные и скорость их менялась от этапа к этапу. В период усиления интенсивности движений крыльев разлома в приразломной области происходило энергичное формирование антиклинальных складок и проседание прогибов.

В современную эпоху Таласо-Ферганский разлом также морфологически неоднороден: на юго-востоке он выражен крупным правым сдвигом, а на северо-западе (хр. Каратау) — левым сбросом. При этом наибольшие величины сдвиговых деформаций, судя по металлогеническим построениям В. С. Буртмана (1964), располо-

жены в пределах полосы, прилегающей к разлому с юго-запада и имеющей ширину 100—150 км. Неоднородность Таласо-Ферганской зоны разломов проявляется и в сейсмическом отношении. Так, северо-западная ее часть — Каратауская — выглядит практически асейсмичной. Незначительная сейсмичность наблюдается и на юго-востоке Таласо-Ферганской зоны. Лишь в районе пересечения Таласо-Ферганского разлома с Чаткальским и Таласским хребтами в 1946 г. произошло крупное Чаткальское землетрясение ( $M > 7,5$ ). Здесь и до сих пор наблюдается повышенный сейсмический фон.

Следует отметить, что юго-западнее Таласо-Ферганской зоны разломов, параллельно ей, в восточной части Ферганской впадины протягивается узкая и четкая полоса многочисленных эпицентров крупных землетрясений. Расстояние между этими линейными элементами не более 100 км. С. А. Захаров (1970) объясняет слабую сейсмичность собственно Таласо-Ферганского разлома возможным преобладанием в настоящее время в этом районе растягивающих, а не сжимающих напряжений, которые могли возникнуть «вследствие отклонения северной части области Памирского скупивания к востоку на фоне общего движения к северу».

Южно-Тянь-Шаньская зона объединяет целую серию глубинных разломов, расположенных севернее г. Душанбе и совпадающих по простиранию с Гиссарским и другими широтными хребтами этого района. На востоке, южнее хр. Кокшаалтау, она тянется вдоль границы Тянь-Шаня и Таримской плиты, а на западе разворачивается и протягивается в северо-западном направлении, в сторону Бухары. На всем восточном протяжении, начиная от западных отрогов Гиссарского хребта, Южно-Тянь-Шаньская зона характеризуется значительной сейсмичностью. К северо-западу сейсмическая активность резко убывает.

Собственно Южно-Тянь-Шаньская зона, по-видимому, впервые была выделена Клебельсбергом (1922). Позднее изучена И. Е. Губинным и названа Гиссаро-Кокшаальской сейсмогенной зоной разломов.

Вся система широтных разрывных нарушений Алая представлена крупными сбросами, которые на протяжении геологической истории, начиная с нижнего палеозоя, лишь эпизодически меняли знак своих движений. Несомненно сложнее развитие разломов протягалось на отрезке, граничащем с Северным Памиром. Здесь на некоторых этапах преобладали не только вертикальные, сбросовые, но и покровные движения надвигового характера значительной амплитуды (Суворов, 1968). С. А. Захаров предполагает, что при соответствующих исследованиях можно показать наличие правого сдвига вдоль широтных разломов Южного Тянь-Шаня. Для нас представляет также интерес волнообразный характер деформаций земной коры в северной части Южного Тянь-Шаня, описанный А. И. Суворовым (1968). «Миграция области прогибания в северном направлении, — пишет автор, — была вызвана последова-

тельным поднятием каждого южного блока и проседанием каждого более северного и находилась в прямой связи с развитием главных разломов. В Алайском хребте, на что было обращено внимание при описании Таласо-Ферганского разлома, миграция была плавной, чрезвычайно устойчивой по направлению и достигла очень большого размаха. В более же западных районах процесс миграции, наоборот, протекал скачкообразно и неравномерно». По данным Д. П. Резвого (1959), к концу каледонской складчатости глубокий прогиб располагался у южных отрогов Туркестанского, а к концу герцинской — у северных предгорий Алайского и Туркестанского хребтов. Наконец, в мезозое—кайнозое наибольший прогиб пришелся на область современной Ферганской впадины. Скорость прогибания в процессе миграции прогиба заметно возрастала и составляла, по Д. П. Резвому (1959), от 130—140 м/млн лет в силуре до 150—180 м/млн лет в мезозое-кайнозое.

Центрально-Кызылкумская зона разломов еще плохо изучена.

Она располагается примерно в 300 км к северо-западу от Ташкента и имеет северо-восточное простирание. Впервые о существовании здесь тектонических нарушений в земной коре, по-видимому, стало известно после больших землетрясений, происшедших в июне 1929 г. ( $M = 5\frac{1}{2}—6\frac{1}{2}$ ).

В последнее время многие исследователи, изучая строение Центральных Кызылкумов, выделяют здесь поперечные разломы (Резвой, 1965; Борисов, 1967; Каржаув, Уломов, 1966; Уломов, Ибрагимов, Безродный, 1971; Уломов, 1972, 1973). По их мнению, эта зона относится к числу сейсмоактивных и характеризуется сдвиго-сбросами.

Западно-Тянь-Шаньская зона глубинных разломов простирается в северо-восточном направлении вдоль западных подножий Гиссарского и Чаткальского хребтов. Единого мнения о глубинном строении и тектоническом районировании этой территории пока не существует, несмотря на то, что неожиданность северо-восточного простирания хребтов Центрального и Южного Тянь-Шаня издавна привлекала внимание исследователей.

Так, Б. А. Петрушевский видит причину линейной вытянутости системы Чаткальского, Кураминского и Гиссарского хребтов в линейной антиклинальной зоне, уже в мезозое отделившейся Ферганскую и Таджикскую синеклизы от более западных областей Турана. А. В. Пейве называет эти структуры дискордатными. Большинство геологов относят Байсунский антиклинорий к Южному Тянь-Шаню, остальные считают, что он «и исторически, и структурно» связан с Таджикской депрессией (Захаров, 1970). Такая же неясность наблюдается и в отношении Чаткальско-Кураминского антиклинория. Б. Б. Таль-Вирский (1964) предполагает, что выступы в фундаменте северо-восточного простирания в Чаткало-Кураме и на месте Байсунского антиклинория зародились в самом конце герцинской орогении (в пермо-триасе), т. е. с начала платформенного

развития. С. А. Захаров (1970) считает, что антиклинальные структуры северо-восточного простирания начали развиваться лишь с третичного времени, т. е. почти на 100 млн. лет позже. В мезозое на территории Байсунского антиклинория, по его мнению, была наиболее глубокая часть широтного прогиба.

Идею о существовании Западно-Тянь-Шаньского глубинного разлома или, вернее, системы разломов северо-восточного простирания высказывают В. В. Попов, И. А. Резанов (1955); Д. П. Резвой (1962); Б. Б. Таль-Вирский (1964) и др. По Д. П. Резвому, ширина этого «поперечного шва» достигает 100—125 км. Другие исследователи (Вольвовский и др., 1966), не говоря о глубинном разломе, полагают, что эта полоса шириной 30—50 км служит границей между Туранской плитой и орогеном. При этом внимание обращено на резкое изменение размаха неоген-антропогенных движений, на полосу повышенных градиентов силы тяжести, границу между сильно- и слабоактивной сейсмическими зонами и т. п.

Памиро-Алайская зона разломов разделяет альпийские горные сооружения Памира и герцинские Тянь-Шаня, характеризуется крупными надвигами типа Вахшского и «представляет собой крайний северный элемент сдвига-надвиговых структур Памиро-Гималайского сектора Азии, далеко перемещенных в сторону Тянь-Шаня» (Суворов, 1968). Она дугообразно протягивается на расстояние около 400 км вдоль рек Вахша, Сурхоба и Кызылсу. На востоке Памиро-Алайская зона надвигов сливается с крупными правыми сдвигами Памиро-Каракорумского и Тянь-Шань-Кунь-Луньского глубинных разломов (Пейве и др., 1964), а на юго-западе прослеживается к югу в виде левых сдвигов (Захаров, 1958; Чедия, Трофимов, 1962; и др.).

Примечательно, что амплитуда как правых, восточных, так и левых, западных, сдвигов превышает 100 км, что хорошо согласуется с геологическими представлениями о такой же величине надвигания в новейшее время Северного Памира на Алай. У западных сдвигов амплитуда, возможно, даже достигает 150—200 км и, по геоморфологическим данным, только за последний миллион лет составила от 1 до 6 км (Захаров, 1970).

Инструментальные геодезические наблюдения за современными движениями также указывают на большую скорость сближения хребтов Гиссарского и Петра Первого — 20 мм/год. Недавние исследования по палеомагнетизму (Буртман, Гурарий, 1970), выявившие резкое различие между векторами склонения и наклонения магнитного поля в нижнемеловых породах Дарвазского и Заалайского хребтов, указывают на то, что «полученная картина может быть результатом относительного поворота внешней зоны Памира, т. е. следствием вторичного изгиба памирских структур».

В северной части Памиро-Алайская зона разломов сливается с наиболее сейсмоактивной здесь Южно-Тянь-Шаньской.

Возраст складчатости и надвигов Памиро-Алайской зоны большинство геологов относят к альпийской орогении. И. Е. Губин

считает, что складчатость возникла здесь в конце олигоцена, а Вахшский надвиг — даже в четвертичное время. По мнению А. И. Суворова, имеется довольно много фактов, указывающих на то, что горизонтальные перемещения рассматриваемой территории происходили не только в кайнозое, но и в мезозое и отличались постоянством направленности движений.

Центрально-Памирская зона разломов объединяет серию субширотных разрывных нарушений, отделяющих Центральный Памир от Северного и Южного. На севере расположено наиболее крупное тектоническое нарушение — Акбайтальская система разломов, выделенная в 30-х годах В. А. Николаевым, который сравнивает ее с важнейшей структурной линией Северного Тянь-Шаня. По данным тектонических исследований, характер Акбайтальской зоны разломов в процессе длительного развития неоднократно изменялся. Начиная со среднего палеозоя, т. е. после каледонской складчатости, здесь предполагается крупный краевой разлом, движения по которому носили поочередно характер правых и левых сбросов, т. е. соответственно опускалось южное или северное крылья. И только в новейшее время в результате интенсивных горизонтальных перемещений с юга на север зона превратилась в региональную надвиговую структуру, к югу от которой возникли молодые субширотные прогибы. Предполагают, что за это время Южный Памир продвинулся в сторону Северного на расстояние около 250 км, а Центральный сократился в плане не менее чем в три раза (Бархатов, 1964). С. А. Захаров (1970) и другие исследователи указывают на громадные шарьяжи Центрального Памира, сохранившиеся здесь в виде широко распространенных «чешуйчатых» структур.

Наибольшие вертикальные подвижки по разломам происходили, видимо, в мезозое—кайнозое, когда Северный Памир был поднят над прогибающейся центральной частью не менее чем на 10 км (Дюфур, 1962).

Центрально-Памирская зона, в которую мы включаем и другие разломы этой части Памира (Акбайтальский, Рушан-Пшартский и др.), характеризуется повышенной сейсмичностью и, по-видимому, прослеживается на большую глубину в верхней мантии, где она трассируется очагами глубокофокусных землетрясений. Эта зона разломов, как и Памиро-Алайская, на юго-западе (в пределах Афганистана), где на глубине около 200 км наблюдается наибольшая очаговая сейсмическая активность, стыкуется с крупными разломами Восточного Гиндукуша.

Таким образом, роль глубинных разломов Памира и Тянь-Шаня в деформировании земной коры и верхней мантии этого тектонически сложного региона огромна. На протяжении геологической жизни каждой из зон характер развития глубинных разломов непрерывно менялся. Зародившись в разное время, они испытывали сложнейшие перемещения в пространстве, эпизодически залечивались, затем активизировались и продолжают «жить»

пониже, проявляясь современными медленными движениями и сейсмичностью.

Примечательно и другое: для всей территории Тянь-Шаня и Памира намечается удивительная координация тектонических движений, выражающаяся в синхронизме и характере перемещения участков земной коры, лежащих по разные стороны разрывных нарушений.

### Межгорные впадины

Крупные межгорные впадины (Ферганская, Таджикская, Иссык-Кульская и Нарынская) представляют собой не менее важную геологическую структуру, чем зоны глубинных разломов. Они не только аккумулируют осадочный материал и продукты разрушения близлежащих антиклинорий, но и взаимодействуют с ними. Изучением и тектоническим районированием межгорных впадин Средней Азии в разное время занимались В. Н. Вебер, Н. П. Васильковский, Б. А. Петрушевский, А. В. Пейве, В. И. Попов, Д. П. Резвой, О. А. Рыжков, А. И. Суворов и др., однако об их происхождении единого мнения пока не существует. Одни исследователи считают, что все среднеазиатские межгорные впадины являются неотъемлемыми частями общего складчатого сооружения Тянь-Шаня, другие представляют их жесткими массивами, осколками платформ и т. п.

Наиболее древней на территории Средней Азии является Иссык-Кульская впадина. В течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя, т. е. на протяжении более 500 миллионов лет, она прошла длительный путь развития. Все это время Иссык-Кульская впадина испытывала преимущественно прогибание с запада на восток, тогда как окружающие ее горные сооружения неуклонно воздымались и разрушались. Взаимное перемещение блоков земной коры по вертикали происходило вдоль глубинных сбросов, оконтуривающих с юга и севера Иссык-Кульскую впадину. Только за новейшее время двойная амплитуда этих движений превысила 10 км: в горах подъем до 5 км и более, во впадине — опускание до 4—6 км (Попов и др., 1954). Аналогичная интенсивность движений продолжается и в последнее время: скорость вертикальных движений за верхнеплейстоцен — голоцен составляет 8—10 мм/год. Не исключено, что на значительном отрезке времени тектонического развития этот участок земной коры испытывал преимущественно растяжение (Суворов, 1968).

Нарынская впадина по сравнению с другими межгорными впадинами Средней Азии менее глубокая и более приподнятая. Глубина залегания донеогеновой поверхности в ней не более 3 км. Впадина расположена в остром углу, образованном слиянием двух глубинных зон разломов — Нарынской и Таласо-Ферганской. Последняя зона, благодаря сдвигу по Таласо-Ферганскому раз-

лому, срезала и переместила более чем на 100 км к северо-западу часть Нарынской впадины.

Ферганская впадина самая крупная из межгорных депрессий Средней Азии. Длина ее около 300 км, ширина меняется от 50 км на западе до 100 км на востоке. Максимальная глубина залегания палеозойского фундамента превышает 10 км.

Ферганская впадина начала формироваться с конца палеозоя, и в настоящее время представляет собой огромный провал, ограниченный по бортам зонами глубинных разломов. На северо-западе — это Северо-Ферганская, или Прикураминская, зона, отделяющая Ферганскую впадину от надвиговых структур Чаткало-Пскемского района и представляющая собой в рельефе цепочку кулисообразно расположенных брахиантиклиналей. На юге — это Южно-Ферганская зона разломов, представленная системой сбросов, на востоке — Таласо-Ферганская зона правосторонних сдвигов. В пределах самой депрессии также выявлены флексурно-разрывные зоны, играющие важную роль в новейшей тектонике Ферганской впадины (Рыжков, 1962; Ибрагимов, 1970; и др.).

Сложность внутренней структуры Ферганской впадины (по А. И. Суворову, 1968) определяется наличием всевозможных складок, нередко крутых, свидетельствующих о проявлениях горизонтального сжатия. А. И. Суворов полагает, что образование впадины, по-видимому, следует связывать с оттоком материала «гранитного» слоя из-под ее основания в пределы соседнего Курамино-Чаткальского поднятия, изобилующего крупными гранитными телами верхнепалеозойского, местами нижнемезозойского возраста.

Анализируя связь глубинных структур с более молодыми, измятыми в складки отложениями, большинство геологов отводят главенствующую роль движениям глыб складчатого фундамента. О. А. Рыжков (1964) для объяснения альпийского структурного плана даже выдвинул гипотезу о «качающихся блоковых полях».

В настоящее время благодаря геофизическим исследованиям показана связь выявленных в пределах Ферганской депрессии флексурных складок с разломами фундамента, зачастую простирающимися за пределы впадины.

Ферганская долина сейсмична. Здесь известны такие разрушительные землетрясения, как Андижанское, 1902 г., Наманганское 1927 г., и др. Наиболее активна узкая полоса, протягивающаяся через Наманган, Андижан, Ош и далее на юго-восток, в Кашгарию. На существование этой разрывной зоны указывал еще Д. И. Мушкетов. О больших палеоземлетрясениях, возможно, имевших здесь место в меловое время, сообщает Н. Н. Верзилин (1961).

Таджикскую впадину, как и Ферганскую, многие исследователи относят к наложенным впадинам новейшего типа. Донеогеновая поверхность погружена здесь на 7 км. Впадина представляет собой северную часть большой Афгано-Таджикской депрессии и отделена от нее левым сдвигом кайнозойского возраста (Захаров,

1970). Возникновение самой впадины относят к новейшему времени. Таджикская депрессия с запада от Туранской плиты отделяется Байсунским антиклинорием, с севера — граница проходит вдоль Южно-Тянь-Шаньской зоны разломов, а на востоке впадина выклинивается в узкую и глубокую Алайскую долину, огибающую Памир с севера.

Одна из характерных черт Таджикской депрессии — перекрестное строение ее структурного плана: субширотные герцинские складки Дарваза под углом (в северо-восточном направлении) перекрываются складками альпийского возраста. Одни исследователи объясняют это явление поворотом структур против часовой стрелки (Попов, Рыжков, 1955), другие — боковым давлением через субстрат сооружений Памира (Губин, 1943 и др.; Суворов, 1968 и др.).

Таджикская депрессия сейсмична, причем эпицентры землетрясений вытянуты здесь в виде нескольких цепочек в северо-восточном направлении (Губин, 1960).

Таким образом, эволюция и деформирование земной коры и верхней мантии Средней Азии в геологическое время включают в себя следующие этапы.

**Каледонский этап** (кембрий, ордовик, силур, частично девон), продолжительность 170 млн. лет. Формируются дуги Северного Тянь-Шаня, который вступает в платформенные условия и отделяется глубинными разломами от остальной территории, переживающей геосинклинальный океанический режим. Закладывается Иссык-Кульская впадина.

**Герцинский этап** (поздний девон, карбон, пермь), продолжительность 170 млн. лет. Разрушаются дуги Северного Тянь-Шаня, нивелируется Иссык-Кульская впадина. В заключительную, тянь-шаньскую, фазу орогена воздвигаются, сминаясь в складки, дуги Центрального и Южного Тянь-Шаня, захватившие территорию современной Туранской плиты. Разбивается на блоки и перестраивается в горные сооружения консолидированная земная кора Северного Тянь-Шаня. Южнее располагается океаническая кора.

**Мезозойский этап** (триас, юра, мел, отчасти палеоген), продолжительность 170 млн. лет. Платформенное развитие всей территории. Разрушение горных сооружений, заполнение и опускание впадин, консолидация складчатого фундамента. Зарождение на юге Памирских дуг.

**Альпийский этап** (конец палеогена, неоген, четвертичное время), продолжительность 25—30 млн. лет, развитие продолжается в наше время. Оживление тектонических движений на всей территории Средней Азии и Казахстана. Возрождение древних структурных дуг и межгорных впадин каледонского и герцинского возраста. Вовлечение в тектоническую активизацию близлежащих платформенных областей и, прежде всего, Туранской эпипалеозойской плиты.

Все этапы, за исключением периода новейшей активизации, сопровождаются значительной эффузивной и интрузивной магматической деятельностью.

Глубинные разломы на протяжении всего геологического времени переживают те же процессы геосинклинального, платформенного и эпиплатформенного развития и играют ведущую роль в строении и деформировании не только земной коры, но и литосферы в целом.

При каждом очередном тектоногенезе, в том числе и в период новейшей активизации, наиболее податливыми деформациям оказываются зоны прежних тектонических нарушений. Они зачастую не унаследовывают характер предыдущих своих движений и могут инверсировать. Труднее поддаются деформированию консолидированные участки земной коры, ранее не испытывавшие интенсивного разупрочнения. Это, прежде всего, межгорные впадины и близлежащие участки платформенных образований.

Следуя представлениям о плитотектонике, аналогично нашим выводам о природе Гималаев, можно и здесь говорить о древних каледонских островных дугах Северного Тянь-Шаня и герцинской островной дуге Алая, впоследствии консолидированных и возрожденных в виде складчато-глыбовых горных сооружений уже в новейшее время в связи с тектонической активизацией, обусловленной тангенциальным давлением со стороны Индийской платформы.

Выпуклые к северу дуги Памира, по-видимому, являющиеся местом слияния мезозой—кайнозойских островных океанических дуг Гималаев и Ирана, испытали в новейшее время еще большее выгибание и надвигание в северном направлении.

Таким образом, дуги Памира и Тянь-Шаня не только с фиксированных, но и с мобилистических позиций можно считать первичнообразованными и подвергшимися впоследствии в результате тангенциального напора со стороны Гималайских сооружений дополнительной деформации.

Интенсивное горизонтальное сжатие земной коры и литосферы, по-видимому, препятствовало возникновению в новейшее время магматической деятельности. В связи с этим толщина земной коры увеличивалась лишь за счет надвиговых и пластических деформаций. Иными словами, земная кора современного Тянь-Шаня сформировалась практически целиком из материала, составлявшего некогда эпипалеозойскую платформу, которая поныне продолжает втягиваться в тектонические движения орогена.

### **Глубинное строение земной коры Средней Азии по сейсмологическим данным**

При составлении схем рельефа глубинных границ раздела в земной коре Средней Азии использовались главным образом сейсмологические данные, полученные методом сейсмических аномалий МСА (рис. 15). Для интерполяции, а в некоторых случаях и

экстраполяции на прилегающую территорию привлекались сведения о глубинном строении отдельных районов Средней Азии, полученные другими исследователями. В первую очередь это материалы ГСЗ (Г. А. Гамбурцев, Ю. Н. Годин, П. С. Вейцман, И. П. Косминская, Н. И. Давыдова, Ю. В. Тулина, Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, В. З. Рябой и др.), сейсмологические наблюдения объемных прямых и преломленных волн (И. Л. Нерсесов, А. А. Лукк, Е. М. Бутовская и др.), наблюдения обменных волн (Н. К. Булин, И. В. Померанцева и др.), а также данные гравиметрии и магнитометрии (А. Д. Архангельский, В. В. Федынский, А. А. Борисов, Б. Б. Таль-Вирский и др.).

До второй половины 50-х годов земная кора Средней Азии представлялась исследователями горизонтально-слоистой, поскольку

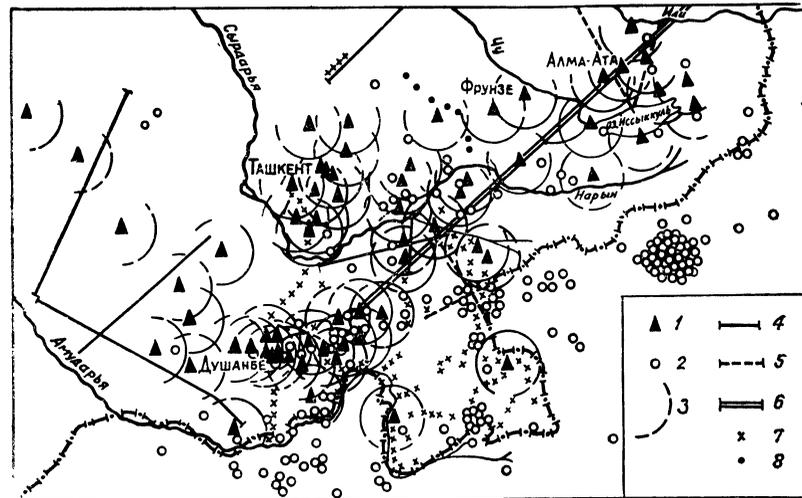


Рис. 15. Системы сейсмометрических наблюдений на территории Средней Азии.

1—сейсмические станции; 2—эпи центры землетрясений с  $M > 4$ , записи которых обработаны методом сейсмических аномалий (МСА); 3—дуги, вдоль которых вычислена толщина земной коры по МСА; 4—непрерывное профилирование ГСЗ, 5—кусочно-непрерывное профилирование ГСЗ; 6—профильные сейсмологические наблюдения; 7—наблюдения методом обменных волн; 8—точечные зондирования.

ку надежных данных в то время о глубинном рельефе не имелось (Уломов, 1966). Правда, еще в 1936 г. А. Д. Архангельский и В. В. Федынский, анализируя гравитационное поле Тянь-Шаня, указывали на возможное значительное утолщение земной коры в южной части региона. Предпринимались попытки обнаружить аномалии в глубинном рельефе земной коры Средней Азии (Саваренский, Монахов, 1948; и др.).

Первыми более или менее детальными сведениями о фрагментах рельефа границ Мохоровичича и Конрада на Северном Тянь-

Шане и Памиро-Алае явились результаты кусочно-непрерывного профилирования ГСЗ (Гамбурцев, Вейцман, 1957; Косминская, Михота, Тулина, 1958). Привлечение методов сейсмической разведки и подкрепление сейсмологических аспектов ультразвуковым моделированием в эти же годы позволили нам построить глубинный рельеф границ  $K$  и  $M$  вдоль тысячекилометровой профиля, пересекающего территорию Южного, Центрального и Северного Тянь-Шаня (Уломов, 1959). В. Н. Крестников и И. Л. Нерсесов (1962) независимо от нас составили схему блокового строения земной коры востока Средней Азии вдоль широкой полосы, охватывающей Северный Памир, Таджикскую и Ферганскую депрессии и Северный Тянь-Шань. Авторы рассматривали только поверхность  $M$ , так как другие границы в земной коре выделить им не удалось.

Глубинный рельеф границ  $M$  и  $K$ , вычисленный по данным регистрации мощного промышленного взрыва, нами (Уломов, 1959) сопоставляется с гравиметрическими данными и имеющимися результатами ГСЗ, а также сведениями о сейсмичности Средней Азии. Здесь объясняется природа волны  $P^*$  и обосновывается ее связь с границей Конрада, а не с закритическими отражениями от подошвы земной коры, как тогда полагали многие сейсмологи (А. С. Алексеев, И. Л. Нерсесов и др.). Построенная по волне  $P^*$  глубина залегания поверхности «базальтового» слоя варьирует в широких пределах — от 8—10 км в горных областях Северного Тянь-Шаня до 30—40 км — в предгорьях Памира. Абсолютная глубина залегания поверхности  $M$  колеблется от 40 до 60 км, согласуясь на участках перекрытия с данными ГСЗ. В центральной части Ферганской межгорной впадины обнаружено утолщение земной коры до 50—55 км, а к востоку — подъем поверхности  $M$  до 35—40 км (Ферганский хребет) и поверхности  $K$  — до 5—10 км от уровня моря.

Разработка приемов статистической обработки записей землетрясений сетью стационарных сейсмических станций Средней Азии позволила нам значительно расширить площадь исследований (Уломов, 1960). В результате интерпретации поверхностных годографов волн  $P$  и  $P^*$  были построены схемы глубинного рельефа границ  $M$  и  $K$  в земной коре восточной части Средней Азии на площади более 100 тыс. км<sup>2</sup> (Уломов, 1960, 1962). Добавлены также новые сведения о глубинном строении Чаткало-Кураминской горной системы, Южного Памира и других окраинных районов востока Средней Азии. Глубина залегания границы  $M$  на широте г. Ташкента оказалась порядка 45 км, а под Чаткальским хребтом — 60 км. На Южном Памире обнаружилось утоньшение земной коры до 45 км, неожиданно следующее за мощным ее утолщением на Северном (до 70 км). Относительно тонкая кора выявлена под Ферганским и Кураминским хребтами (40 км). Тогда же построена первая и пока единственная схема рельефа поверхности «гранит—базальт» в земной коре Средней Азии. В целом, эта по-

верхность залегают согласно поверхности *M* (Уломов, 1962) и является границей раздела сейсмоактивного (верхнего) и практически асейсмичного (нижнего) слоев земной коры. Области наибольшего поднятия границы *K* расположены севернее оз. Иссык-Куль, между хребтами Мылдатау, Ферганским и Атбаш. К западу от оз. Иссык-Куль в Памиро-Алае и под Чаткальским хребтом поверхность *K* резко погружается до 40—45 км. На Южном Памире она вновь приближена к земной поверхности до 20—25 км.

Обнаруженные нами (Уломов, 1966) аномальные участки земной коры под Чаткальским хребтом (до 60 км) и на Южном Памире (до 45 км) позднее подтверждены Е. М. Бутовской (1971) и Н. К. Булиным (1972). Н. К. Булин считает, что толщина коры на территории всего Памиро-Алая, вычисленная им по обменным волнам, составляет 45—50 км и что все предыдущие данные о толстой коре нуждаются в пересмотре. Однако исследования Е. Ф. Сарваренского (1972) подтверждают утолщение коры на этой территории до 65 км и более. Выявленный нами резкий перепад толщины земной коры в центральной части Памира, по-видимому, генетически связан с глубинным Памиро-Гиндукушским разломом, пересекающим здесь всю литосферу (Уломов, 1966).

С конца 50-х и начала 60-х годов разрабатывается и начинает широко применяться модификация ГСЗ вдоль непрерывных профилей (Косминская, 1968; и др.). В пределах рассматриваемой территории непрерывное профилирование ГСЗ проводится в Ферганской межгорной впадине и восточном окончании Туранской плиты (см. рис. 15). Профиль ГСЗ Копетдаг — Ферганский хребет проходит с юго-запада на северо-восток от горных сооружений Копетдага, пересекает северо-западную часть Мургабской впадины. Бухаро-Хивинскую зону, Голодную степь и почти в широтном направлении — Ферганскую долину. Мощность земной коры вдоль линии профиля изменяется от 38—40 км в районе Нуратау до 50—55 км в центре Ферганской межгорной впадины (Вольвовский и др., 1966). В пределах Туранской плиты толщина земной коры не превышает 40—45 км и остается почти постоянной. Сравнительно резкое погружение поверхности *M* и всех других границ, выявленных методом ГСЗ, наблюдается при переходе к горным сооружениям Копетдага и Тянь-Шаня. Крупный прогиб границы *M* в Ферганской впадине отмечается также по всем другим горизонтам в земной коре. Интересной особенностью глубинного строения Ферганской впадины является то, что амплитуда прогиба границ раздела увеличивается с глубиной, а ось постепенно смещается к востоку. Амплитуда горизонтального перемещения оси синклинали складки поверхности *M* по отношению к оси прогиба палеозойского фундамента достигает 40 км, что, по-видимому, обусловлено наличием в Восточной Фергане зоны глубинных разломов, полого падающих в сторону Ферганского хребта.

Толщина базальтового слоя вдоль профиля меняется незначительно и составляет 18—20 км. В пределах Туранской плиты такая

же толщина свойственна и гранитному слою. Однако на территории Ферганской впадины она достигает 26 км.

Ферганская долина также пересечена субмеридиональным профилем ГСЗ Вуадиль—Абадан (Вольвовский, Рябой, Шрайбман, 1962). Как и на широтном профиле, здесь по всем залегающим согласно горизонтам отмечается синклиналиное строение. Наиболее сложную конфигурацию границы раздела имеют в прибортовых частях впадин, где образуют перегибы, осложненные серией тектонических нарушений. Системы крупных тектонических разрывов прослеживаются на всю толщину земной коры.

Как показывают исследования ГСЗ, имеются районы, где поверхности *K* и *M* по отношению друг к другу залегают несогласно. Так, вдоль профиля ГСЗ Фараб—Бабатаг (Егоркин, Абрамсон, Астафьева, 1965) резкое несогласие границ *K* и *M* выражено в Предгиссарье, районе Гаурдакской антиклинали, где поверхность *K* резко воздымается, увеличивая толщину базальтового слоя до 25—27 км по сравнению с 20 км, характерными для остальной территории. Аналогичный, но меньший по амплитуде изгиб вверх испытывают и все вышележащие горизонты коры вплоть до поверхности палеозойского фундамента.

Менее детальные сейсмологические исследования земной коры Туранской плиты по обменным волнам в этот период проводятся Н. К. Булиным (1963), а после открытия в 1967 г. сейсмостанций в Джизаке, Нурате, Тамдыбулаке и Кулкудуке — В. И. Уломовым, Е. М. Безродным (1971) и др.

Таким образом, строение земной коры Памиро-Тянь-Шаня и прилегающей части Туранской плиты изучено по ряду опорных профилей ГСЗ и сейсмологическими наблюдениями. Появившиеся в дальнейшем разнообразные схемы глубинного строения земной коры (в основном рельефа поверхности *M*) различаются между собой конфигурацией изогипс, но в общем согласованно указывают на постоянное утолщение земной коры в направлении Памира (рис. 16). Ни одна из схем не противоречит полученному нами ранее глубинному рельефу подошвы земной коры.

В результате изучения с помощью ЭВМ большого статистического материала по сейсмическим аномалиям (МСА-ЭВМ) и использования других геофизических данных нами построена уточненная схема глубинного рельефа верхней поверхности подкорового слоя (рис. 17).

По данным В. Н. Крестникова, И. Л. Нерсесова (1962), В. И. Уломова (1966), И. П. Косминской (1968); А. А. Борисова (1967), Е. М. Бутовской (1971) и др., земная кора не является плавно изогнутой сплошной плитой, а представляет собой совокупность пластичных глыб (блоков) разных размеров и, по-видимому, различным образом взаимодействующих между собой. Блоковое строение земной коры характерно прежде всего территориям новейшей тектонической активизации. Так, сложная структура земной коры Памиро-Тянь-Шаня возникла в результате перестройки

относительно тонкой молодой Туранской эпипалеозойской платформы в процессе неоген-антропогенного орогенеза. Однако мы не располагаем пока такими надежными сведениями, которые позволили бы детализировать глубинный рельеф границ раздела внутри каждого относительно не крупного блока. Поэтому рельеф, изображенный на рисунке 17, представляет собой опять-таки схематическую аппроксимацию конфигурации подошвы земной коры на всей изучаемой территории, но, несомненно, является следующим приближением к реальной картине. Это дает возможность наметить в земной коре самые крупные блоки, разделенные протяженными зонами глубинных разломов и характеризующиеся различной средней толщиной коры.

Северо-Тянь-Шаньский мегаблок имеет в плане дугообразную форму, обусловленную тектоникой каледонской складчатости, и оконтуривается системой глубинных разломов Северо-Тянь-Шаньской (I), Нарынской (II) и Таласо-Ферганской (III) зон.

Характерная черта Северо-Тянь-Шаньского мегаблока — желобообразное строение: поверхность Мохоровичича погружается от периферии к центру от 45 до 55 км и более. Наибольшее ее погружение, по-видимому, приурочено к внутреннему блоку второго порядка — мезоблоку Иссык-Кульской впадины.

Характерная черта Северо-Тянь-Шаньского мегаблока — желобообразное строение: поверхность Мохоровичича погружается от периферии к центру от 45 до 55 км и более. Наибольшее ее погружение, по-видимому, приурочено к внутреннему блоку второго порядка — мезоблоку Иссык-Кульской впадины.

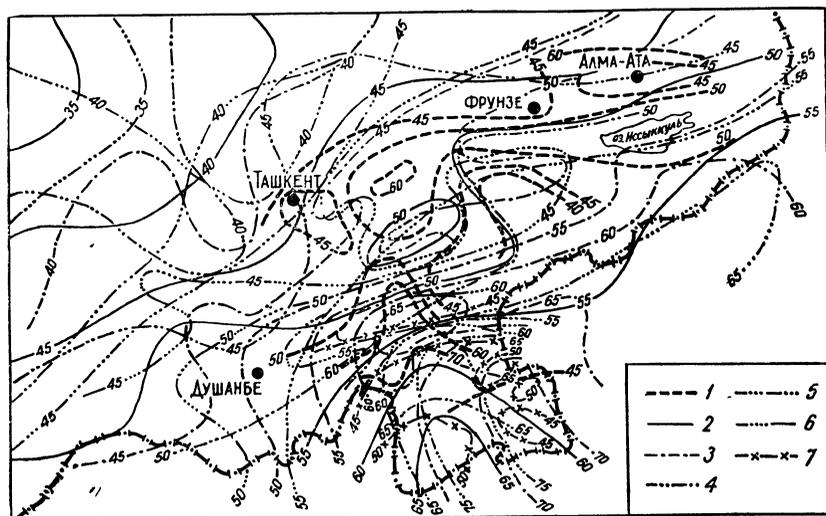


Рис. 16. Схемы рельефа поверхности Мохоровичича по данным разных авторов:

1—по В. И. Улому (1957, 1960, 1966); 2—по А. А. Борисову, В. В. Федькину (1964); 3—по И. М. Мелькановичу (1965); 4—по Б. С. Вольвовскому, И. С. Вольвовскому, Р. Г. Гарецкому, А. Е. Шлезингеру, В. И. Шрайману (1965); 5—по Д. П. Резвому (1964); 6—по Б. Б. Таль-Вирскому (1969); 7—по Н. К. Буллину (1972).

Ниже рассмотрим два типа блоков первого и второго порядка, отличающихся по размеру и генезису. Блоки первого порядка (или мегаблоки) представляют собой крупные, площадью в сотни тысяч км<sup>2</sup> и генетически квазиоднородные (каледониды, герциниды, альпиды и т. п.) структуры земной коры. Глубинные разломы, оконтуривающие мегаблоки, протягиваются на сотни километров и на десятки уходят в верхнюю мантию, а иногда пересекают всю литосферу.

Блоки второго порядка (или мезоблоки) являются составной частью мегаблоков. Их размеры в плане изменяются от первых десятков до первых сотен км<sup>2</sup>, по глубине — на всю толщу земной

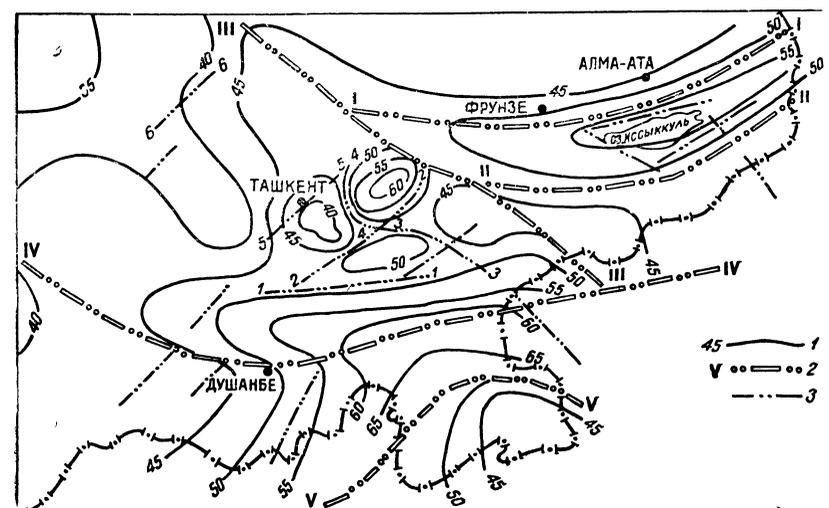


Рис. 17. Глубинное строение земной коры восточной части Средней Азии (составил В. И. Уломов).

1—изогипсы поверхности Мохоровичича (км от ур.м.); 2—оси простирания крупных зон глубинных разломов I—Северо-Тянь-Шаньская зона, II—Нарынская, III—Таласо-Ферганская, IV—Южно-Тянь-Шаньская, V—Центрально-Памирская; 3—оси простирания зон второстепенных сейсмогенных разломов и флексуно-разрывных зон 1—1—Южно-Ферганская, 2—2—Северо-Ферганская, 3—3—Восточно-Ферганская, 4—4—Кумбельская, 5—5—Каржантауская, 6—6—Кызылкумская.

Центрально-Тянь-Шаньский мегаблок расположен южнее и включает в себя кору ранней герцинской консолидации. На северо-востоке его граница проходит вдоль важнейшей структурной линии Тянь-Шаня (III, II—II), разделяющей области каледонской и герцинской складчатости (линия Николаева). Северо-западная и южная границы блока совпадают с простиранием глубинных разломов и флексуно-разрывных зон западных окраин Чаткало-Кураминского орогена и Южной Ферганы. Центрально-

Тянь-Шаньский мегаблок также имеет специфические особенности. Он состоит из пяти мезоблоков довольно правильной округлой формы: Кураминского, Западно-Ферганского, Восточно-Ферганского, Нарынского и Чаткальского.

Кураминский и Западно-Ферганский мезоблоки сходны по глубинному строению их консолидированной толщи (порядка 40 км), но расположены на разных абсолютных уровнях. Блок Ферганской впадины опущен более чем на 10 км по отношению к Кураминскому и нагружен сверху такой же по величине мезозойско-кайнозойской толщей. Граница между ними проходит по Северо-Ферганской зоне разломов (2-2)..

Восточно-Ферганский и Нарынский блоки, по-видимому, еще меньше отличаются друг от друга и представляют собой две части расколотой Таласо-Ферганским разломом глыбы, сдвинутые в плане по ходу часовой стрелки (правый сдвиг). Толщина земной коры обоих блоков порядка 45 км. Западная граница первого проходит вдоль зоны Восточно-Ферганского разлома (3—3).

Чаткальский мезоблок от других резко отличается значительной толщиной консолидированной коры (60—65 км). От Кураминского мезоблока он отделен системой Кумбельских разломов (4—4), а от Восточно-Ферганского — Северо-Ферганским разломом (2—2). Северо-восточная часть Чаткальского мезоблока контактирует с Таласо-Ферганской зоной глубинных разломов (III—III).

Южно-Тянь-Шаньский мегаблок в орографическом отношении представлен системой широтных хребтов (Туркестанский, Алайский, Зарафшанский и Гиссарский) и относится к позднегерцинским структурам. Дугообразной вытянутостью изогипс он напоминает Северо-Тянь-Шаньский мегаблок и по границе *M* имеет форму желоба, наклоненного в сторону Памира. С юга он срезается сейсмоактивной Южно-Тянь-Шаньской зоной глубинных разломов (IV—IV), с севера — Южно-Ферганской (1—1), а на западе системой поперечных разломов отделяется от Туранской плиты.

Южно-Тянь-Шаньский мегаблок, по-видимому, состоит из целого ряда мезоблоков, имеющих широтное простирание и ступенчатую форму (Борисов, 1967).

Памиро-Кунь-Луньский мегаблок характеризуется наибольшей толщиной земной коры. В пределах Советского Союза он занимает всю северную половину территории Памира, на западе граничит с Афгано-Таджикской депрессией, на востоке — с Таримской докембрийской плитой. Подошва земной коры в пределах мегаблока быстро погружается в южном направлении и достигает 70—75 км на стыке с Центрально-Памирской зоной глубинных разломов (V—V). Он, по-видимому, имеет удвоенную земную кору, созданную в результате крупного пологого надвига к северу со стороны Южно-Памирского мегаблока.

Южно-Памирский мегаблок представлен 45—50-километровой толщей, образованной в альпийское время. С севера,

северо-востока и запада он оконтурен Центрально-Памирской зоной глубинных разломов, а на юге, видимо, сливается с Гиндукушем и Каракорумом. Граница между двумя Памирскими мегаблоками простирается на всю толщу литосферы и трассируется единственной в Средней Азии локальной зоной глубоких (до 250—300 км) очагов памиро-гиндукушских землетрясений.

Афгано-Таджикский мегаблок занимает территорию одноименной депрессии и характеризуется средними глубинами залегания поверхности *M* (45—50 км). Мезоблоки вытянуты здесь в северо-восточном направлении.

Восточно-Туранский мегаблок расположен в пределах эпигерцинской плиты к западу от Западного Тянь-Шаня. На северо-востоке его граница проходит вдоль каратауской части Таласо-Ферганского разлома, на северо-западе — вдоль Центрально-Кызылкумской зоны глубинных разломов (6—6), а на юге мегаблок ограничен бухаро-хивинской частью Южно-Тянь-Шаньской зоны разрывных нарушений. Толщина земной коры здесь колеблется в пределах 40—45 км.

В заключение следует сказать несколько слов о «базальтовом» слое. Мы сознательно, по двум причинам, не привели на рисунке 17 изогипсы поверхности *K*. Во-первых, еще не ликвидированы некоторые разногласия в идентификации этой поверхности по разным сейсмометрическим данным. Одни исследователи выделяют под названием границы Конрада горизонты, характеризующиеся скоростями продольных волн 6,4—6,6 км/сек, другие считают, что этой границе соответствуют более высокие значения скоростей — 7,0 км/сек и более. Во-вторых, какой бы горизонт (более высокий или более низкий) ни принимался за поверхность Конрада, как правило, эта граница залегает согласно с поверхностью *M* и расположена над ней не далее 20—25 км. Поскольку волна *P\** практически не выходит в первые вступления, положение по вертикали границы *K* определяется со значительно большими ошибками, чем границы *M* (Уломов, 1966).

Таким образом, чтобы получить схему глубинного рельефа поверхности базальтового слоя, следует уменьшить численные значения изогипс *M* на величину 20—25 км.

Поверхность Конрада является своеобразным пределом распространения на глубину очагов коровых землетрясений (Уломов, 1962). Наибольшие глубины залегания ее и соответственно очагов внутрикоровых землетрясений имеют место в Памиро-Алае и под Чаткальским мезоблоком (40—45 км). Глубина залегания верхней поверхности «гранитного» слоя (скорости 6,0—6,2 км/сек) варьирует от 1—2 км над ур. м. (например, в Кураминском мезоблоке) до 10—15 км ниже его (Западно-Ферганский мезоблок).

Итак, земная кора Северного и Южного Тянь-Шаня имеет сходное дугообразное в плане строение, характеризующееся существенным погружением от 40—45 до 55—60 км подошвы земной коры в направлении к центральным частям геоструктур. Дуги вы-

гнуты в южном направлении, а впадины расположены в их тыловых частях.

Центральный Тянь-Шань отличается значительной дифференциацией глубинного рельефа (от 40 до 60 км) и состоит из ряда мезоблоков округлой формы.

Подошва земной коры Памира повторяет дугообразную форму его геологических структур. Дуги выгнуты на север, земная кора утолщается к югу на Северном Памире (до 65—70 км), к северу — на Южном (45—50 км). Особенностью строения земной коры Памира является резкий скачок в ее толщине, соответствующий сейсмогенным глубинным (более 250 км) разломам Памиро-Гиндукуша.

Глубинный рельеф границы *M* на равнинных пространствах близок к горизонтальной поверхности (40—45 км).

### Связь геофизических полей с глубинным строением и подвижностью земной коры

Геофизической характеристике Средней Азии посвящены исследования А. Д. Архангельского, А. А. Борисова, В. И. Бунэ, Н. А. Введенской, А. В. Введенской, П. С. Вейцман, Б. С. Вольвовского, И. С. Вольвовского, Г. А. Гамбургца, Ю. Н. Година, И. П. Косминской, И. Л. Нерсесова, П. М. Никифорова, Б. Б. Таль-Вирского, И. А. Фузайлова и др.

**Поле силы тяжести.** Аномальное гравитационное поле Памиро-Тянь-Шаньского орогена представляет собой единую гравитационную депрессию с центром в области Памира. При этом уменьшение напряженности поля силы тяжести по направлению к центру гравитационной депрессии происходит не монотонно, а характеризуется полосами больших градиентов (гравитационные ступени) и находится в соответствии с глубинным рельефом границ раздела в земной коре этого региона. Полоса больших градиентов ограничивает депрессию со стороны Туранской плиты и Центрально-Казахстанского щита (рис. 18). Она протягивается в пределах плиты на некотором удалении от западных отрогов орогена, перескакает вкострости систему палеозойских Кызылкумских возвышенностей и проходит вдоль северных подножий Северного Тянь-Шаня. На юге эта полоса градиентов ограничивает Предгималайскую впадину.

Ореол распространения отрицательных аномалий Буге, заходящих далеко за пределы орогена, по-видимому, указывает на глубинное расположение источников этих аномалий (Борисов, 1967). Протяженные полосы гравитационных ступеней имеют место в Памиро-Алае, где они простираются вдоль Южно-Тянь-Шаньской зоны глубинных разломов и, видимо, соответствуют большим градиентам в рельефе поверхностей Мохоровичича, Конрада, а, возможно, и подошвы литосферы. В сторону Туранской плиты они трассируются в виде осей интенсивных положительных гравитаци-

онных аномалий. Полоса больших градиентов отчетливо выделяется вдоль Нарынской зоны глубинных разломов и вокруг Ферганской межгорной впадины. Во многих случаях аномалии силы тяжести хорошо коррелируются с магнитными аномалиями.

**Поле магнитных аномалий** Памиро-Тянь-Шаньский регион в среднем характеризуется слабоотрицательным аномальным маг-

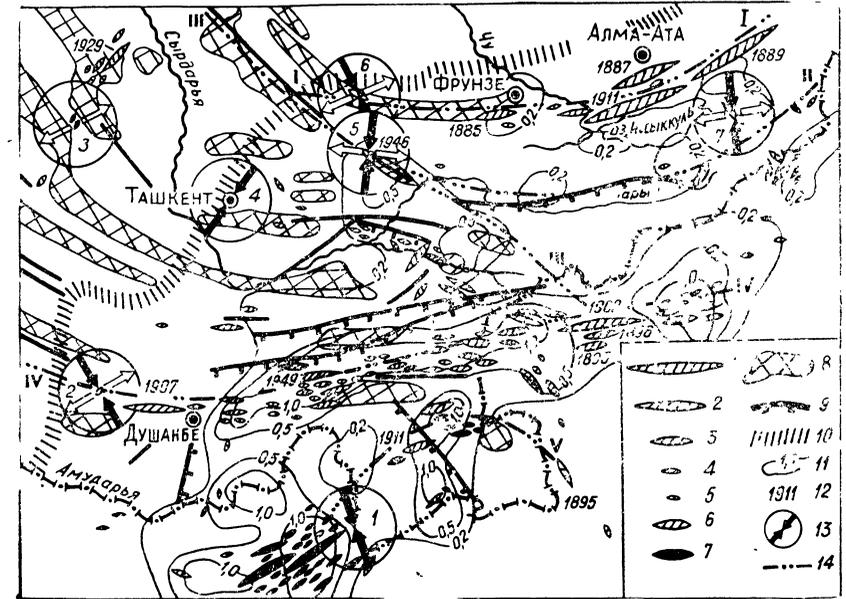


Рис. 18. Геофизическая характеристика земной коры восточной части Средней Азии.

Проекция очагов землетрясений 1865—1971 гг. на горизонтальную плоскость.

Классификация по магнитуде  $M$ : 1— $M > 8$ ; 2— $7\frac{1}{2} < M < 8$ ; 3— $6\frac{1}{2} < M < 7\frac{1}{4}$ ; 4— $5\frac{3}{4} < M < 6\frac{1}{4}$ ; 5— $5\frac{1}{4} < M < 5\frac{1}{2}$ .

Глубина очага: 6—в земной коре; 7—под корой (до 300 км); 8—области наиболее интенсивных положительных магнитных аномалий; 9—гравитационные ступени и оси интенсивных относительных положительных аномалий; 10—северо-западная условная граница области наиболее интенсивных относительных отрицательных аномалий; 11—изолинии сейсмической активности  $A_m$ ; 12—даты наиболее сильных землетрясений; 13—механизм очагов землетрясений (цифры в кругах); 1—очаги глубоких гиндукушских землетрясений (по Е. И. Широковой); 2—Самаркандское 18.XI.1971 г. ( $M=5,7$ ); 3—Кызылкумское 13—14.II.1963 г. ( $M=5,5$ ); 4—Ташкентское 26.IV.1966 г. ( $M=5,3$ ); 5—Чаткальское 3.XI.1946 г. ( $M=7,5$ ); 6—Джамбульское 10.V.1971 г. ( $M=5,5$ ); 7—Сарыкамьшское (Пржевальское) 5.VI.1970 г. ( $M=6,7$ ) 14—оси простираения крупных зон глубинных разломов: I—Северо-Тянь-Шаньская, II—Нарынская, III—Таласо-Ферганская, VI—Южно-Тянь-Шаньская, V—Центрально-Памирская.

нитным фоном, что, по мнению А. А. Борисова (1967), может соответствовать уменьшению пород основного состава в земной коре по мере продвижения от платформы в глубь орогена и процессам интенсивной гранитизации коры.

Магнитное поле, особенно в пределах платформы, представлено чередующимися полосами положительных и отрицательных аномалий интенсивностью в несколько сотен гамм. Полосы хорошо

согласуются с простираем палеозойских структур и глубинных разломов древнего заложения, и отчетливо прослеживаются в виде плавно изгибающихся дуг за пределами Туранской плиты на территории западной окраины Тянь-Шаньского орогена. Одна из таких полос охватывает западную половину Ферганской межгорной впадины, что, по-видимому, свидетельствует о слабой горизонтальной мобильности этого блока земной коры. Однако уже в центральных частях орогенической области (на востоке Ферганской впадины и под Чаткальским хребтом) дугообразность полос магнитных аномалий нарушается, и они выглядят в плане в виде сложной мозаики, главным образом, отрицательных аномалий. Последнее, видимо, указывает на перестройку земной коры в новейшее время в горизонтальном направлении.

Для геофизической характеристики территории Северного Тянь-Шаня данных недостаточно и здесь можно говорить лишь о трассировании узкой полосой положительных магнитных аномалий Северо-Тянь-Шаньской зоны древних глубинных разломов.

Нигде в пределах рассматриваемой территории структуры альпийского плана не отображаются в магнитных аномалиях, что, по мнению А. А. Борисова (1967), свидетельствует о перестройке земной коры в новейшее время без участия магматизма: «Альпийский тектогенез в Средней Азии проявился преимущественно дроблением земной коры, общим увеличением ее мощности и гранитизацией, но почти не сопровождался основной и другой магматической деятельностью». В то же время по сдвигам и резким изгибам полос магнитных аномалий можно судить о молодых тектонических нарушениях и о величине горизонтальных подвижек вдоль них. Такая картина наблюдается в Кызылкумах, где в виде правых сдвигов мы выделяем Центрально-Кызылкумскую зону поперечных глубинных сейсмоактивных разломов (Уломов, 1972; Каржаув, Уломов, 1966).

**Сейсмическое поле.** Средняя Азия — одна из наиболее сейсмоактивных зон территории СССР. Изучению ее сейсмичности посвящено множество работ, в том числе и ряд фундаментальных исследований («Сейсмическое районирование СССР» и др.). На примере Среднеазиатского региона составляются методические разработки и руководства для сейсмического районирования других территорий (Д. И. Мушкетов, Г. В. Попов, В. В. Попов, Г. П. Горшков, И. Е. Губин, Б. А. Петрушевский, Н. А. Введенская, В. И. Бунэ, В. Н. Крестников, И. Л. Нерсесов, М. В. Гзовский и др.).

Исходным материалом для изучения сейсмического режима служат карты эпицентров землетрясений. На их основе составляются три главнейшие характеристики сейсмического режима:

1) график повторяемости, выражающий распределение числа землетрясений  $N$  по сейсмической энергии  $E$ , Дж;

2) сейсмическая активность  $A_0$ , представляющая собой среднюю долговременную характеристику сейсмического режима ис-

следуемой территории и равную числу землетрясений определенного энергетического класса  $K = K_0 = \lg E$  на единице площади в единицу времени;

3) верхний предел энергии землетрясений, максимально возможных на исследуемой территории —  $K_{\max}$ .

Составление полноценной карты эпицентров землетрясений обычно встречает определенные трудности. Существенными являются качественная неоднородность сейсмологического материала, полученного в различные периоды времени, и его количественная недостаточность. Так, для территории Средней Азии общими сведениями о сильных землетрясениях мы располагаем лишь с 1865 г., т. е. с начала систематического изучения географии и геологии Туркестана. С развитием инструментальной сейсмологии и появлением в Средней Азии сейсмических станций сведения о сейсмичности территории постепенно пополняются.

По мнению Н. А. Введенской, в зависимости от развития здесь сети сейсмостанций следует выделить три этапа, для которых представительность землетрясений на всей исследуемой территории определяется минимальным энергетическим уровнем:

1. 1865 — 1922 гг. — представительны макросейсмические (неинструментальные) данные о землетрясениях силой 8 баллов и более;

2. 1923—1951 гг. — представительны землетрясения с  $M \geq 5 - 4\frac{1}{4}$ ; точность инструментального определения координат эпицентров не ниже  $\pm 50$  км;

3. 1952 — 1967 гг. — представительны землетрясения с  $M \geq 4$ ; ошибка определения координат эпицентров не превышает  $\pm 25$  км.

Н. А. Введенской (Бунэ, Введенская и др., 1971) составлена карта эпицентров землетрясений Средней Азии за 1865—1966 гг. с  $M \geq 4\frac{1}{2}$  ( $K \geq 12$ ) (рис. 19).

Карта сейсмической активности  $A_{10}$  для внутрикоровых землетрясений с  $K \geq 10$  за 1956—1966 гг. построена с учетом представительности землетрясений методом суммирования (Ризниченко, 1964), способом постоянной точности (Горбунова, 1964) по формуле:

$$A_{10} = N_{\Sigma} \frac{1-10^{\tau}}{10^{-\tau}(K-K_0)} \cdot \frac{1000}{S \cdot T}, \quad (33)$$

где  $N_{\Sigma}$  — суммарное число землетрясений в зоне осреднения ( $40 \times 40$  км<sup>2</sup>);

$K_0 = 10$ ;

$K$  — нижний предел энергетического класса в районе;

$S$  — площадь зоны осреднения, км<sup>2</sup>;

$T$  — период представительности землетрясений класса  $K$  (в годах);

$\gamma$  — средний наклон графика повторяемости для данного района.

$$\gamma = d \lg N/dK \quad (34)$$

вычисляется из уравнения

$$N = A \cdot 10^{-\gamma(K-K_0)}$$

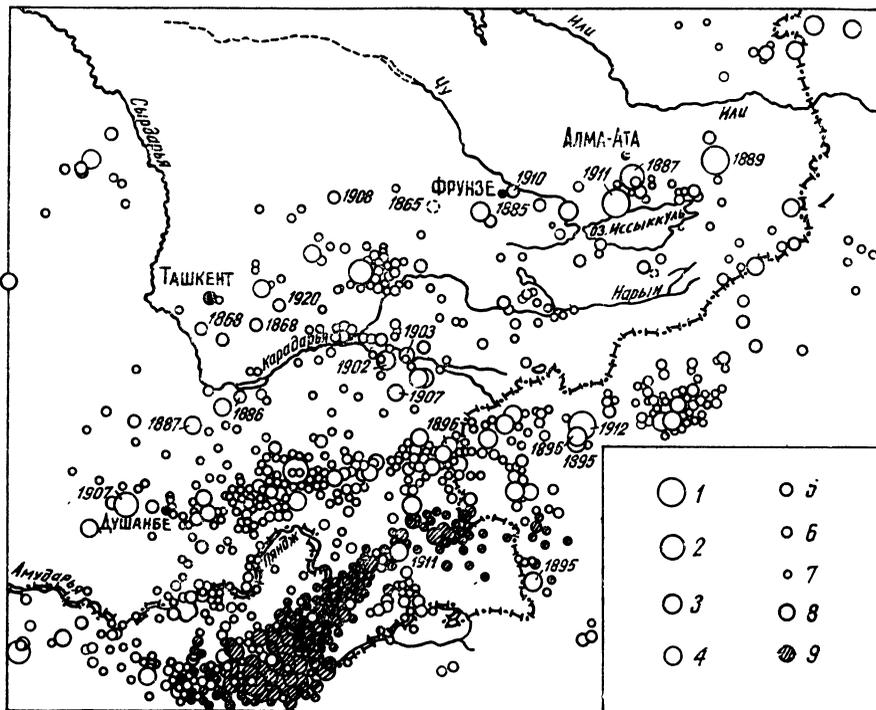


Рис. 19. Карта эпицентров землетрясений Средней Азии за 1865—1966 гг. Составила Н. А. Введенская.

Классификация землетрясений по магнитуде: 1— $M > 8$ ; 2— $7\frac{1}{2} < M < 8$ ; 3— $6\frac{1}{2} < M < 7\frac{1}{4}$ ; 4— $5\frac{3}{4} < M < 6\frac{1}{4}$ ; 5— $5\frac{1}{4} < M < 5\frac{1}{2}$ ; 6— $4\frac{3}{4} < M < 5$ ; 7— $4\frac{1}{4} < M < 4\frac{1}{2}$ .  
Глубина очага: 8—в земной коре; 9—под корой ( $50 \text{ км} < h < 300 \text{ км}$ ).

Сейсмическая активность  $A = A_{10}$  соответствует числу землетрясений с  $K_0 = 10$  на площади  $1000 \text{ км}^2$  в год. Для всей территории Средней Азии  $\gamma = 0,49$ ,  $A_{10} = 0,2$ . В соответствии с этими данными одно землетрясение с  $K = 16$  происходит здесь в среднем за 6 лет, с  $K = 17$  — за 15—20 и  $K = 18$  — за 50 лет.

На рисунке 18 показаны размеры и простираание очаговых областей всех землетрясений Средней Азии с  $M \geq 5\frac{1}{4}$  за 1965—1971 гг. Вычисление горизонтальной протяженности очагов ( $l$ )

производилось по зависимости (рис. 20), составленной на основании литературных данных и наших исследований (Ризниченко, и др., 1960; Шебалин, 1971; Федотов, 1965; Уломов, 1968 и др.).

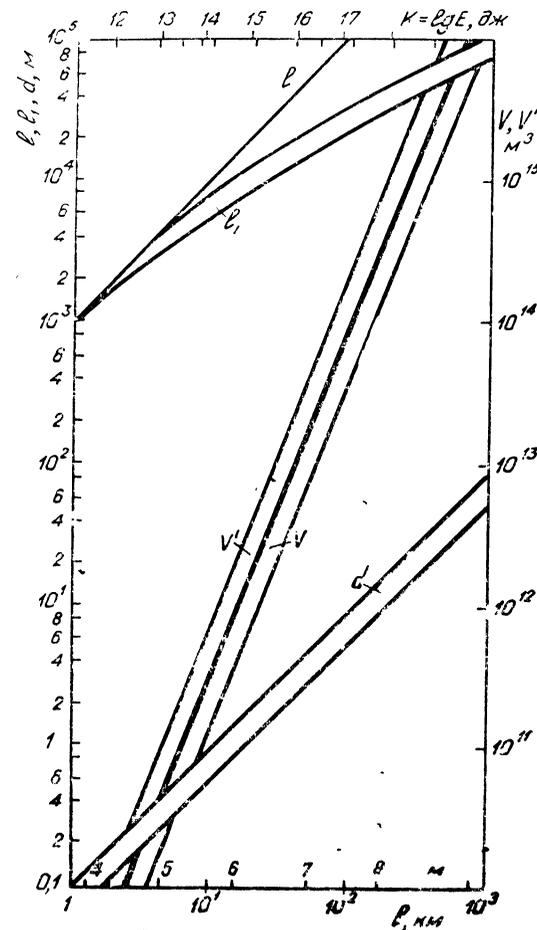


Рис. 20. Зависимость между энергетическим классом ( $K = \lg E$ ), магнитудой ( $M$ ) землетрясения, вертикальной ( $l_1$ ) и горизонтальной ( $l$ ) протяженностью очага, его объемом ( $V$ ), объемом области подготовки землетрясения ( $V'$ ) и амплитудой подвижки в очаге ( $d$ ).

Остальные величины на этом графике определялись следующим образом. Амплитуда подвижки пород в очаге землетрясения вычислялась по формуле

$$d = \frac{l}{2} \epsilon, \quad (35)$$

где  $\varepsilon \approx 10^{-4}$  — среднее для всех землетрясений значение упругой деформации,  $l$  — горизонтальная протяженность очага.

Объем области подготовки землетрясения представлен нами шаровым сегментом, диаметр основания которого —  $l$ , а высота  $h$  соответствует вертикальной протяженности очага (формула несколько упрощена):

$$V' \approx 0,4 h (l^2 + h^2). \quad (36)$$

Объем ( $V'$ ) включает в себя области остаточных и упругих деформаций величиной  $\varepsilon \approx 10^4$  и более.

Зависимость для объема очага  $V$  построена путем интерполяции между величинами объема очага Ташкентского землетрясения 1966 г. ( $M=5,3$ ), вычисленного по афтершокам, и Кебинского землетрясения 1911 г. ( $M=8,7$ ), выявленного по макросейсмическим данным (Богданович и др., 1914).

Для определения простирания очагов землетрясений наряду с представлениями о тектонике региона привлекались сведения о конфигурации изосейст (Н. А. Введенская, О. В. Соболева и др.), данные о механизме очага (А. В. Введенская) и распространении эпицентров афтершоков, а в случае крупнейших землетрясений — сведения о простирании остаточных деформаций на земной поверхности (К. И. Богданович, Д. И. Мушкетов, Г. П. Горшков и др.). В отдельных случаях использовались геофизические данные (например, о сдвигах в Кызылкумах и др.) и результаты геоморфологических наблюдений (И. П. Герасимов, Е. Я. Ранцман и др.).

Проекция очагов в отличие от произвольного графического изображения эпицентров землетрясений представлены в масштабе карты, что позволяет судить о роли сейсмических подвижек в деформировании земной коры.

Карта же эпицентров нивелирует крупные и мелкие сейсмические события, и зачастую второстепенные явления представляются ответственными. Так, судя по карте очагов, даже разрушительные землетрясения типа Ташкентского 1966 г. ( $M=5,3$ ) могут быть ординарными сейсмическими явлениями, связанными с локальными условиями деформирования участка земной коры.

Анализ карты очагов землетрясений, как и карты эпицентров, позволяет выявить определенную закономерность в распределении сейсмического поля на территории Средней Азии. Очаги землетрясений расположены в виде протяженных полос, согласующихся с простиранием зон глубинных разломов и флексур. Наиболее четко выделяются Памиро-Гиндукушская, Южно-Тянь-Шаньская и Северо-Тянь-Шаньская сейсмогенные зоны, менее — Восточно-Ферганская, Таласо-Ферганская, Нарынская и Центрально-Кызылкумская.

Памиро-Гиндукушская сейсмогенная зона простирается вдоль северных отрогов Гиндукуша, затем поворачивает

на северо-восток, субширотно пересекает центральную часть Памира и далее изгибается в юго-восточном направлении вдоль хребтов Кунь-Луны. Она отличается от других сейсмогенных зон Средней Азии большой глубиной заложения. Очаги землетрясений располагаются здесь начиная от поверхности до глубины 270 км в районе Гиндукуша и 150 км — на Памире. Исследование механизма очагов памиро-гиндукушских землетрясений указывает на некоторую неоднородность поля действующих здесь упругих напряжений. Так, по данным О. В. Соболевой (1967), Гиндукушская подзона на глубине 80 км и более характеризуется горизонтальными сжимающими и вертикально направленными растягивающими напряжениями, тогда как на Памире растягивающие напряжения могут быть близкими к горизонтальным. В целом же Памиро-Гиндукушская сейсмогенная зона испытывает интенсивные горизонтальные сжимающие напряжения и находится в условиях, свойственных большей части Средиземноморско-Азиатского мобильного пояса (Широкова, 1961, 1967). В ортогональной вертикальной плоскости эта зона имеет приплюснутую с боков грушевидную форму, а в плане ее ширина не превышает 100 км: Наиболее протяженная по глубине гиндукушская часть зоны круто падает на северо-запад. В этом же направлении, судя по механизму очагов землетрясений, опускается северное крыло Памиро-Гиндукушской зоны глубинных разломов (Уломов, 1966). Памирская часть зоны, как и весь ее внутрикоровый участок, наоборот, характеризуется подъемом плоскостей разрывов в северном направлении.

Г. П. Горшков (1970) находит сходство между формой этой зоны и конфигурацией области «конусов разрушения», образующихся в условиях одностороннего сжатия. Уменьшение числа гипоцентров землетрясений на глубине 110—140 км и ниже 240 км он связывает с наличием здесь слоев пониженной вязкости пород (Нерсесов, Лукк, 1967; Нерсесов, Чепкунас, 1970).

Памиро-Гиндукушская зона характеризуется стабильным режимом и высокой сейсмичностью. Так, за последние 50 лет здесь выделилось сейсмической энергии больше, чем за этот же период в земной коре всей Средней Азии. Наиболее сильное землетрясение с  $K=17$  произошло здесь 14. XI. 1937 г.

Южно-Тянь-Шаньской сейсмогенной зоне также свойственно постоянное состояние режима, на отдельные закономерности которого указано В. И. Бунэ (1970). На карте сейсмической активности зона четко выделяется повышенными значениями  $A_{10}=0,76$  ( $\gamma=0,49$ ). В плане она совпадает с одноименной зоной глубинных разломов (IV—IV, рис. 17). В течение последних 100 лет здесь случались сильные землетрясения с  $K=18, 17$  и  $16$ . Наиболее крупные из них произошли на краях зоны — в областях низкой сейсмической активности ( $A_{10}=0,1-0,2$ ): Кашгарское 22. VIII. 1902 г.,  $K=18, M=8,6$ ; Каратагское 21. X. 1907 г.,  $K=18, M=7 \div 8$ . Хаитское 10. VII. 1949 г.,  $K=17, M=7 \frac{1}{2}$  ( $A_{10}>1,0$ ) случилось в центральной части Южно-Тянь-Шаньской зоны.

В основном землетрясения этой зоны происходят на глубине до 10 км, но встречаются и глубже (20—40 км).

По расчетам В. И. Бунэ (1966, 1970), на территории Южно-Тянь-Шаньской зоны землетрясения с  $K \geq 15$  происходят в среднем один раз в четыре года, а эпицентральные области катастрофических землетрясений с  $M \geq 7\frac{1}{2}$  (их всего три), по его мнению, мигрируют в пределах сейсмогенной зоны.

Механизм очагов землетрясений Южно-Тянь-Шаньской зоны характеризуется горизонтальными сжимающими напряжениями, направленными ортогонально простиранию зоны, и близкими к вертикали растягивающими напряжениями (Широкова, 1961, 1967; и др.). В зоне перехода от орогена к платформе, западнее г. Душанбе, обе составляющие главных сжимающих и растягивающих напряжений близгоризонтальны и соответствуют правому сдвигу вдоль Южно-Тянь-Шаньской зоны глубинных разломов (рис. 18).

Северо-Тянь-Шаньская сейсмогенная зона совпадает по простиранию с одноименной зоной глубинных разломов. Несмотря на пониженную активность ( $A_{10}=0,09$  при  $\gamma=0,48$ ), по числу крупнейших землетрясений зона занимает первое место в Средней Азии. Здесь на протяжении 100 лет произошли два землетрясения с  $K=18$  (Чиликское 12. VII. 1889 г. и Кебинское 3. I. 1911 г.), одно с  $K=17$  (Верненское 9. VI—1887 г.) и два с  $K=16$  (Беловодское 3. VIII. 1885 г. и Кеминно-Чуйское 20. VI. 1938 г.). Несколько в стороне от этой зоны, восточнее оз. Иссык-Куль, 5. IV. 1970 г. произошло еще одно землетрясение с  $K=16$  (Сарыкамьшское, или Пржевальское).

Северо-Тянь-Шаньская зона аналогично Южно-Тянь-Шаньской испытывает интенсивные сжимающие напряжения, направленные ортогонально простиранию горных сооружений. В западной части зоны, судя по сейсмологическим данным (Джамбульское землетрясение 10. V. 1971 г.), преобладают правые сдвиги.

Северо-Тянь-Шаньская зона — пример отсутствия корреляции между сейсмической активностью и максимально возможными по величине ( $K_{\max}$ ) землетрясениями. Несовпадение очаговых областей крупных Кашгарского и Каратагского землетрясений с областями высокой активности наблюдается и в Южном Тянь-Шане.

Восточно-Ферганская сейсмогенная зона уверенно выделяется по эпицентрам относительно больших землетрясений. Она совпадает с одноименной зоной глубинных разломов и, по-видимому, протягивается далее на северо-запад, отделяя Чаткальский мезоблок земной коры от Кураминского вдоль Кумбельской зоны разломов.

Наиболее сильные землетрясения здесь имеют  $K=16$ : Андижанское 16. XII. 1902 г., Куршабские 6 и 12. VII. 1924 г. На карте сейсмической активности зона характеризуется относительно малой величиной  $A_{10}=0,2—0,3$ . Сведений о механизме очагов местных

землетрясений пока не имеется. Судя по макросейсмическим данным, очаг Андижанского землетрясения простирается ортогонально по отношению к зоне и, по-видимому, совпадает с северо-восточным ответвлением Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны

Таласо-Ферганская сейсмогенная зона прослеживается значительно хуже предыдущей и относится пока к числу слабоактивных ( $A_{10}=0,2—0,5$ ). Здесь 3. XI. 1946 г. на стыке с Нарынской зоной произошло крупное Чаткальское землетрясение,  $K>17$ ;  $M>7\frac{1}{2}$ . Остальные землетрясения не превышали  $K=14$ .

Механизм очага Чаткальского землетрясения, макросейсмические и геоморфологические данные указывают на правый сдвиг пород в очаге и принадлежность его к Таласо-Ферганской зоне глубинных разломов.

Нарынская сейсмогенная зона, по сейсмологическим данным, выделяется условно. Она, как и вся территория Северного Тянь-Шаня, в сейсмическом отношении слабоактивна. Здесь землетрясения с  $K>14$  пока не известны.

Центрально-Кызылкумская сейсмогенная зона также слабоактивна, расположена под платформенным чехлом и по геологическим признакам поэтому не выделяется. Однако здесь имело место землетрясение с  $K=16$  (Чиилийское, 3. VI. 1929 г.) и несколько с  $K=14$ . Эта зона характеризуется интенсивными горизонтальными растягивающими и вертикально сжимающими упругими напряжениями. Механизм местных сейсмических очагов изучен по двум землетрясениям с  $K=14$  ( $M=5\frac{1}{2}$ ), происшедшим здесь 13 и 14. III. 1968 г.

Остальные сейсмические зоны на территории Средней Азии выделяются неуверенно и, как правило, меняют свою конфигурацию при очередном относительно крупном землетрясении.

**Поле упругих напряжений.** Изучение механизма очагов землетрясений (по А. В. Введенской и др.) в лучшем случае позволяет получить лишь качественную картину распределения в земной коре и верхней мантии поля упругих напряжений. Обычно в результате исследований определяется только ориентация в пространстве главных напряжений и ничего не говорится о их величине. М. В. Гзовский (1967, 1971), по-видимому, первый сделал попытку количественно охарактеризовать поле упругих напряжений в земной коре Средней Азии.

На основании данных о суммарных тектонических движениях за последние 30 млн. лет и сейсмичности за 50 лет М. В. Гзовский построил схему поля современных тектонических движений, согласно которой максимальные касательные напряжения в пределах исследуемой территории изменяются от  $100 \pm 50$  до  $1000 \pm 500$  кг/см<sup>2</sup>. Наименьшие значения напряжений свойственны Туранской плите и Центрально-Казахстанскому щиту, наибольшие — Южно-Тянь-Шаньской сейсмогенной зоне и гиндукушской части Памиро-Гиндукушской зоны. В Северном Тянь-Шане, Ферганской межгорной

впадине, на большей части Алая и на территории Памира величина максимальных касательных напряжений оценена в  $700 \pm \pm 350 \text{ кг/см}^2$ . На остальной территории касательные напряжения в земной коре составляют  $400 \pm 200 \text{ кг/см}^2$ . Эта величина, по-видимому, распространяется и на Центрально-Кызылкумскую сейсмогенную зону.

В своих расчетах М. В. Гзовский (1964) исходил из представлений о деформировании земной коры вертикальными силами, действующими со стороны подкоровой оболочки и, естественно, пользовался данными только о величинах градиента скорости вертикальных тектонических движений:

$$\tau_{\max} \approx \Phi_{\eta} |\text{grad } V| m, \quad (37)$$

где  $\tau_{\max}$  — максимальные касательные напряжения;

$\Phi$  — коэффициент пропорциональности, относящийся к определенной глубине. По М. В. Гзовскому, сейстические данные и моделирование показали, что для глубин 15—20 км коэффициент  $\Phi$  порядка единиц и близок к 6;

$|\text{grad } V| m$  — средняя величина градиента скорости вертикальных движений;

$\eta$  — эффективная вязкость вещества земной коры на исследуемой глубине.

Величина всестороннего давления на глубине определяется весом вышележащих пород и теми изменениями давления ( $\Delta \sigma_m$ ), которые сопровождают тектонические деформации:

$$\Delta \sigma_m \approx \frac{2}{3} \Phi_{\eta} |\text{grad } V| m. \quad (38)$$

Согласно этим вычислениям, проделанным с учетом зависимости вязкости от давления, верхний предел касательных напряжений в средних частях земной коры (глубина 15—20 км) Памира и Тянь-Шаня определен в  $1200 \text{ кг/см}^2$ , а наибольшее снижение всестороннего давления —  $800 \text{ кг/см}^2$ . По мнению М. В. Гзовского, в нижних частях земной коры и верхней мантии обе приведенные величины увеличиваются в 3—10 раз.

До недавнего времени считалось, что источником напряжений в земной коре являются лишь гравитационные силы, т. е. силы веса вышележащей толщи пород, а компоненты тензора напряжений, определенным образом ориентированного в пространстве, зависят от глубины:

$$\sigma_z = \gamma H; \quad \sigma_x = \sigma_y = \frac{\nu}{1-\nu} \gamma H, \quad (39)$$

где  $\sigma_z, \sigma_x, \sigma_y$  — главные напряжения;

$\gamma$  — объемный вес породы;

$\nu$  — коэффициент Пуассона;

$H$  — глубина залегания рассматриваемого элемента породы.

Согласно формулам (39), величина горизонтальных напряжений при  $\nu = 0,25$  примерно в три раза меньше вертикального компонента  $\sigma_z$ .

По другой гипотезе, предполагающей гидростатическое напряженное состояние в недрах земной коры, поле упругих напряжений характеризуется шаровым тензором:

$$\sigma_z = \sigma_x = \sigma_y = \gamma H. \quad (40)$$

Однако, как показывают инструментальные измерения напряжений, выполненные в последние годы в различных пунктах, действительное поле напряжений значительно отличается от описываемых уравнениями (39) и (40) (Hast, 1958, 1967, 1969; Kieslinger, 1960; Parker, 1966; Панюков, 1959; Прочухан, 1966; Батугин, 1968; Кропоткин, 1971; Булин, 1971; Ягодкин, Мохначев, Кунтыш, 1971; и др.). Горизонтальная составляющая в результате действия тектонических сил, как правило, оказывается в среднем в 1,5—2 раза больше вертикальных напряжений, а в конкретных условиях отношение  $\sigma_{x,y} / \sigma_z$  может достигать еще большей величины. Вертикальная составляющая напряжений действительно близка весу покрывающих пород ( $\gamma H$ ), но иногда может быть несколько большей.

Несмотря на то, что экспериментальных данных еще далеко недостаточно, а имеющиеся во многом противоречивы, все же можно констатировать, что модель напряженного состояния земной коры гораздо сложнее и не удовлетворяется в большинстве случаев ни одной из упомянутых выше гипотез. По-видимому, если на больших глубинах и существует гидростатическое (геостатическое) давление, обусловленное различными факторами, в том числе и весом покрывающих толщ, то по мере приближения к земной поверхности и соответственно уменьшения вертикальной составляющей шаровой тензор напряжений преобразуется в эллипсоид, максимальные оси которого располагаются близко к горизонту. Ориентировка тензора в пространстве зависит и от многих других факторов (наличие разгрузки, остаточных напряжений и др.), но главным образом от направленности естественных напряжений, созданных тектоническими силами.

По данным инструментальных измерений напряженного состояния в самых разнообразных породах, различных геологических условиях и на глубинах до  $\sim 3 \text{ км}$  (в шахтах, рудниках, карьерах и основаниях гидросооружений), величина средних горизонтальных напряжений достигает  $1000 \text{ кг/см}^2$ . Для этих глубин имеются эмпирические выражения, описывающие увеличение  $\sigma_{x,y}$  с глубиной (рис. 21). Это известное уравнение Н. Хаста (Hast, 1958), усовершенствованное Д. Коутсом, Ф. Грантом и Б. Бойтом (Coates, Grant, 1966; Voicgkt, 1967):

$$\sigma_{x,y} = (80 + 0,43 h, m), \text{ кг/см}^2, \quad (41)$$

и уравнение, полученное недавно Н. К. Булиным (1971), обобщившим литературные данные о напряжениях в складчатом и кристаллическом фундаменте:

$$\sigma_{x,y} = (60 + 0,31 h, м), кг/см^2. \quad (42)$$

Несомненно, нет никаких оснований линейно экстраполировать эти зависимости на большие глубины (например, в десятки километров), поскольку изменение физических свойств с глубиной на-

кладывает определенные дополнительные условия на поле геодинамических напряжений. Так, существенное понижение вязкости уже

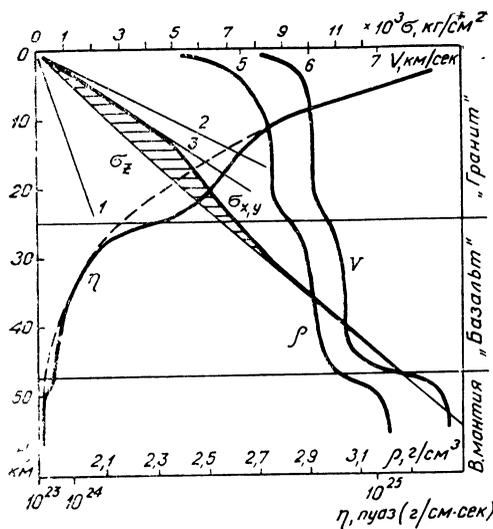


Рис. 21. Изменение с глубиной ( $H$ ) величин упругих напряжений ( $\sigma$ ), вязкости ( $\eta$ ), плотности пород ( $\rho$ ) и скорости распространения продольных сейсмических волн ( $V_p$ ) в земной коре и верхней мантии Средней Азии;  $\sigma_z = \rho H$  — литостатическое давление (вертикальная составляющая напряжений).

1 — горизонтальная составляющая напряжений по Диннику; 2 — то же по Хасту; 3 — то же, по Булину;  $\sigma_{x,y}$  — изменение с глубиной в земной коре горизонтальной составляющей напряжений. Заштрихованная часть — касательные напряжения.

в базальтовом слое, по-видимому, приводит к значительному уменьшению величины скалывающих напряжений и квазипластическому течению базальтовых масс. Об этом свидетельствует выявленное нами ранее (Уломов, 1960) почти полное отсутствие очагов землетрясений в этом слое и приуроченность их к слою «гранита». Таким образом, геодинамические избыточные напряжения (заштрихованная площадь, рис. 21) достигают максимальных значений ( $10^3 кг/см^2$  и более) в интервале глубин 10—20 км, который и соответствует наиболее сейсмогенным горизонтам литосферы.

На рассматриваемой нами территории Средней Азии наибольший темп деформирования литосферы имеет место в Памиро-Гиндукушской сейсмогенной зоне, где квазигидростатическое равновесие достигается лишь в астеносфере, вязкость которой здесь примерно на два порядка больше обычной величины и составляет, по нашим расчетам,  $10^{21}$ — $10^{22}$  пуаз.

Другие геофизические параметры так же нелинейно изменяются с глубиной и характеризуются наибольшими градиентами при переходе через основные границы раздела в земной коре (рис. 21).

Причины, обуславливающие возникновение геодинамических напряжений, дополнительных к литостатическому давлению, достаточно разнообразны. Наряду с тектоническими движениями сюда относятся процессы деформирования пород земной коры, связанные с различными физико-химическими явлениями (термика, дегидратация и др.). Определенного мнения у специалистов на этот счет пока нет, хотя среди прочих причин главная роль отводится тектоническим деформациям, обусловленным, в свою очередь, большими горизонтальными перемещениями литосферы по астеносфере (Н. Хаст, П. Н. Кропоткин и др.).

Среди самых последних гипотез о происхождении больших горизонтальных напряжений можно привести толкование Е. В. Артюшкова (1972), который, как и некоторые другие (Кутырев, 1969; и др.), считает, что наиболее распространенная гипотеза конвективных токов в мантии не может объяснить большие горизонтальные напряжения в литосфере, способные двигать материки и деформировать их кору. По его мнению, возникновение в земной коре или литосфере дополнительных напряжений до  $10^3 кг/см^2$  связано с неровностями поверхностного и глубинного рельефа, даже изостатически уравновешенного. Стремление рельефа выровняться в горизонтальном направлении создает глобальную систему напряжений, а в рифтовых зонах является причиной расширения дна океанов. Эти же напряжения, концентрируясь в наиболее вязких горизонтах земной коры и верхней мантии, служат причиной сейсмичности в орогенных областях.

Аналогичный вывод сделан Н. К. Булиным (1971) и др., предполагающими, что одно из важнейших условий высвобождения сейсмической энергии, заключенной в горных породах, — наличие квазистатической внешней нагрузки. Иногда в качестве аргумента приводятся примеры техногенных движений блоков земной коры, статическая неустойчивость которых вызвана деятельностью человека. Сюда относятся «плотинные» землетрясения (Наст, 1969 и др.), закачка воды под давлением в глубокие скважины (Evans, 1966 и др.) и другие подобные явления (Гофштейн, 1970 и др.). Однако, как показывают наблюдения, тектоническая активизация и высокая сейсмичность, казалось бы, динамически уравновешенной Туранской плиты проявляются без всякой дополнительной внешней нагрузки. Можно привести и другие примеры. Техногенные и им подобные землетрясения, по-видимому, возникают не столько в результате быстро создаваемой дополнительной нагрузки, сколько в связи со значительным повышением давления жидкости в трещинах и порах породы, а также смачиванием зон тектонических разломов и уменьшением трения между блоками (Hubbert, Rybey, 1959 и др.).

Горные сооружения, как и глубинный рельеф в земной коре орогенических областей, по нашему мнению, не являются активной движущей силой, а даже наоборот — созданы в результате горизонтальных перемещений литосферы. Рассчитанные Е. В. Ар-

тюшковым (1972) тангенциальные напряжения в таком случае лишь свидетельствуют о величине напряженного состояния земной коры в латеральном направлении. В рифтовых и других районах земного шара, где наращивание литосферы происходит в основном за счет поступления из недр магматических продуктов, представлены Е. В. Артюшкова о движущей силе вполне естественны. Причины деформирования в новейшее время земной коры и литосферы Средней Азии, как свидетельствуют геологические и геофизические данные, состоят в тангенциальном давлении масс, расположенных за пределами рассматриваемой территории.

Максимальные касательные напряжения  $t_{max} = 1/2 (\sigma_z - \sigma_{xy})$  верхней части коры измеряются первыми сотнями килограмм на квадратный сантиметр (Наст, 1958, 1969; и др.). Эта величина одного порядка с избыточными скалывающими напряжениями  $(0,2-0,8) \cdot 10^2 \text{ кг/см}^2$ , высвобождающимися в очаговой области тектонических землетрясений (Магницкий, 1965; Уломов, 1970), характеризующими, по-видимому, длительную прочность горных пород.

В квазитомогенном фундаменте платформ уже на глубине в несколько километров тензор напряжений, по-видимому, приближается к шаровому ( $\sigma_z \approx \sigma_{x,y}$ ), а касательные напряжения намного меньше величины избыточных напряжений, снимаемых землетрясениями ( $\tau_{max} < 10^2 \text{ кг/см}^2$ ). В чехле платформ горизонтальная составляющая напряжений, как правило, несколько меньше вертикальной ( $\sigma_{x,y}/\sigma_z < 1$ ) и на глубине 10—15 км, по-видимому, не превышает  $1 \cdot 10^3 \text{ кг/см}^2$ . Активизация молодых платформ, как это наблюдается в восточной части Туранской плиты, способствует увеличению максимальных касательных напряжений в их фундаменте за счет усиления тектонических движений со стороны орогена.

В горных областях, как уже отмечалось, тензор напряжений приобретает горизонтальную направленность, а скалывающие напряжения достигают первых сотен  $\text{кг/см}^2$ , что и определяет высокую мобильность и сейсмичность орогена. В его пределах наблюдается также дифференциация силовых полей земной коры, а следовательно, и динамического режима. Так, за последние 100 лет на территории Северного Тянь-Шаня, характеризующейся низкой активностью ( $A_{10} < 0,2$ ), выделилось сейсмической энергии на порядок больше, чем за то же время в земной коре высокоактивного Южного Тянь-Шаня ( $A_{10} \geq 0,5$ ). Это явление можно объяснить большой консолидацией земной коры каледонского Северного Тянь-Шаня и слабой прочностью ее в герцинском Алае.

Раздробленная разломами и подверженная интенсивным деформациям разупрочненная земная кора Южного Тянь-Шаня не способна накопить в больших объемах пород упругие касательные напряжения, достаточные для провоцирования землетрясений, например, с  $K \geq 18$ . Исключение составляют периферийные об-

ласти перехода от орогена к платформам. Так, крупные Каратагское (1907 г.) и Кашгарское (1902 г.) землетрясения произошли на границе орогена с Туранской и Таримской плитами соответственно, земная кора которых еще достаточно консолидирована, а сейсмическая активность по  $A_{10}$  весьма низкая.

Средняя плотность упругой энергии касательных напряжений, накапливаемых в породах земной коры Северного Тянь-Шаня, вероятно, превышает  $10^4 \text{ эрг/см}^3$ , тогда как в Южном — она порядка  $10^3 \text{ эрг/см}^3$ . Возможное уменьшение, а не увеличение, как это считают некоторые исследователи (Гзовский, 1971; и др.), удельной упругой энергии в раз-

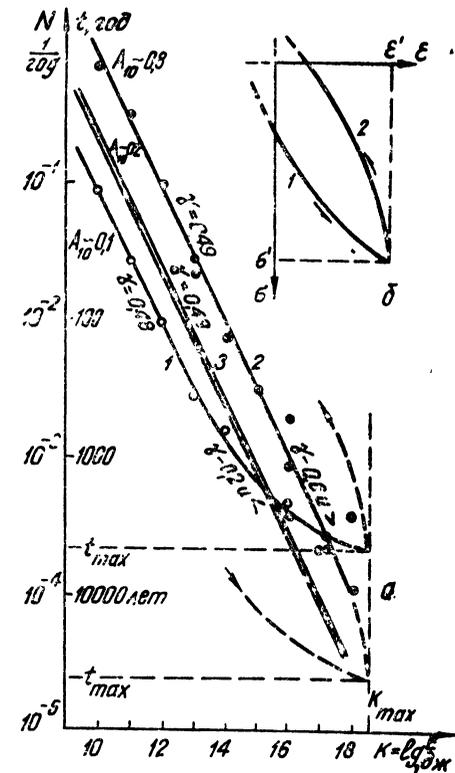


Рис. 22. Графики повторяемости землетрясений Северного (1), Южного (2) Тянь-Шаня, всей Средней Азии (3) и иллюстрация упругого гистерезиса.

$a$  —  $N$  — среднее число землетрясений в год на площади  $1000 \text{ км}^2$ ,  $t$  — продолжительность подготовки землетрясения;  $K$  — энергетический класс землетрясения;  $A_{10}$  — сейсмическая активность, равная числу землетрясений с  $K=10$  на площади  $1000 \text{ км}^2$  в год;  $\gamma$  — средний наклон графика повторяемости;  $K_{max}$  — максимальное по величине землетрясение в конкретном районе;  $t_{max}$  — время накопления упругой энергии, необходимой для землетрясения с  $K_{max}$ ;  $b$  — зависимость деформации  $\epsilon$  от увеличения (1) и уменьшения (2) нагрузки  $\sigma$  при упругом гистерезисе,  $\sigma'$  и  $\sigma''$  — предельные значения напряжений и деформаций в испытуемом материале.

упрочненной коре центральной части Южного Тянь-Шаня подтверждается и измерениями, указывающими на то, что сильно трещиноватые породы, как правило, характеризуются ослаблением напряжений (Coates, Ignatieff, 1966, Егоров, Шаманская, 1968; и др.).

В связи с этим рассмотрим графики повторяемости землетрясений, построенные отдельно для Северного и Южного Тянь-Шаня (рис. 22). Обычно точки на обоих графиках аппроксимируются отрезками прямой линии и отскакивающие величины, связанные с данными о крупнейших землетрясениях, во внимание не принимаются (Бунз, Введенская, Гзовский, 1968; и др.). Мы же считаем отмеченный отскок точек неслучайным и аппроксимируем графики повторяемости изогнутыми линиями (рис. 22). Начертание графиков в таком виде очень напоминает петлю упругого гистерезиса, изображенную здесь же в правом углу: упругому напряжению ( $\sigma$ ) соответствует продолжительность ( $t$ ) под-

готовки землетрясения, а деформациям ( $\epsilon$ ) — энергия излучаемых сейсмических волн ( $E$ ).

Величины, входящие в каждую пару, физически связаны между собой. Более того, предельные значения  $\sigma'$  и  $\epsilon'$  соответствуют предельной продолжительности подготовки максимально возможного землетрясения с  $K=K_{\max}$ .

Зависимость (1) на обоих рисунках (*a* и *b*) обусловлена деформированием еще непотревоженного или достаточно консолидированного материала, а кривая (2) связана с остаточными явлениями в среде, уже подвергавшейся ранее упругим и неупругим деформациям. Пунктирными линиями (со стрелками) показано, как будет выглядеть через тысячелетия график повторяемости землетрясений Северного Тянь-Шаня и как он выглядел в начале тектонической активизации в тогда еще прочной коре Южного Тянь-Шаня.

Еще более молодую стадию деформирования, т. е. начальную стадию «сейсмического гистерезиса», сегодня переживает земная кора восточной части Туранской плиты. Аналогичная картина трансформации графика повторяемости в процессе разупрочнения горных пород наблюдалась при афтершоках в очаговой области Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. (Уломов, Уломова, 1971).

Понимая некоторую условность сопоставления процесса последовательного дробления пород с явлением упругого гистерезиса, следует помнить, что в обоих случаях мы имеем дело с процессами нагружения и разгрузки квазиупругого материала. Однако, если при упругом гистерезисе образец породы постепенно нагружается, а затем так же постепенно освобождается от нагрузки, то в природных условиях нагрузка осуществляется вековыми геодинамическими напряжениями, а разгрузка — самим материалом в процессе его разрушения. При этом материал сначала откалывается крупными кусками, а впоследствии дробится. Очередные новые разрывы пород обуславливаются усложняющимся во времени и пространстве полем градиента упругих напряжений, изменение конфигурации которого в свою очередь создает предпосылки дальнейшему разрушению среды и приводит к предельному снятию градиента (выравнивание поля). Таким образом, конфигурация графиков повторяемости землетрясений в том или ином районе зависит от прочностных свойств земной коры и меняется в сторону спрямления графиков по мере разупрочнения материала среды. Поэтому при анализе сейсмичности территории, характеризующейся криволинейными графиками повторяемости, следует говорить не столько о недостатке времени наблюдений, сколько об отсутствии необходимого времени для существенного разупрочнения земной коры региона. А для этого необходимы не десятки и сотни лет, а тысячи и десятки тысяч.

Другой причиной «неувязки» сейсмологии и тектоники является отсутствие физического смысла в начертании карт эпицент-

ров землетрясений, которые приводят к ненужной и даже вредной для тех и других исследователей абстракции. Прежде всего это сказывается на оценке частоты повторяемости «эталонных» ( $K=15$ ) землетрясений на единице площади ( $1000 \text{ км}^2$ ) в зонах различной категории сейсмической опасности (Бунэ, Введенская, Гзовский, 1968). Так, простой подсчет по формуле (35) суммарных сейсмических подвижек приводит к значениям, на 1—2 десятичных порядка перекрывающим суммарную амплитуду неоген—четвертичных тектонических движений. Оставив же место для явления крипа, мы обнаружим, что частота повторяемости на единице площади землетрясений с  $K \geq 15$  занижается, по крайней мере, на 2—3 порядка. Таким образом, и этот вопрос требует серьезного пересмотра.

Итак, поле упругих напряжений и деформаций является важной характеристикой динамики земной коры и прежде всего — ее сейсмичности. Анализ карты очагов землетрясений позволяет выявить определенную закономерность в распределении сейсмического поля на территории Средней Азии, заключающуюся, в частности, в приуроченности сейсмогенных зон к зонам крупных разломов и флексур, а по глубине — к наиболее хрупкому «гранитному» слою. Измерения геодинамических напряжений в верхних слоях земной коры указывают на значительные отличия наблюдаемого тензора напряжений от тензора, описываемого уравнением гидростатического (геостатического) равновесия. Горизонтальные составляющие упругих геодинамических напряжений в среднем в 1,5—2,0 раза больше вертикального компонента, а в конкретных условиях могут достигать еще большей величины.

На территории Тянь-Шаня, как и в большинстве районов земного шара, наибольшим скалывающим напряжениям подвержен «гранитный» слой, а в Памиро-Гиндукуше вся литосфера находится в неуравновешенном состоянии. Различия в сейсмическом режиме земной коры Северного и Южного Тянь-Шаня обусловлены разными стадиями накопления в этих районах тектонических нарушений (НТН). Разупрочнение или старение в результате НТН земной коры Средней Азии происходит в новейшее время в направлении с юга на север, т. е. от альпийских структур к герцинидам, а затем к каледонидам и т. д. Следовательно, факторы интенсивного деформирования земной коры Средней Азии и новейшего горообразования располагаются за пределами рассматриваемой территории.

#### **Динамика земной коры Средней Азии и методика изучения ее горизонтальных движений**

Движения земной коры и всей литосферы в целом происходят в трех измерениях. В зависимости от условий геодинамического напряженного состояния земной коры в одних районах преобладают вертикальные, а в других горизонтальные переме-

ния. Исследования последних лет указывают на главенствующую роль горизонтальных движений в тектоническом развитии всей внешней оболочки Земли (тектоника плит, новая глобальная тектоника).

Представления о существовании в Средней Азии крупных горизонтальных сдвиговых смещений на 100—200 км и более поддерживаются многими исследователями. В качестве крупнейшего сдвига указывается Таласо-Ферганский разлом и ряд менее значительных тектонических нарушений главным образом северо-западного простирания. При изучении больших горизонтальных перемещений земной коры исследователи сталкиваются с трудностями методического характера. Методика измерения горизонтальной составляющей находится еще в стадии разработки и далека от совершенства. Поэтому примененный нами ниже прием редуцирования земной коры можно рассматривать как один из способов изучения ее горизонтальных движений.

В течение относительно короткого геологического отрезка времени ( $3 \cdot 10^7$  лет) земная кора молодой эпипалеозойской платформы подвергалась значительной перестройке. На месте тонкой (35—40 км) коры возникли 50—70-километровые толщи. Перестройка не сопровождалась сколько-нибудь существенными проявлениями магматизма и, следовательно, значительное утолщение коры не связано с внедрением в нее крупных порций молодой магмы.

Утолщение земной коры, как и вся современная тектоника Памиро-Тянь-Шаня, скорее всего, представляет собой остаточные деформации литосферы, созданные интенсивными горизонтальными геодинамическими напряжениями, действующими со стороны Индийской и Таримской древних платформ.

**Редукция земной коры.** Для восстановления картины деформирования земной коры и возникновения эпиплатформенного орогена необходимо рассмотреть остаточные деформации в кинематическом и динамическом аспектах. Иными словами, необходимо редуцировать земную кору орогена таким образом, чтобы она вновь приобрела 35—40-километровую толщину. Это можно сделать, полагая, что сооружения орогена и, в том числе, рельеф подошвы земной коры (граница *M*) созданы в основном горизонтальными движениями литосферы.

Примем за относительно неподвижное начало отсчета деформаций отвесную поверхность, расположенную вдоль дугобразного профиля (рис. 23) в пределах платформенной части консолидированной коры Туранской плиты (на западе) и Центрально-Казахстанского щита (на севере). Средняя глубина залегания поверхности *M* вдоль этого профиля составляет около 40 км, а сама граница близка к горизонтали. Таким образом, область земной коры, расположенная к северо-западу от профиля, еще не успела подвергнуться существенной тектонической активизации

и служила своеобразным упором для деформирующейся коры орогена.

Следуя принципам механики сплошных сред и рассматривая течение горных масс как ламинарное, будем «распрямлять» земную кору орогена, «вытягивая» ее в направлении, ортогональном рассматриваемому упору и встречающимся на пути линейно вытянутым складкам горных сооружений. Имея в виду изогнутость конфигурации упора и четкое разделение протяженным Таласо-

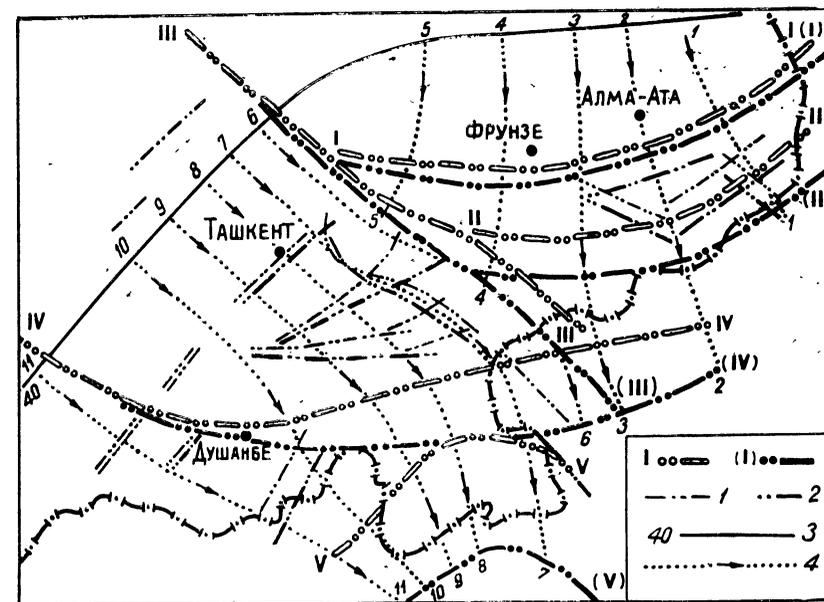


Рис. 23. Схема редуцирования земной коры эпигерцинской платформы. Римские цифры обозначают зоны глубинных разломов (см. рис. 17).

1—оси простирания крупных и второстепенных зон глубинных разломов; 2—местоположение тех же осей зон глубинных разломов, но до начала новейшей тектонической активизации ( $3 \cdot 10^7$  лет назад); 3—простирание вертикальной поверхности, расположенной в пределах платформы и принятой за неподвижное начало отсчета деформаций. Толщина земной коры вдоль этой линии порядка 40 км; 4—трассы (линии тока), по направлению которых производилось редуцирование земной коры (см. рис. 21).

Ферганским сдвигом (разрыв сплошности) каледонского и восточной части герцинского Тянь-Шаня от остальной территории, редуцирование земной коры начнем с северной части упора. Реконструкцию коры юго-западной части орогена произведем ортогонально упору Туранской плиты соответственно простиранию Таласо-Ферганского сдвига (в данном случае — направляющего бокового упора) и вытянутости складок геоструктур Алая и Памира.

На рисунке 23 показаны отдельные трассы (линии тока), вдоль которых производилось редуцирование земной коры Памиро-

Тянь-Шаня, а рисунок 24 иллюстрирует технику редуцирования вертикальных разрезов глубинного рельефа в разрезы земной коры постоянной толщины (40 км). Цифры над разрезами соответствуют начальному и конечному (скобки, штрихи) положениям осей зон глубинных разломов. Графически редуцирование осуществляется последовательным и непрерывным переносом внутрь мнимого 40-километрового слоя площадей (объемов) вертикаль-

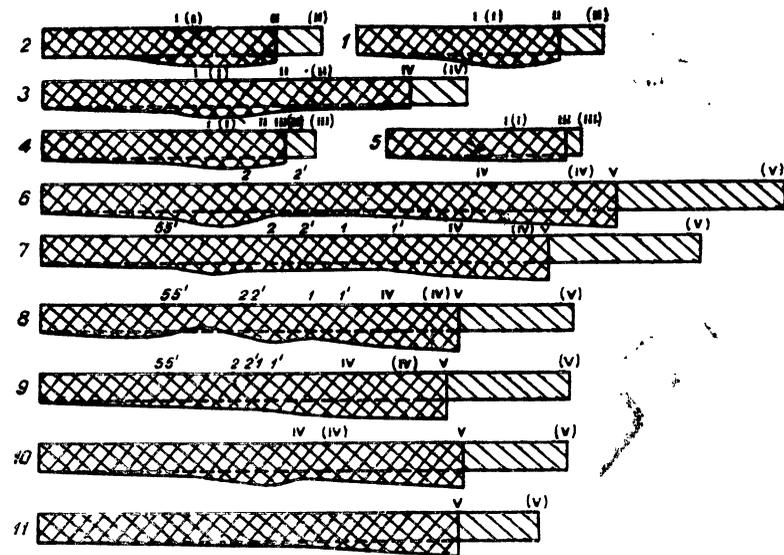


Рис. 24. Редуцирование вертикальных разрезов земной коры вдоль трасс, указанных на рисунке 23. Цифрами обозначено начальное и конечное положения осей (реперов) зон глубинных разломов.

ного сечения земной коры, расположенных ниже 40-километровой отметки. Последовательное, начиная от упора, преобразование толстой и рельефной коры в тонкую и плоскую базируется на представлении о миграции фронта новейшей тектонической активизации в северо-западном направлении. Непрерывность редуцирования позволяет воссоздать не только кинематику, но и динамику палеодвижений земной коры. При этом трансформация коры происходит в обратном порядке (подобно обратному кинопроектированию) и, естественно, опирается на известные геолого-геофизические факты деформирования земной коры.

В результате редукиции мы получили изображение в плане донеогеновой земной коры Средней Азии (рис. 23). Таким образом, первоначальное очертание осей главнейших глубинных разломов имело более правильную дугообразную форму, отвечающую, по-видимому, реликтам островных океанических дуг Северного Тянь-Шаня в каледонское время и Южного — в эпоху герцинского тектогенеза. Памирские дуги, в отличие от тянь-шаньских, по-

видимому, не были самостоятельными островными дугами и проявились только в неоген-четвертичное время в результате крупных надвигов в северном направлении. Возникновение последних связано с деформированием всего Азиатского мобильного пояса и, в первую очередь, с новейшей активизацией движений земной коры Гималаев, по-видимому, представлявших собой в мезозое и начале кайнозоя огромную островную дугу Тетиса.

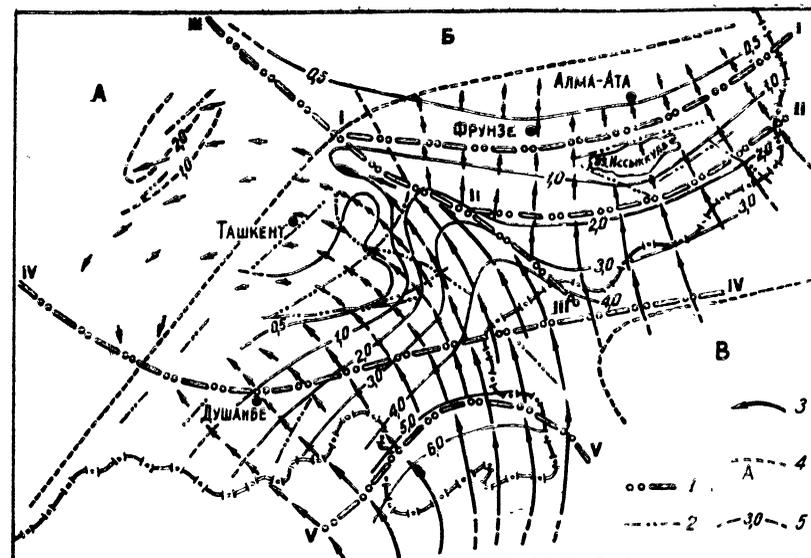


Рис. 25. Векторное поле и средние скорости горизонтальных перемещений земной коры Средней Азии за новейшее время (составил В. И. Уломов, 1973).

1-2—то же, что и на рисунке 17 (п. 2 и 3); 3—векторные линии и векторы смещения; 4—условные границы орогена с Туранской плитой (А), Центрально-Казахстанским щитом (Б) и Таримской плитой (В); 5—изолинии скорости горизонтальных движений земной коры.

**Особенности деформирования земной коры.** В отличие от скалярного поля, характеризующего одномерные вертикальные движения, поле двумерных горизонтальных перемещений можно описать с помощью векторов. Для того, чтобы построить векторное поле горизонтальных смещений земной коры на изучаемой территории за неоген-четвертичное время, достаточно свернуть в обратном порядке редуцированную орогеническую кору Средней Азии (рис. 23). При этом направление векторов смещений изменится на обратное, а их модули определятся длиной траекторий, пройденных отдельными точками (реперами) в процессе редукиции (рис. 24).

Векторное поле горизонтальных движений земной коры Средней Азии неоднородно по строению (рис. 25). В целом оно харак-

теризуется отрицательной дивергенцией ( $\text{div} < 0$ ), указывающей на уменьшение объема земной коры с приближением к платформе. Отрицательная дивергенция в относительно чистом виде наблюдается на территории Северного Тянь-Шаня, где вращательный момент (ротация) почти полностью отсутствует и земная кора подвержена горизонтальному сжатию и надвиговым деформациям. Средняя скорость неоген-четвертичных горизонтальных движений довольно монотонно убывает от 3,0 до 0,5 *мм/год* в северном направлении. Вследствие некоторого увеличения кривизны северо-тянь-шаньских дуг в процессе тектонической активизации вдоль субширотных зон глубинных разломов возможны незначительные правые сдвиги. Причиной искривления дуг явилось давление со стороны Таримской плиты.

Векторное поле горизонтальных смещений коры Памиро-Алая описывается значительной отрицательной дивергенцией и весьма существенной положительной ротацией ( $\text{rot} > 0$ ). Наибольшие скорости новейших горизонтальных движений имеют место в Южном Памире (более 6,0 *мм/год*), а крупные изгибные деформации — в Южном Тянь-Шане. Последние особо наглядно видны по левому повороту Южно-Тянь-Шаньской зоны глубинных разломов и излому ее в районе Гиссарского хребта. Этому участку зоны также свойственны правые сдвиги, сбросы, а в центральной части — и надвиги. Явление левого горизонтального излома земной коры в западном окончании Тянь-Шаня, по-видимому, и послужило причиной образования здесь ортогональных к общему структурному плану горных сооружений (Чаткало-Курама, Байсунтау и др.).

Значительный перепад скоростей новейших движений в районе Центрально-Памирской зоны разломов объясняется наличием здесь стока для дивергенции в виде интенсивного погружения подошвы земной коры в Северном Памире.

Центральный Тянь-Шань, особенно территория, расположенная к западу от Таласо-Ферганского разлома, характеризуется интенсивными вращательными движениями ( $\text{rot} \gg 0$ ). Скорости горизонтальных перемещений здесь меняются от 4—5 до 0,5 *мм/год* и быстро уменьшаются как в северо-западном, так и в западном направлениях. Большая величина скорости перемещения блока земной коры, заключенного между Таласо-Ферганской и Восточно-Ферганской зонами глубинных разломов, объясняется наличием стока в Чаткальском блоке, граница М в котором опущена до 60 *км*, а в верхних горизонтах развита система надвигов. Аналогичная компенсация горизонтальных перемещений вертикальным погружением земной коры наблюдается в южной части Ферганской межгорной впадины и других районах. Такое преобразование горизонтальных движений в вертикальные можно уподобить переходу кинетической энергии в потенциальную.

Вращательные движения захватывают и восточную окраину Туранской плиты, создавая здесь растягивающие усилия и сбросы в каратауской части Таласо-Ферганской зоны разломов и

сдвига-сбросы вдоль Центрально-Кызылкумской зоны сейсмоактивных глубинных разрывных нарушений.

Судя по значительным (до 70 *км*) правым сдвигам осей линейных магнитных аномалий в Центральных Кызылкумах дивергенция здесь принимает положительное значение, что указывает на увеличение фиктивного объема вещества земной коры за счет его растяжения и разуплотнения. С точки зрения механики, восточная часть Туранской плиты, заключенная между северо-западными продолжениями Южно-Тянь-Шаньской и Таласо-Ферганской зон глубинных разломов, испытывает в плане левый излом, унаследованный от деформаций всего Тянь-Шаня.

Следует также обратить внимание на то, что в пределах крупных межгорных впадин Иссык-Куля и Ферганы, возникших в тыловых частях каледонских и герцинских структурных дуг, толщина консолидированных блоков земной коры почти не увеличилась ( $\sim 45$  *км*). Они лишь опустились на глубину 10—15 *км* и покрылись сверху толщами мезозойско-кайнозойских осадочных отложений. Опускание произошло, по-видимому, не за счет сил гравитации, а в результате интенсивного вдавливания внутридуговых блоков тангенциальными силами. При этом блоки смещались вертикально вдоль зон глубинных разломов, оконтуривающих их и наклоненных (по падению) во внешнюю сторону от блоков (Кучай, 1969 и др.).

**Градиент скорости новейших горизонтальных движений.** Наибольшее значение для тектонофизики и, в частности, для сейсмо-тектоники имеют производные скоростей движений земной коры. Важнейшей из них является градиент, характеризующий скорость деформации земной коры. Для поля вертикальной составляющей скорости  $V_v$  уже составлены карты модуля градиента  $\text{grad } V_v$  по всей территории СССР (Гзовский, 1967; Николаев, Шенкарева, 1967). Схема градиентов скоростей вертикальных движений для Средней Азии составлена П. Н. Николаевым (Бунэ и др., 1968), а карты градиентов скоростей горизонтальных деформаций пока нет, что является существенным недостатком при оценке сейсмической опасности территорий, которым свойственны в основном значительные горизонтальные движения (Ферганская впадина, Кызылкумы и другие районы).

Говоря о сопоставлении тектонических движений с сейсмичностью, будь то горизонтальная или вертикальная составляющая, нужно всегда иметь в виду, что современные движения по скоростям и их производным могут более или менее отличаться от средних величин за новейшее время. Поэтому при исследованиях тектонических движений необходимо увязывать эти данные между собой.

В. В. Белоусов (1962), рассматривая зависимость средней скорости вертикальных движений от продолжительности времени осреднения, эти величины приближенно связывает таким образом, что увеличение отрезка времени в 10 раз приводит к умень-

шению скорости в два раза. Тогда величина средней скорости движений земной коры в современный период (голоцен  $\approx 1,5 \cdot 10^4$  лет) может примерно в 10 раз превышать среднюю скорость тектонических движений за неоген-четвертичное время. Современные деформации земной коры как раз и обусловлены полем упругих напряжений, действующих в коре лишь в течение последних тысячелетий, поскольку время релаксации напряжений горными породами измеряется отрезком в  $\approx 10^4$  лет.

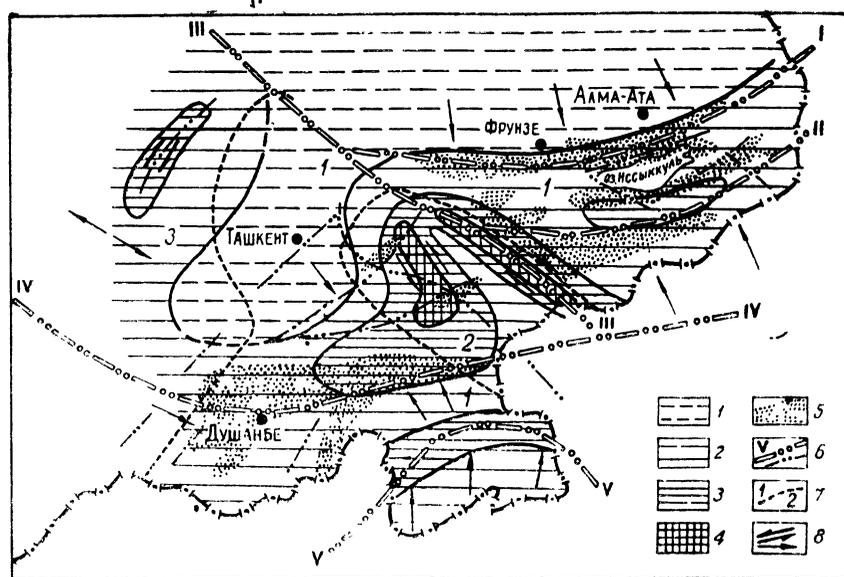


Рис. 26. Схема градиентов средней скорости горизонтальных тектонических движений за новейшее время (составил В. И. Уломов, 1973).

Величина градиента: 1—менее  $1 \cdot 10^{-8}$  год $^{-1}$ ; 2—от  $1 \cdot 10^{-8}$  год $^{-1}$  до  $2 \cdot 10^{-8}$  год $^{-1}$ ; 3—от  $2 \cdot 10^{-8}$  до  $5 \cdot 10^{-8}$  год $^{-1}$ ; 4—от  $5 \cdot 10^{-8}$  до  $1 \cdot 10^{-7}$  и больше; 5—участки больших ( $5 \cdot 10^{-9}$ — $1 \cdot 10^{-8}$ ) градиентов средних скоростей вертикальных тектонических движений (по данным П. Н. Николаева, 1964); 6—то же, что и на рисунке 17, пп. 2 и 3; 7—границы областей с различными типами поля горизонтальной составляющей тектонических напряжений преимущественно сжимающих (1), сдвиговых (2) и растягивающих (3); 8—направление сдвиговых и сжимающих тектонических напряжений.

Нами составлена первая схема градиентов средней скорости горизонтальных движений всей толщи земной коры в новейшее время. В виде скалярного поля  $|\text{grad } V_H|$  показана величина градиента, а стрелками—условно его векторная составляющая. Градиент скорости является вектором и поэтому скалярное поле (рис. 26) следует рассматривать совместно с векторным (рис. 25) или принять какое-то иное его изображение.

Скалярное поле строилось обычным способом. Предполагалось линейное изменение скорости движения между соседними изолиниями с номиналами  $V_i$  и  $V_{i+1}$  и расстоянием между ними  $\Delta_{i, i+1}$ .

Величина градиента вычислялась по формуле:

$$|\text{grad } V_H| = \frac{V_i - V_{i+1}}{\Delta_{i, i+1}}. \quad (43)$$

Участки с большими значениями градиентов средних вертикальных скоростей новейших движений ( $\text{grad } V_V$ ) для сравнения оконтурены. Как видно, градиент скорости горизонтальных движений в 10 раз и более превышает аналогичное значение для вертикальной составляющей. Наибольшие величины градиента  $V_H$  так же, как и  $|\text{grad } V_V|$ , соответствуют зонам глубинных разломов и определенным образом дополняют друг друга. Там, где малы величины  $|\text{grad } V_V|$ , значения  $|\text{grad } V_H|$  увеличиваются и, наоборот, большим горизонтальным перемещениям соответствуют небольшие поднятия и погружения земной коры. Однако необходимо иметь в виду, что в зонах глубинных разломов поле вектора градиента терпит разрыв и в таких случаях (особенно, когда ширина зоны дробления относительно мала) следует говорить не о величине градиента, а об амплитуде или скорости смещения пород по обе стороны от разлома.

Наибольшая величина  $|\text{grad } V_H| \geq 1 \cdot 10^{-7}$  отчетливо наблюдается в восточной части Ферганской впадины вдоль Восточно-Ферганской и Южно-Ферганской зон глубинных тектонических нарушений, отличающихся высокой сейсмичностью. Наименьшие значения ( $\leq 1 \cdot 10^{-8}$  год $^{-1}$ ) свойственны Центрально-Казахстанскому шкиту и, возможно, равнинной территории Приташкентского района. В Центральных Кызылкумах величина градиента скоростей сдвиговых деформаций вновь возрастает и достигает в зоне глубинных разломов  $5 \cdot 10^{-8}$  год $^{-1}$  и более. То же самое отмечено в Южно-Тянь-Шаньской зоне (на участке стыка ее со структурами Памира) и в Северном Тянь-Шане, между Иссык-Кульской впадиной и Нарынской зоной глубинных разломов.

Поле повышенных градиентов скоростей горизонтальных движений в центре Памира относится, скорее всего, к более глубоким горизонтам земной коры, где тангенциальные перемещения интенсивно преобразуются в вертикальные движения всей литосферы (рис. 27). В целом же, как показывает анализ новейших горизонтальных тектонических движений, участкам наиболее контрастных квазипластических перемещений земной коры соответствуют сколовые деформации.

На основании анализа и сопоставления векторных и скалярных полей средних скоростей и их градиентов на территории Средней Азии мы выделили три типа тангенциальных геодинамических напряжений, играющих ведущую роль в развитии земной коры и всей литосферы.

Весь Северный, значительная часть Южного и Центрального Тянь-Шаня и Памира охвачены преимущественно сжимающими напряжениями. Интенсивные сдвиговые напряжения и деформа-

ции испытывает земная кора Восточной Ферганы в запредельной территории Кунь-Луня. Преимущественно растягивающие тангенциальные геодинамические напряжения и деформации свойственны земной коре Восточных Кызылкумов. Не исключено, что этот тип поля распространяется в южном направлении и далее.

**Модель деформирования литосферы.** На рисунке 27 изображены блок-диаграмма литосферы Памиро-Тянь-Шань-Кызылкум-

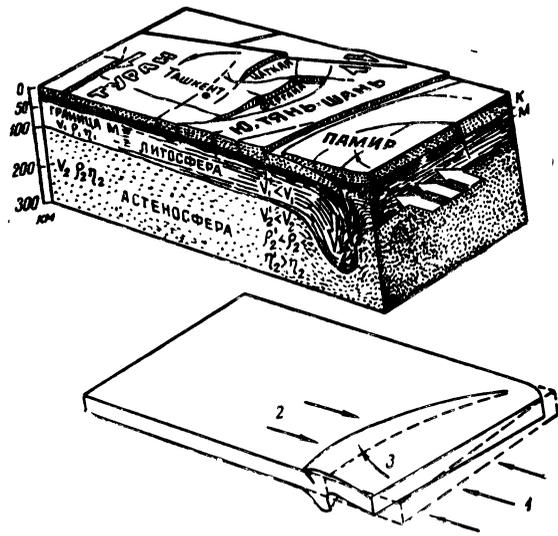


Рис. 27. Блок-диаграмма литосферы Памиро-Тянь-Шань-Кызылкумского региона и модель деформирования земной коры Памиро-Алая.

ского региона и модель деформирования земной коры Памиро-Алая. Гигантский тангенциальный напор глубинных структур со стороны Гиндукуша и Каракорума (три горизонтальные стрелки), разорвавший на 300-километровую глубину внешнюю оболочку Земли, раздробил земную кору Памиро-Тянь-Шаня на сложную систему блоков, оконтуренных глубинными разломами преимущественно субширотного, северо-западного и северо-восточного простирания. Разломы северо-восточного и субширотного простирания в пределах орогена, как правило, характеризуются подвижками пород типа надвигов, взбросов, реже сдвигов (Суворов, 1968, и др.), северо-западного, наоборот, испытывают интенсивные горизонтальные правые сдвиги с амплитудой в несколько десятков километров (Буртман, 1963, 1964, и др.).

Значительный сдвиг на участке Ферганской впадины левого борта Таласо-Ферганского разлома на северо-запад относительно правого и быстрое затухание амплитуд смещения в ортогональном, юго-западном, направлении создают крутящий момент и, как следствие, поворот против часовой стрелки системы блоков

земной коры Южного Тянь-Шаня, Ферганской впадины, Чаткало-Курамы и Приташкентского района. Аналогичное воздействие испытывают и прилегающие блоки земной коры восточной части Туранской плиты.

Крупнейшие надвиги характерны для северной части Памира. Вполне возможно, что здесь имеют место удвоение земной коры и глубокое вдавливание литосферы в пластичную астеносферную оболочку, возникшие за счет почти 200-километрового наползания коры Памира на Алай (рис. 27). Затухание амплитуд глубинных надвигов в восточном направлении подтверждается и постепенным уменьшением глубины залегания очагов землетрясений Памиро-Гиндукушской сейсмогенной зоны (от 250 до 80 км и менее). О возможном перекрытии коры Южного Тянь-Шаня корой Памира и возникновении таким образом инверсии скоростей сейсмических волн свидетельствует наличие в районе Гармской области на глубине 10—20 км волновода со скоростью распространения продольных волн 5,5—5,7 км/сек, свойственной породам гранито-гнейсового состава (Чепкунас, 1969 и др.).

Существование Памиро-Гиндукушской очаговой зоны глубоких землетрясений обусловлено подвижками вдавливаемой в астеносферу континентальной литосферы Южного Тянь-Шаня. Предполагая относительное сходство реологических свойств опускающейся части и остальной литосферы Тянь-Шаня, а также соответствие скорости вертикальных деформаций земной коры Тянь-Шаня величиной  $\sim 1$  мм/год приращению глубины  $\Delta H \approx 10$  км, можно оценить величину скорости погружения коры на  $\Delta H \approx 200$  км в 20 мм/год.

Относительно высокая скорость погружения не позволяет опускающейся вниз литосфере релаксировать возникающие в ней упругие напряжения. Практически полная переработка вещества литосферы происходит на глубине более 250—270 км, где прекращаются дискретные сейсмические подвижки и вещество начинает пластически деформироваться, перемешиваясь с субстратом астеносферы. Поскольку поддвигание участков литосферных плит продолжается уже, по меньшей мере, в течение  $3 \cdot 10^7$  лет, то при средней скорости погружения порядка первых единиц см/год в астеносфере «растворился» участок плиты протяженностью около 1000 км. Величина такого порядка не противоречит геофизическим данным о сближении Азиатской и Индо-Австралийской литосферных плит за новейшее время.

С другой стороны, переработка в астеносфере вещества литосферы приводит к образованию под Памиром коро-мантийной смеси, характеризующейся несколько иными упруго-вязкими свойствами. Так, расчеты показывают, что при давлении порядка  $10^3$  кг/см<sup>2</sup>, соответствующем силе в  $\sim 10^{23}$  дин, которую преодолевает объем литосферы при погружении в астеносферу со скоростью нескольких сантиметров в год, вязкость астеносферы здесь должна быть около  $10^{22}$  пуаз, т. е. примерно на два поряд-

ка выше нормальной величины. Плотность вещества короман-тийной смеси и скорость распространения в ней сейсмических волн, наоборот, оказываются несколько меньшими по сравнению с обычными величинами этих параметров.

Наконец, особенности деформирования земной коры Средней Азии можно усмотреть в закономерностях миграции в пространстве и распределения во времени гипоцентров землетрясений, а также в характере подвижек горных пород в их очагах. Недавние исследования такого рода осуществлены для Ферганской долины (Коньков, 1961; Ибрагимов, 1970), Приташкентского района и Кызылкумов (Уломов и др., 1971), Южного Тянь-Шаня (Буне, 1970), Памиро-Гиндукуша (Горшков, 1970; Соболева, 1967) и для отдельных очаговых областей (Уломов, 1970; Уломова, 1971). Явление миграции особенно отчетливо наблюдается по краям достаточно консолидированных блоков земной коры (Курамино-Кызылкумский, Ферганский блоки).

Таким образом, глубинный рельеф подошвы земной коры, как и поверхностная структура, является одним из основных показателей истории тектонического развития.

Анализ впервые построенных схем и карт, характеризующих новейшие движения, и сопоставление их с геолого-геофизической обстановкой в изучаемом регионе указывают на главенствующую роль горизонтальных движений в эволюции земной коры и всей литосферы Средней Азии. Поле горизонтальных геодинамических напряжений и деформаций земной коры Средней Азии неоднородно (неоднотипно) по структуре.

В связи с реологическими процессами, обеспечивающими релаксацию упругих напряжений в земной коре в течение  $\sim 10^4$  лет, рассматриваемые поля упругих напряжений следует относить к современному (голоценовому) периоду. Однозначное соответствие деформаций земной коры, средних за новейшее время, сейсмическим полям свидетельствует об унаследовании их современными деформациями.

Поле скорости тангенциальных движений дополняет аналогичное поле, построенное только для вертикальной составляющей. Территории с низкими градиентами скоростей вертикальных движений характеризуются повышенными значениями горизонтальных. В пределах таких территорий сейсмоактивные районы совпадают с участками наибольших градиентов скоростей тангенциальных движений (Ферганская межгорная впадина и Центральные Кызылкумы).

Согласованность в деформировании земной коры восточной части Туранской плиты и орогенической области Центрального Тянь-Шаня обусловлена продолжающейся новейшей активизацией и втягиванием все новых и новых платформенных территорий в интенсивные тектонические движения. Об этом также свидетельствует высокая сейсмичность переходной области от орогена к платформе.

## Глава IV

### ИЗУЧЕНИЕ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ЦЕЛЬЮ ПОИСКА ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

#### О возможных процессах в очагах землетрясений и проблеме прогноза

Нахождение способа предсказания времени возникновения сейсмических катастроф непосредственно связано с исследованиями очагов землетрясений и, в частности, физико-механических и других возможных процессов в них. О том, что очаг землетрясения не точка, а целая область, от размеров которой зависит величина землетрясения, было известно давно. Но, пожалуй, впервые наиболее близко к современным представлениям об упругой деформации земной коры перед землетрясением высказал Рейд (Reid, 1911). Гипотеза «упругой отдачи» (elastic rebound) Рейда связывает возникновение землетрясений с быстрым образованием тектонического разлома и снятием деформаций и напряжений, накопленных в породах до землетрясения. Механизм «упругой отдачи» с некоторыми оговорками до сих пор признается многими сейсмологами и распространяется на все тектонические землетрясения независимо от размеров и глубины залегания их очагов. Таким представлениям способствовали результаты многочисленных наблюдений за распределением знаков первых вступлений продольных волн при землетрясениях, случившихся как в земной коре, так и в верхней мантии Земли.

Исследования механизма очагов землетрясений с позиций дислокаций (Введенская, 1959 и др.) указывают на главенствующую роль сдвиговых перемещений вещества в очаговой области землетрясений. Однако физическая сущность явления остается все же невыясненной (Ризниченко, 1966; Введенская, 1967; и др.). Подвижки в очаге могут иметь сколовый характер как при упругом (хрупком) разрыве, так и при быстром пластическом сдвиге твердой среды. К такому выводу приходит, в частности, Е. Орован (Orowan, 1960), который в пластическом соскальзывании видит единственную возможность сдвигового смещения на больших глубинах. Одной из причин пластического сдвига иногда называют местное расплавление пород, возникшее в результате накопления упругой энергии (Handin, Hager, 1958; Griggs, Turner,

Heard, 1960; и др.). Аналогичное мнение высказал А. А. Воробьев (1970) в гипотезе о «грозовой деятельности» внутри Земли, которая базируется на представлении о значительном разогревании и ослаблении среды в результате прохождения вдоль зоны разлома естественного электрического тока. Такой механизм электротеплового пробоя, по мнению А. А. Воробьева, с одной стороны, не требует наличия больших сколовых упругих напряжений в Земле, а с другой — может объяснять иногда наблюдающиеся при землетрясениях явления электро-магнитного характера (Датченко, Уломов, Чернышсва, 1972; и др.).

О необходимости учета неупругих явлений в области очага даже неглубоких землетрясений высказываются и другие исследователи (Пшенинников, 1965, 1969; Ризниченко, 1966; Введенская, 1967; Уломов, 1967, 1970 и др.). Обсуждается также возможность фазовых переходов (Evison, 1963; Benioff, 1962; и др.), явлений гидратации (Orowan, 1960; Frank, 1966) или дегидратации (Riesker, 1966) пород и т. п. Однако в основу всех представлений о природе землетрясений все же положена гипотеза Рейда, предполагающая длительное накопление в среде упругих напряжений и высвобождение какой-то доли их во время сейсмического скала.

В зависимости от природы физико-механических и других процессов понятие об очаговой области может быть разным. В случае хрупкого разрыва или квазипластического сдвига, сопровождающегося повторными толчками (афтершоками), очаговой областью обычно называют объем среды, испытавший необратимую деформацию и включающий в себя все очаги афтершоков. Как показывают исследования, эта область соответствует сдвиговым упругим деформациям  $\epsilon \approx 10^{-4}$  и больше. Именно это определение понятия об очаге землетрясения мы и будем иметь в виду при дальнейшем изложении материала.

Существенными для познания природы очага землетрясения являются также сведения о соотношении величин энергии, расходуемой на возбуждение упругих волн и на другие процессы в очаговой области землетрясения (дробление, плавление, пластическая деформация пород и др.). Энергия землетрясения оценивается в основном по записям сейсмических волн и составляет лишь часть всей энергии, выделившейся в очаге. Сейсмическая энергия, по неустановившемуся мнению сейсмологов, измеряется долями или десятками процентов от полной энергии землетрясения. Ее величина во многом зависит от физико-механических свойств материала и характера его деформации.

Энергия самых крупных землетрясений, по-видимому, превышает  $10^{18}$  Дж, а поскольку она выделяется в течение короткого промежутка времени (десятки и сотни секунд), мощность сильного землетрясения близка к миллиардам киловатт. Эта гигантская энергия накапливается в относительно ограниченной области протяженностью в первые сотни километров. Поэтому несомненно,

что процесс накопления столь огромной энергии в таком ограниченном объеме должен быть доступным для улавливания современной геофизической аппаратурой.

Исследования последних лет, проведенные в нашей стране и за рубежом (главным образом в Японии и США), позволили выявить целый ряд достаточно надежных признаков, свидетельствующих о процессах подготовки отдельных землетрясений. Среди них в первую очередь следует назвать результаты геодезических и других деформометрических и тензометрических наблюдений за медленными современными движениями земной коры в районе очага назревающего землетрясения (Mescherikov, 1968, 1968a; Уломов, 1971; Уломов, Заугольникова, 1973; и др.). Сюда же относятся прогностические признаки, выявленные геофизическими и геохимическими методами; изменение величин отношений скоростей и амплитуд поперечных и продольных сейсмических волн; изменение ориентации плоскостей разрыва в очагах слабых форшоков; появление магнитных аномалий; вариации теллурических токов и изменение электропроводимости пород перед подземными толчками (Садовский, 1971; Нерсесов, Семенов, 1969; и др.), а также изменение температуры, давления и газового состава термоминеральной воды глубинного происхождения (Ulomov et al., 1967; Уломов, Мавашев, 1967; Уломов, 1970, 1971; и др.).

Перечисленные результаты обнаружения каких-либо прогностических признаков возникновения землетрясений еще не характеризуются необходимой статистикой и не всегда могут считаться достаточно достоверными, а тем более универсальными и пригодными для любых геотектонических условий. Стремление установить степень надежности уже выявленных признаков, поиск других предвестников землетрясений, познание процессов в сейсмическом очаге и составляет основу проблемы прогноза сильных землетрясений.

Предсказание максимальной силы и места землетрясения — задачи сейсмического районирования, т. е. долгосрочного прогноза землетрясений, когда указывается в основном частота повторения в конкретном районе того или иного сейсмического события. Наша задача — нахождение способов предсказания момента возникновения землетрясения.

Еще в 1911 г. один из основоположников сейсмологии академик Б. Б. Голицын (1912, 1960) наметил ряд направлений, которые, по его мнению, могли бы способствовать решению проблемы прогноза землетрясений. Среди них — изучение медленных деформаций земной коры с помощью геодезии, топографии и гравиметрии; изучение изменения со временем упругих свойств пород путем прозвучивания их сейсмическими волнами; изучение сейсмического режима и гидрорежима термоминеральных источников и др. Многие из этих направлений являются основными и в настоящее время.

Впервые систематические исследования в области прогноза землетрясений в СССР были начаты Геофизическим институтом АН СССР (ныне Институт физики Земли АН СССР) после разрушительного Ашхабадского землетрясения 1948 г. Они проводились под руководством академика Г. А. Гамбурцева и носили тогда методико-поисковый характер. Работы состояли, прежде всего, в расширении сети сейсмических станций, организации геофизических обсерваторий, разработке новой геофизической аппаратуры, проведении широких экспедиционных исследований в сейсмоактивных районах СССР и большого круга лабораторных и теоретических работ в области сейсмологии, теории упругости, тектонофизики и др.

Результаты этих исследований позволили к концу 1953 г. достаточно четко сформулировать программу дальнейших работ по районированию сейсмической опасности и поискам возможных предвестников землетрясений. Проблему прогноза Г. А. Гамбурцев предполагал разрешить комплексными геолого-геофизическими работами (Гамбурцев, 1960).

Программа исследований базировалась на следующих представлениях о механизме землетрясений. Земная кора в процессе тектонического развития разбивается на относительно прочные блоки, отделенные друг от друга менее прочными сейсмическими швами. В результате медленных перемещений блоков в определенных местах сейсмических швов концентрируются упругие напряжения, которые в конечном счете, достигнув предела прочности пород, создают очаги землетрясений. Энергия самых сильных землетрясений в  $10^{17}$  и более раз превосходит энергию слабых сейсмических толчков и зависит не столько от величины накопившихся упругих напряжений, сколько от объема пород, вовлеченных в движение в момент нарушения их сплошности. Таким образом, было сформулировано понятие о размерах очагов землетрясений, обусловленных протяженностью вспарывания сейсмического шва. Одним из условий, при которых это происходит, является, по мнению Г. А. Гамбурцева, подготовка разрыва предшествующими слабыми землетрясениями, заключающаяся в некотором перераспределении напряжений и понижении прочности шва: «Частые слабые и редкие сильные землетрясения вместе с медленными движениями земной коры образуют единый глубинный процесс, изучение которого должно лечь в основу развития методов прогноза землетрясений» (Гамбурцев, 1960).

Со всей остротой проблема прогноза землетрясений была поставлена после Ташкентского землетрясения 1966 г.

Многолетние исследования, связанные с проблемой прогноза землетрясений, по специальным программам уже ведутся в Японии и США. Японская программа включает в себя массовые сейсмометрические, геодезические, наклонометрические, деформографические и другие геофизические и геохимические наблюдения на всей территории страны. Основная цель исследований —

поиск корреляционных связей между сейсмическим режимом и геофизическими явлениями, наблюдающимися перед землетрясениями.

Исследования, предусмотренные американской программой, территориально приурочены только к тихоокеанскому побережью США, но запланированы в более широких аспектах проблемы. Так, наряду с перечисленными научными направлениями они включают в себя интенсивные геолого-геофизические исследования разломов, лабораторное и теоретическое изучение механизма разрушения и криппа горных пород в условиях реальных давлений и температур, а также работы в области инженерной сейсмологии.

Советская программа работ по поискам предвестников землетрясений одобрена Межведомственным Советом по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме Академии наук СССР только в 1971 г. Однако интенсивное развитие исследований в этом направлении началось сразу же после Ташкентского землетрясения 1966 г. В составлении Государственной программы приняли участие различные сейсмологические и геолого-геофизические учреждения страны. Программа состоит из двух основных разделов:

1. Геолого-геофизические исследования предусматривают всестороннее изучение земной коры и верхней мантии, т. е. той физической среды, в которой развиваются сейсмические явления. Исследования охватывают вопросы изучения глубинного строения и истории тектонического развития литосферы: геофизической, а также геохимической и гидрогеологической обстановки возникновения землетрясений.

2. Поиски предвестников землетрясений включают в себя изучение современных процессов, сопровождающих и предвещающих землетрясения: сейсмического режима и динамики сейсмических процессов; природы и механизма очагов землетрясений; современных деформаций земной коры на основе геодезических, деформационных и наклономерных наблюдений; флуктуаций во времени геофизических полей, в том числе сейсмического, магнитного, электрического, термического, гравитационного; геохимических и гидро-геологических процессов и др.

Работы по прогнозу землетрясений в Советском Союзе сконцентрированы в наиболее сейсмоактивных районах и осуществляются главным образом на специальных геофизических (геодинамических) полигонах, созданных в районах Ташкента, Ашхабада, Душанбе, Фрунзе, Алма-Аты, Хорога и Петропавловска-на-Камчатке, а также в районе строительства крупных ГЭС и водохранилищ — Токтогула, Чарвака и др.

Ташкентский геодинамический полигон (ТГП), организованный в 1966—1968 гг. Институтом сейсмологии АН УзССР на площади около 10 тыс. км<sup>2</sup> — один из наиболее технически оснащенных.

В настоящее время в Ферганской долине (районы Андижана, Намангана, Ферганы) и Центральных Кызылкумах (районы Зарафшана и Тамдыбулака) создаются филиалы Ташкентского геодинамического полигона.

В результате исследований, проведенных на ТГП, нами обнаружены определенные закономерности в проявлении сейсмичности и ее связи с некоторыми геофизическими и геохимическими явлениями.

### Глубинное строение земной коры Ташкентского геодинамического полигона

Наиболее детальные сейсмологические исследования строения и динамики земной коры проводились для территории Чаткало-Кураминского региона (Уломов, 1966) и Ташкентской области, представляющей собой зону перехода от орогена к платформе (Уломов, Безродный, 1971). Этот район выбран объектом детальных исследований неслучайно. Землетрясения, происходящие здесь, представляют собой определенную угрозу Ташкенту и высокогорному Чарвакскому водохранилищу (рис. 28).

Работы начаты за два года до Ташкентского землетрясения 26.IV.1966 г. и имели цель: а) изучить глубинное строение и особенности деформирования земной коры в связи с проявлениями здесь сейсмичности, б) разработать методику комплексирования различных геофизических исследований, позволяющих получить дополнительную информацию о глубинном строении региона.

На территории Ташкентского геодинамического полигона сейчас действуют десять стационарных сейсмометрических станций, созданных здесь с целью детального изучения сейсмичности территории полигона, поиска предвестников землетрясений и исследований глубинного строения и динамики земной коры.

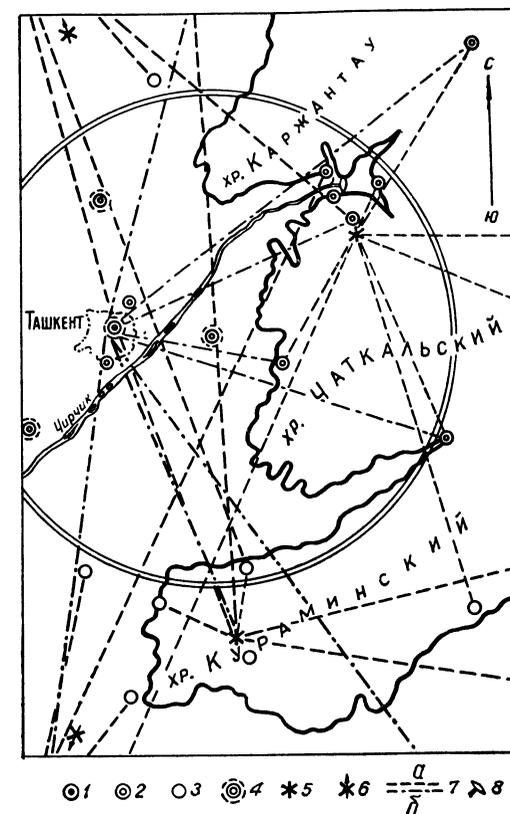
Три станции расположены вокруг Ташкента на расстоянии 30—40 км от центра города и связаны радиорелейными каналами с Центральной сейсмической станцией «Ташкент» (ЦСС). Сейсмическая информация, поступающая от сейсмоприемников этих станций, непрерывно регистрируется в центре сбора данных (ЦСС «Ташкент»), который одновременно является четвертым сейсмометрическим пунктом телеметрической системы наблюдений Ташкентской сейсмологической обсерватории (Катренко, Уломов, 1972). На трех сейсмотелеметрических станциях установлена также наклонометрическая аппаратура, а сейсмотелеметрическая станция, расположенная в центре полигона, совмещена с крупной магнитно-ионсферной обсерваторией Института сейсмологии (Янгибазар). Все станции увязаны между собой нивелирными ходами, по которым регулярно проводятся повторные высокоточные геодезические измерения.

Основные черты тектоники Чаткало-Курамы и При-ташкентского района в связи с проявлениями здесь сейсмичности в той или иной мере рассматриваются в работах Д. И. Мушкетова, Н. П. Васильковского, Г. П. Горшкова, В. И. Попова, Б. А. Петрушевского, О. А. Рыжкова, Р. Н. Ибрагимова, Д. Х. Якубова и др.

Современный сильно расчлененный высокогорный рельеф Чаткало-Кураминской горной систе-

Рис. 28. Местоположение района исследований и система сейсмологических наблюдений. Территория Ташкентского геодинамического полигона оконтурена окружностью.

1—Центральная сейсмическая станция «Ташкент»; 2—действующие региональные сейсмические станции; 3—временные сейсмические станции, действовавшие в разное время на территории региона; 4—сейсмические станции, непрерывно передающие по радио сейсмическую информацию в вычислительный центр Ташкентской сейсмологической обсерватории; телеметрическая сейсмостанция, расположенная в центре ТГП, совмещена с магнитно-ионсферной обсерваторией; 5—эпицентры мощных взрывов; 6—то же, но за пределами планшета; 7—траектории зарегистрированных сейсмических волн от взрывов (а) и Ташкентского землетрясения 26.IV.1966 г. (б); 8—плотина Чарвакского гидроузла.



мы начал развиваться на древней денудационной поверхности мезозойско-кайнозойских отложений после регрессии олигоценного моря. Чаткало-Кураминский район по геологическому формированию и протекавшим денудационным процессам подразделяется на южную — Кураминскую и северную — Чаткальскую подзоны. Они являются частями единого геосинклинального бассейна Срединной зоны Западного Тянь-Шаня, существовавшего с нижнего палеозоя до начала триаса. Мощность и фациальный состав палеозойских толщ являются источниками информации об особенностях развития тектонических структур и условиях осадконакопления.

Основные этапы геологического развития Кураминской и южной части Чаткальской подзон характеризуются образованием антиклинальных поднятий и последующей их перестройкой, обу-

словившей формирование здесь комплексов осадочных и магматических пород.

Тектонические движения различных фаз складчатости сопровождалась трансгрессией и регрессией моря и интенсивной вулканической деятельностью. Отсутствием вулканизма, как и всюду в Тянь-Шане, отличается возникшая в конце палеогена новейшая тектоническая активизация. Процесс горообразования начался с отступления палеогенового моря и характеризовался возникновением антиклинальных складок большого радиуса, между которыми формировались синклиналильные депрессии.

Об интенсивности вертикальных движений земной коры в третичное время свидетельствуют мощность континентальной толщи (1000—1600 м) и высота поднятия останцов морского палеогена, соответствующая, примерно, абсолютной высоте современных водораздельных гребней (3500—3900 м). Третичная континентальная свита в пределах района смята в складки и несогласно перекрывается четвертичными отложениями.

В течение четвертичного времени в результате различных поднятий земной коры образовались речные террасы. Причем в межгорных областях их больше, чем в равнинных, что обусловлено возрастанием вверх по течению количества поднятых глыб. Процесс поднятия верховьев рек происходит и в настоящее время, на что указывают эрозионная деятельность, геодезические измерения и сейсмичность. Средняя величина градиента скорости вертикальных новейших движений достигает в Чаткальской подзоне  $1 \cdot 10^{-8}$  год<sup>-1</sup> и больше. Надежных количественных данных о горизонтальных движениях земной коры этого региона пока не имеется, но есть указания на существенные повороты в новейшее время блоков коры против часовой стрелки (палеомагнитные сведения Х. А. Абдуллаева и приведенные выше наши сейсмологические данные).

Альпийская тектоника в пределах Чаткало-Кураминской зоны проявилась в образовании крупных складок мегантиклиналей и мегасинклиналей. Первые сложены в основном палеозойскими, вторые — относительно маломощными мезозойско-кайнозойскими сложенными. Структуры вытянуты преимущественно с северо-востока на юго-запад. Их названия соответствуют названиям горных хребтов (Чаткальская, Кураминская, Угамская и др. мегантиклинали) и рек (Чирчикская, Пскентская, Ангренская мегасинклинали).

Разломы, проявившиеся в альпийское время, подразделяются по отношению к простиранию мезозой-кайнозойской складчатости на параллельные и ортогональные. Последние отмечаются в центральной части Чаткало-Кураминского орогена и трассируют границу раздела Чаткальской и Кураминской подзон. Юго-восточная часть пучка ортогональных разломов состоит из Кумбельского, Кенкольского и Арашанского, а северо-западная — из группы Угамских разломов.

На всем протяжении разломы сопровождаются мощной зоной дробления пород и представляют собой сбросо-сдвиги. Параллельные разломы располагаются преимущественно между мегантиклиналями и мегасинклиналиями, на крутых крыльях. Эта группа разломов представлена взбросами и надвигами.

С севера горную систему Чаткальских хребтов ограничивает региональный Таласо-Ферганский сдвиг, с юго-востока — Северо-Ферганский разлом. На северо-западе в непосредственной близости от Ташкента на юго-запад протягива-

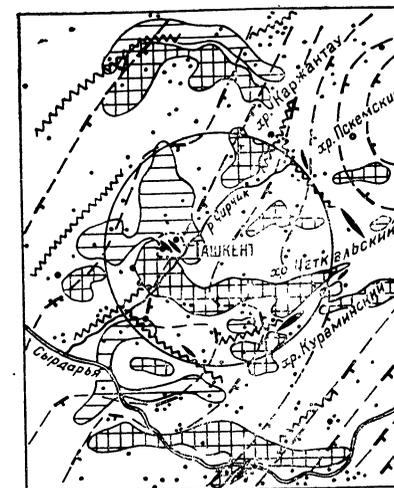


Рис. 29. Схема геофизических полей на территории Ташкентского геодинамического полигона и его окрестностей.

1 — проекции очагов в натуральную величину на земную поверхность;  $K = \lg E$  — энергетические классы; 2 — относительно большие положительные магнитные аномалии величиной от 1 до 5 мГрстед; 3 — относительно большие отрицательные магнитные аномалии величиной от 1 до 3 мГрстед; 4 — оси зон сейсмической активности  $A_{10} > 0,5$ ; 5 — направление уменьшения поля силы тяжести.

ется сейсмоактивная Каржантауская флексурно-разрывная зона.

Геофизические поля рассматриваемой территории изучены достаточно надежно (рис. 29). Сведения о магнитном и гравитационном полях мы заимствовали из опубликованных материалов Министерства геологии УзССР, а данные о сейсмичности привлечены из многочисленных публикаций (Васильковский, Репников, 1940; Бутовская, Захарова и др., 1964 и др.) и собственных наблюдений.

Поле силы тяжести в пределах ТПП и его окрестностей так же, как и на всей территории орогенической части Средней Азии, характеризуется высоким отрицательным фоном. Наибольших отрицательных величин гравитационные аномалии Буге достигают в Чаткальской подзоне, где они обусловлены значительными погружениями подошвы земной коры и поверхности «гранит—базальт» (Уломов, 1966). Большие градиенты поля силы тяжести отмечаются в юго-западных отрогах Чаткальского и с юго-восточной стороны Кураминского хребтов и, по-видимому, связаны с системами Ангренских и Северо-Ферганского разломов. В сторону Туранской плиты гравитационное поле возрастает довольно быстро.

Поле магнитных аномалий выглядит пестро. Однако, и здесь можно усмотреть некоторую его связь с проявлениями тектоники

района. Интенсивные положительные магнитные аномалии, скорее всего, соответствуют древним глубинным тектоническим нарушениям, консолидированным в результате магматической деятельности в доальпийскую эпоху. Мозаичность расположения в плане таких упрочненных участков земной коры может свидетельствовать о горизонтальных перемещениях в новейшее время. В свою очередь, интенсивные отрицательные аномалии могут указывать на значительное погружение магнитообразующих масс. Примечательно, что оси зон повышенной сейсмической активности тяготеют к полям наибольших градиентов магнитного поля. Именно на таком участке произошло Ташкентское и ряд других сильных землетрясений.

На рисунке 29 вместо обычно принятых обозначений эпицентров показаны проекции на горизонтальную плоскость очагов землетрясений, размеры которых изображены здесь в масштабе карты в натуральную величину.

В пределах изучаемой территории крупные очаги землетрясений, с одной стороны, согласуются с простираемостью осей зон повышенной сейсмической активности, вычисленной по слабым землетрясениям ( $K=10$ ), а с другой — приурочены к зонам глубинных тектонических нарушений. В целом территория характеризуется величиной сейсмической активности, изменяющейся от 0 до  $A_{10} \geq 2$ , и углом наклона графика повторяемости  $\gamma=0,46$  при  $A_{10}=0,04$ .

Поле упругих напряжений в земной коре Чаткало-Кураминского региона изучено недостаточно. Качественные представления о нем дают исследования механизма очагов землетрясений методом А. В. Введенской. Эти результаты указывают, как обычно, на сжимающие усилия, направленные вкост простираения горных сооружений. Отмечается тенденция переориентации осей главных напряжений по мере удаления к юго-западу от орогена (Захарова, Матасова, 1969 и др.), а также появление вращательного момента в деформировании земной коры области перехода от орогена к платформе (Уломов, 1972 и др.). О количественной стороне поля упругих напряжений Чаткало-Курамы сведений пока недостаточно (Уломов, 1970, Уломов, 1969). Эти исследования только принимаются нами и заключаются в инструментальных измерениях напряженного состояния горных пород в различных тектонических условиях (в частности, в Кызылкумах и Чаткале).

Глубинное строение земной коры изучалось методом сейсмических аномалий — МСА (Уломов, 1966). Использовались материалы наблюдений 25 сейсмических станций, расположенных в разное время в пределах рассматриваемой территории и оборудованных сейсмометрической аппаратурой регионального типа, обладающей большой чувствительностью (около 20 тыс.). В отдельных случаях привлекались результаты наблюде-

ний стационарных сейсмических станций общего типа (Чимкент, Ташкент, Янгиюль и др.). И, наконец, для специальных наблюдений над крупными промышленными взрывами, производившимися строго по сигналу времени в пределах Чаткало-Кураминского региона (или вблизи него), создавалась дополнительная сеть сейсмических станций. В результате вся территория ТГП вдоль и

Т а б л и ц а 1

Времена пробега продольных волн  $P^0$  в пределах Чаткало-Кураминского региона и Приташкентского района

Эпицентральное расстояние, км	Время пробега, сек.	Примечание	Эпицентральное расстояние, км	Время пробега, сек.	Примечание	
13,0	2,87	Средние значения при двух крупных взрывах в урочище Чимган	19,0	3,9	Средние значения при двух крупных взрывах в районе Алмалыка	
35,5	6,35		20,0	4,1		
53,5	9,48		81,0	14,2		
53,7	9,59		180,0	31,2		
96,5	16,77		188,0	31,5		
97,0	16,6		188,0	32,7		
128,0	21,9					
152,5	26,3		43,5	7,7		Значения при крупном взрыве в районе Уратюбе
197,0	32,97		68,0	11,6		
			181,0	30,4		

поперек оказалась «прострелянной» сейсмическими волнами (рис. 28).

В таблице 1 приведены времена пробега волны  $P^0$ , диффракционной у верхней границы консолидированной коры, залегающей в пределах региона на глубине от 1,0—2,0 до 3,0—4,0 км ниже ур. м. Скорость распространения волны  $P^0$  равна 6,0 км/сек и характеризует «гранитную» толщу. Выше этого слоя продольная волна распространяется не быстрее чем 4,5 км/сек. В качестве примера годографов волн  $P^*$  и  $P$ , преломленных на границах  $K$  и  $M$  в земной коре, в таблице 2 приведены времена вступлений этих волн от землетрясения, зарегистрированного сетью сейсмических станций Чаткало-Кураминского региона. Сейсмограммы землетрясения 25 октября 1964 г. ( $M=5,0$ ) характеризуются исключительно сильным и четким вступлением волны  $P^*$ , распространяющейся со средней скоростью 6,4 км/сек. Скорость распространения волны  $P=7,9$  км/сек.

Годографы продольных волн, прошедших на различной глубине в земной коре Чаткало-Кураминского региона, изображены на рис. 30а. Поскольку очаг землетрясения, по которому построены годографы  $P^*$  и  $P$ , находится в районе с несколько иным строением земной коры, расположение графиков по высоте не характери-

зует глубину залегания границ раздела в земной коре изучаемого района. Однако такие годографы дают возможность определять среднее значение скорости распространения сейсмических волн на разных глубинных горизонтах. На рисунке приведен также скоростной разрез земной коры Чаткало-Кураминского региона.

Годограф продольных сейсмических волн для области перехода от платформы к орогену составлен нами совместно с Б. Б. Таль-Вирским (1971) по комплексным данным сейсмологии, ГСЗ и наблюдений станциями «Земля» (рис. 30 в, табл. 3).

Таблица 2

Времена вступления волн  $P$  и  $P^*$  на сейсмические станции Чаткало-Кураминского региона при землетрясении 25 октября 1964 г.

Эпицентральное расстояние, км	Время вступления		Координаты эпицентра, глубина очага
	$P$ , мин. сек.	$P^*$ , сек.	
201	56 41,5	42,5	$\varphi=38^{\circ},63 N$ $\lambda=70^{\circ},80 E$ $h=20 км$
262	49,7	52,2	
290	53,3	57,8	
325	57,4	63,1	
354	60,7	67,4	
443	72,0	81,5	
445	72,2	82,0	
473	75,7	84,8	

Волна  $P$ , распространяющаяся под корой со скоростью 8,0—8,1 км/сек, прослеживается в виде прямолинейного отрезка годографа в первых вступлениях независимо от типа аппаратуры на расстоянии 200—600 км. Вступления волны  $P^*$  выделяются в пределах эпицентральных расстояний 210—220 км и видны не только на сейсмологических, но и на сейсморазведочных осциллограммах. Скорость распространения ее вычислена ненадежно и близка к 6,7 км/сек. Волна  $P^{\circ}$ , распространяющаяся в «гранитном» слое со скоростью 6,1 км/сек, зарегистрирована только сейсмологическими станциями.

Таким образом, в отличие от полученных нами ранее (Уломов, 1966) величин скоростей волн для орогенической территории Средней Азии, в земной коре области перехода от орогена к Туранской плите скорости сейсмических волн заметно увеличиваются. Прежде всего это относится к волне  $P$ , распространяющейся в подкоровой оболочке со скоростью на 0,1—0,2 км/сек быстрее, чем в коре орогена. Это явление может быть объяснено большей консолидацией литосферы платформенной области по сравнению с орогеном.

Комплексные исследования особенностей распространения сейсмических волн от взрывов и землетрясений позволили полу-

чить представления о глубинном строении рассматриваемой территории.

Толщина слоя осадочных отложений в предгорном районе равна 1,5—3,0 км, средняя скорость распространения продольных волн в нем — 4,5 км/сек. С глубиной она довольно резко увеличивается и достигает в верхних горизонтах «гранитного» слоя 6,0—6,1 км/сек. На глубине около 15—20 км скорость продольных волн начинает быстро расти по параболическому закону и в пределах 5—10 км достигает величины 6,4 км/сек, что характеризует «базальтовый» слой. У подошвы земной коры наблюдается резкое возрастание скорости до  $8,0 \pm 0,1$  км/сек, а на границе с астеносферой — до 9,0 км/сек.

Первая схема глубинного строения земной коры рассматриваемого района опубликована нами в 1966 г. (Уломов, 1966). Методом сейсмических аномалий (МСА) в графоаналитическом варианте (номограммы) и варианте расчетов на

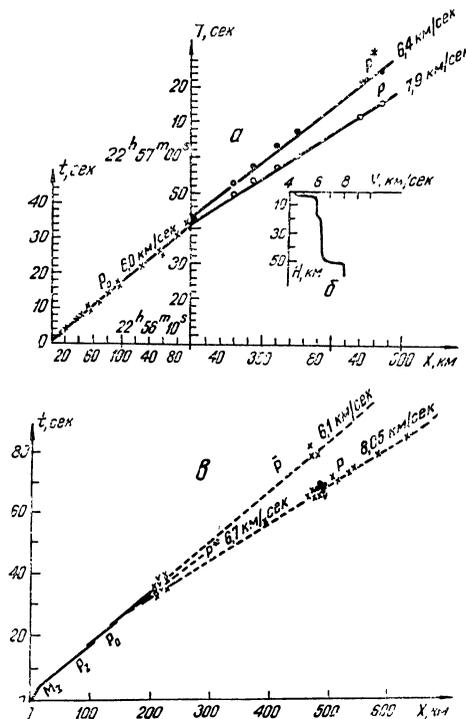


Рис. 30. Годографы (а), скоростной разрез (б) земной коры Чаткало-Кураминского региона и комплексный годограф по направлению Туран—Чаткал (в).

электронно-вычислительной машине (МСА-ЭВМ) построен рельеф основных границ раздела в земной коре — поверхностей Мохоровичича (М) и Конрада (К).

Глубина залегания границы К («гранит—базальт») варьирует от 10 до 40 км. Наибольшая толщина «гранитного» слоя характерна для Чаткальской подзоны — района крупных антиклинальных структур и интенсивного горизонтального сдавливания. За Таласо-Ферганским разломом «гранитная» толща значительно утоньшается. Минимальная толщина этого слоя наблюдается в западных частях Кызылнуриной и Пскемской антиклиналей, а также в центральной части Ташкентского геодинамического полигона.

В целом по району отмечается преимущественно продольное простирание структурных элементов верхней поверхности «базальтового» слоя относительно основных геологических структур.

Несколько иначе выглядит конфигурация подошвы земной коры. Большинство глубинных структур имеет почти ортогональное залегание по отношению к геологическим синклиналим структурам. Однако центральная часть Чаткальской мегантиклинали характеризуется продольным простиранием синклинали мегаскладки и значительным погружением до глубины 65 км поверхности Мохоровичича.

Небольшая толщина земной коры (40 км) отмечается в Кураминской подзоне и севернее Таласо-Ферганского разлома.

Глубинный разрез по направлению Уратюбе — Талас пересекает с юго-запада на северо-восток территорию Чаткало-Кураминского региона (рис. 31). Он построен в результате осреднения

Таблица 3

Времена пробега продольных волн в области перехода от Туранской плиты к Чаткало-Кураминскому орогену

Эпицентрально-расстояние, км	Время пробега, сек.			Примечание
	$P$	$P^*$	$P_0$	
212,0	34,5	36,1	36,7	Промышленный взрыв на территории Туранской плиты
226,4	36,0	38,7	39,5	
397,6	58,1	—	67,1	
477,8	67,4	—	83,1	
485,6	68,2	—	85,3	
479,6	67,3	—	85,3	
479,9	68,0	—	—	
493,7	69,7	—	97,7	
515,2	72,7	—	—	
516,6	72,8	—	—	
542,4	75,2	—	—	
548,0	76,3	—	95,6	
602,0	81,8	—	—	
641,6	87,9	98,8	109,8	
698,8	95,0	106,0	124,0	

макро- и микрогеологических структур в полосе шириной 15 км и несет на себе погрешности в определении проекций отметок глубин на земную поверхность. Более полно на разрезе представлена граница Мохоровичича, имеющая довольно четкую конфигурацию и значительный диапазон изменения глубины залегания (от 40 до 65 км). Максимальное погружение ее наблюдается в центральной части Чаткальской мегантиклинали. Оно связано с компенсацией масс земной коры, перемещенных сюда с юго-востока в процессе горизонтальных движений вдоль левого борта Таласо-Ферганского разлома. В южной части Кураминской мегантиклинали граница М значительно приподнята (35–40 км). Резкий подъем отмечается в районе разлома. В центральной части

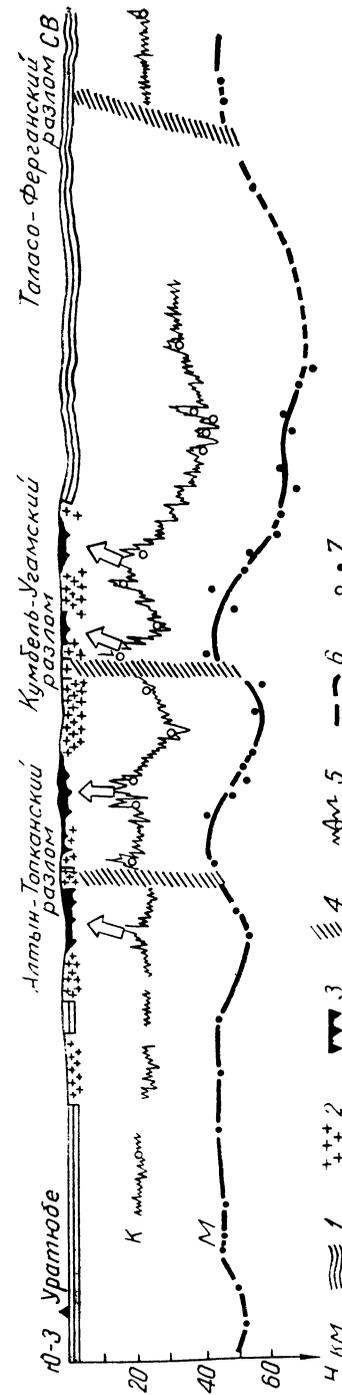


Рис. 31. Глубинный разрез земной коры по профилю Уратюбе — Талас (Уломов, 1966).

1 — породы осадочного комплекса; 2 — циркуляция и аффлуция глицерина; 3 — вулканогенные отложения основного состава; 4 — крупные разломы; 5 — граница «гранит — базальт» (K); 6 — граница Мохоровичича (M); 7 — отметки глубины границ K и M, вычисленные по МСА. Стрелками показана возможная корреляция поднятий границы K с вулканогенными отложениями основного состава.

разреза наблюдаются два четких поднятия границы, коррелирующихся с крупными зонами разломов (Алтын-Топканский, Кумдуб-Угамский).

Граница K залегает относительно согласно границе M в интервале глубин от 15–20 до 35–40 км. Она, как и граница M, определена простейшей аппроксимацией глубин залегания преломляющих площадок кривой линией. Однако на основании результатов наших лабораторных исследований кинематических и динамических особенностей распространения волны  $P^*$  и сравнения их с ее волновой картиной, наблюдаемой в естественных условиях, граница «гранит — базальт» в разрезе представлена сильно изрезанной (Уломов, 1960, 1966).

Сопоставление характера залегания этой границы со схематическим геологическим строением района позволило нам в свое время наметить корреляционные связи областей наибольшего подъема границы K с распространением вулканогенного комплекса на земной поверхности (возможная связь показана на рисунке 31 стрелками). Зонам распространения интрузивных пород более кислого состава соответствуют области погружения границы K, что, возможно, характеризует глубину залегания гранитоидных батолитов (Уломов, Горьковой, 1966).

Для Чаткало-Кураминского региона рассчитана схема средней вертикальной эффективной плотности пород в слое толщиной 65 км.

Как и на аналогичной схеме, построенной для юго-востока Средней Азии, подмечена корреляция между полем градиента толщины основных слоев земной коры и распределением сейсмичности (Уломов, 1966). К зонам тектонических нарушений гор-

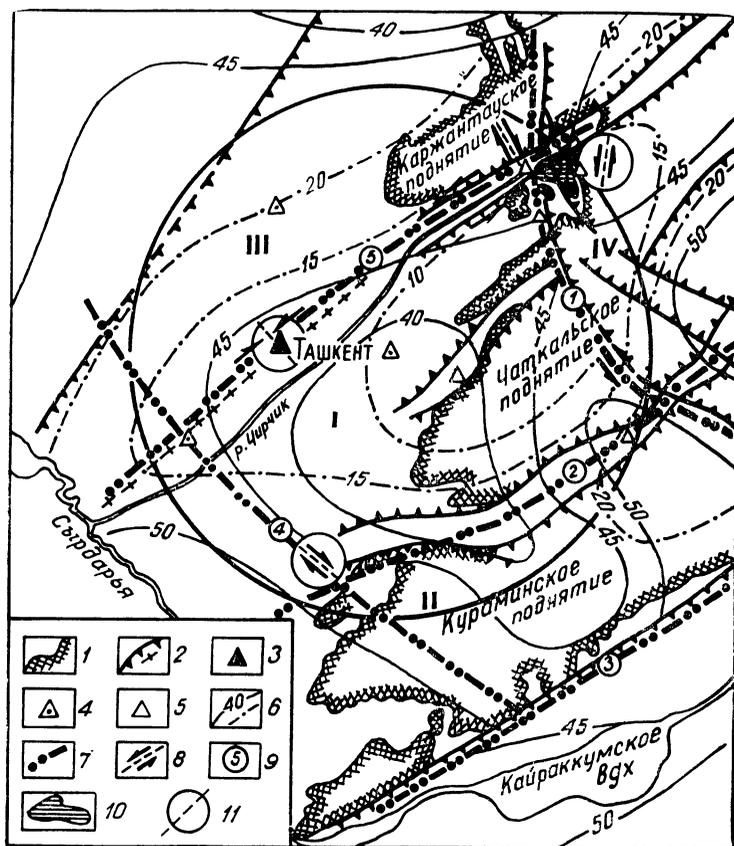


Рис. 32. Схема глубинного строения и деформирования земной коры Ташкентского геодинамического полигона.

1—контуры выходов палеозойского фундамента; 2—наиболее активные разломы и флексурно-разрывные зоны; 3—Центральная сейсмическая станция «Ташкент»; 4—сейсмотелеметрические станции; 5—региональные сейсмические станции полигона; 6—изогипсы поверхностей *М* и *К* (штрих-пунктир); 7—границы между блоками (римские цифры) земной коры; 8—подвижки пород в очагах землетрясений и вдоль разломов; 9—нумерация сейсмических швов; 10—Чарвакское водохранилище; 11—эпицентры землетрясений с  $K < 13$ , происшедших на территории ТГП (круг радиусом 70 км) за последнее десятилетие.

ных пород приурочены районы наибольших градиентов плотности, а также эпицентры крупных разрушительных землетрясений, происшедших за последние сто лет в этом регионе.

Блочное строение земной коры Ташкентского геодинамического полигона характеризуется сложным строением и переходом от орогена к платформе. На рисунке 32 показаны изоглубины залегания основных границ раздела в земной коре. Анализ схемы глубинного рельефа границ раздела *М* и *К* и расположения эпицентров землетрясений в Приташкентском районе, а также характеристик подвижек горных пород в очагах землетрясений позволяет представить земную кору ТГП системой крупных блоков, сложновзаимодействующих друг с другом.

Границы между блоками соответствуют значительным градиентам глубинного рельефа и полосам наибольшей плотности эпицентров землетрясений, каждой из которой свойствен определенный механизм подвижек пород в сейсмических очагах. Центральный блок, включающий в себя западные отроги Чаткальского хребта и Пскент-Букинскую антиклинальную зону, характеризуется наименьшей толщиной земной коры (~40 км) и небольшой глубиной залегания границы *К* (~10 км). С северо-востока он ограничивается сейсмическим швом, совпадающим с простиранием Кумбельской зоны разломов (1, на рис. 32). На юго-востоке граница блока проходит вдоль Ангренинских сейсмоактивных разломов (2), на юго-западе — вдоль узкой полосы эпицентров землетрясений, протягивающейся на северо-запад через Янгиюль в Центральные Кызылкумы (4). С северо-запада блок ограничен Каржантауским разломом и Ташкентской флексурно-разрывной зоной (5). В центральной части Кураминского блока (II) кора утоньшается до 40 км. От Ферганской межгорной впадины, где она утолщается, этот блок отделен Предкураминским сейсмическим швом (3), совпадающим с Северо-Ферганским разломом. В северо-западном, Келесском блоке (III), граница *М* погружается до 45—50 км, *К* — до 20—25 км. Наибольшая глубина залегания этих границ отмечена к северо-востоку от системы Кумбельских разломов, в Чаткальском блоке (IV). Мощность земной коры в центральной части этого блока достигает 65 км, а гранито-осадочного комплекса — 40 км.

Особенности деформирования блоков земной коры Ташкентского геодинамического полигона, на наш взгляд, тесно связаны с интенсивными горизонтальными перемещениями вдоль Таласо-Ферганского глубинного разлома, расположенного к северо-востоку, и с реакцией восточной части Туранской плиты, вовлекаемой в тектонические движения. Смещение левого борта Таласо-Ферганского разлома на северо-запад относительно правого достигает здесь 100 км (Буртман, 1964). С удалением от разлома на юго-запад величина горизонтальных перемещений значительно убывает, создавая таким образом крутящий момент и поворот против часовой стрелки системы блоков земной коры Чаткало-Курамы и Приташкентского района (Уломов, 1972).

В результате взаимодействия системы блоков земной коры внутри орогенической области создаются левые горизонтальные

сдвиги вдоль Кумбельской системы разломов и, по-видимому, правые сдвиги-надвиги вдоль Янгиюльского сейсмического шва. В тыльной части центрального блока земной коры под давлением Курамы возникает протяженная флексурно-разрывная зона (рис. 32).

В наиболее сложных сеймотектонических условиях находится район Чарвакского гидроузла, где Каржантауский разлом пересекается с зоной Угамских разломов северо-западного простирания. Судя по сейсмологическим данным, подвижки по Каржантаускому разлому происходят в виде горизонтальных левых сдвигов, а по Угамским разломам — в виде правых. В последнее время в районе Чарвакского водохранилища и гидротехнического сооружения нами организован широкий комплекс геодезических, геолого-геофизических, сейсмологических, наклонметрических и других исследований для изучения особенностей деформирования земной коры этого района и поисков предвестников землетрясений, возможных здесь, в частности, в связи с заполнением водохранилища.

### Взаимодействие блоков земной коры Туранской плиты и Чаткало-Кураминского орогена

#### Краткая характеристика района исследований

Рассматриваемая территория в геологическом отношении совпадает с восточной частью Туранской плиты (рис. 33), которая входит в состав молодой эпипалеозойской Урало-Сибирской платформы (Архангельский, 1941; Петрушевский, 1955). Открытие месторождений газа, золота и других полезных ископаемых в равнинных районах Западного Узбекистана привело к постановке и проведению здесь детальных геолого-геофизических исследований. В настоящее время территория Западного Узбекистана покрыта густой сетью сейсмических профилей, гравиметрической и магнитометрической съемками. Ее пересекли протяженные профили глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), многочисленные глубокие скважины вскрыли породы складчатого фундамента. В результате накоплен, обобщен и проанализирован обширный геолого-геофизический материал о строении осадочного чехла, складчатого фундамента и консолидированной части земной коры (Вольвовский, Гарецкий и др., 1966).

По мнению академика А. Л. Яншина, Туранская плита является наилучшим из возможных полигонов для изучения характера и истории развития структур платформенного чехла, покоящегося на заведомо палеозойском складчатом основании. Здесь можно исследовать все типы этих структур и влияние на их формирование самых разнообразных факторов (Вольвовский и др., 1966).

Восточная часть Туранской плиты является также оригинальным геодинамическим полигоном с интенсивными современными

тектоническими движениями, сейсмичностью и, по-видимому, с необычным глубинным строением и своеобразным деформированием земной коры. Однако кинематика и динамика земной коры

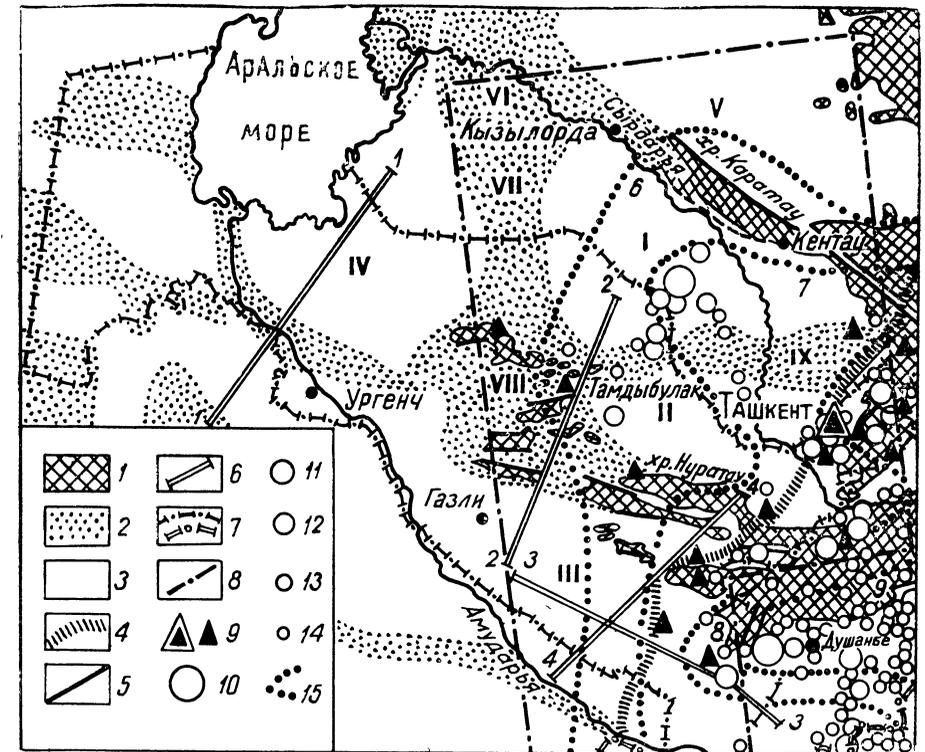


Рис. 33. Основные структурные элементы Туранской плиты (по Р. Г. Гарецкому, 1964), местоположение и сейсмологическая характеристика района исследований.

1—выходы пород фундамента эпипалеозойской платформы на поверхность. Основные структурные элементы Туранской плиты: 2—положительные; 3—отрицательные; 1—Сырдарьинская впадина; 11—Ерғешқудук-Келеская впадина; 12—Бухаро-Хивинская зона ступеней; 13—Восточно-Аральская впадина; 14—Чуйская синеклиза; 15—Нижнесырдарьинский свод; 16—Аккыр-Кумкалинская седловина; 17—Центрально-Кызылкумская зона поднятий; 18—поднятия Карактау и Приташкентских чучей; 4—граница эпипалеозойской платформы с областью эпиплатформенного орогенеза; 5—разломы; 6—профили глубинного сейсмического зондирования (1—1—Копетдаг—Аральское море, 2—2—Фараб—Тамдыбулак, 3—3—Фараб—Бабатаг, 4—4—Карабекул—Койташ); 7—административная граница республики и государственная граница; 8—границы района сейсмологических исследований; 9—Центральная сейсмическая станция «Ташкент» и региональные станции Института сейсмологии АН УзССР. Эпицентры землетрясений в классификации по магнитуде: 10— $7\frac{1}{2} < M < 8$ ; 11— $6\frac{1}{2} < M < 7\frac{1}{4}$ ; 12— $5\frac{3}{4} < M < 6\frac{1}{4}$ ; 13— $4\frac{3}{4} < M < 5\frac{1}{2}$ ; 14— $4\frac{1}{4} < M < 4\frac{1}{2}$ ; 15—изосейсты сейсмического районирования (цифрами указана бальность соответствующих зон).

этого региона изучена слабо. В основном исследования касались связи между проявлениями современных движений земной коры и ее сейсмичностью (Каржаув, Уломов, 1966), геологическим

строением земной коры и ее современными тектоническими движениями (Мавлянов, Тетюхин и др., 1969), механизмом очагов землетрясений и тектоникой района (Захарова, Матасова, 1969), глубинным строением земной коры и особенностями тектонических движений (Уломов, Ибрагимов, Безродный, 1971; Уломов, 1971, 1972) и др.

### Особенности проявления сейсмичности

История тектонического развития Приташкентского района обусловлена его расположением в зоне перехода от орогена к платформе. С этим связаны и особенности проявления здесь сейсмичности. В сейсмическом отношении Приташкентский район представляет собой область пересечения двух почти ортогональных систем тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного простирания.

Анализ силовых моделей очагов землетрясений в предгорной части района позволяет выявить характер сжимающих упругих напряжений, действующих здесь в северо-западном направлении, ортогональным простиранию горных сооружений. В юго-западной части Приташкентского района картина резко меняется. Оси сжатия ориентированы, в основном, в северо-восточном направлении, а плоскости подвижек в очагах — в северо-западном, т. е. разрывы происходят вкрест простирания структур фундамента. Видимо, плоскости скалывания в очагах землетрясений этой части района трассируют полосу разрывных нарушений, протягивающуюся далеко на северо-запад, в пустыню Кызылкумы (рис. 32).

Кызылкумская сейсмоактивная зона изучена слабее, чем Приташкентская. О сейсмической активности Центральных Кызылкумов впервые стало известно после землетрясений ( $M=6\frac{1}{2}$ ;  $M=5\frac{1}{2}$ ), происшедших здесь в июне 1929 г. и зарегистрированных удаленными сейсмическими станциями (Каржаув, Уломов, 1966). Данных о сейсмичности за период с 1929 по 1966 г. очень мало. Из-за отсутствия здесь сейсмических станций большое количество слабых землетрясений пропущено, а сравнительно крупным не уделялось достаточного внимания. Пустынный, незаселенный район, вероятно, мало интересовал сейсмологов. Так, на действующей ныне карте сейсмического районирования территории СССР эпицентральная зона 8—9-балльного Кызылкумского землетрясения располагается в 7-балльной зоне сейсмичности (рис. 33). Бурное промышленное и гражданское строительство этой части республики требует составления более объективной карты. Выявление же особенностей деформирования земной коры и ее современных тектонических движений, в том числе сейсмических, необходимо не только для науки, но прежде всего для правильного районирования сейсмической опасности территории.

Если из карты эпицентров Приташкентского района исключить все слабые землетрясения, не являющиеся представительными для

Таблица 4

Землетрясения с  $M > 4\frac{1}{4}$ , происшедшие в Приташкентском районе

Дата	Координаты эпицентра, град		Магнитуда $M$	Энергетический класс $K$	Источник
	с. ш.	в. д.			
4.II. 1868 г.	41,2	69,3	$5\frac{1}{2}-6$	14—15	Сейсмичность Узбекистана, вып. II, 1964.
4.IV. 1868 г.	41,1	70,0	$6,0-6\frac{1}{2}$	15—16	То же
28.XI. 1886 г.	40,1	69,8	$5\frac{1}{2}-6$	14—15	"
22.XI. 1888 г.	40,3	69,7	$6,0-6\frac{1}{2}$	15—16	"
25.IX. 1920 г.	41,4	70,4	6,0	15	"
7.VI. 1924 г.	41,3	69,2	$4\frac{1}{2}-5$	12—13	Атлас землетрясений в СССР, 1962.
16.X. 1929 г.	41,2	68,6	$4\frac{1}{2}$	12	То же
12.X. 1930 г.	40,2	69,3	5,0	13	"
19.VI. 1934 г.	41,8	70,4	$4\frac{1}{4}$	12	Сейсмичность Узбекистана, вып. II, 1964.
10.VII. 1938 г.	41,3	69,3	$4\frac{1}{2}-5$	12—13	То же
24.X. 1959 г.	41,6	70,0	$5\frac{3}{4}$	14—15	"
25.X. 1959 г.	41,8	70,3	$4\frac{1}{4}$	12	Землетрясения СССР в 1965 г., М., „Наука“, 1967.
17.III. 1965 г.	40,8	69,4	$5\frac{1}{2}$	14	
2.IV. 1965 г.	41,9	69,9	$4\frac{1}{2}$	12	Землетрясения СССР в 1965 г., М., „Наука“, 1967.
26.VII. 1965 г.	41,8	69,9	$4\frac{1}{2}$	12	
25.IV. 1966 г.	41,3	69,3	$5\frac{1}{4}$	13—14	ДАН СССР, т. 177, 1967, № 3
19.I. 1970 г.	40,9	69,3	$4\frac{1}{2}-5$	12—13	Данные обработки ИС АН УзССР

Кызылкумов из-за разной густоты сети сейсмических станций в этих районах, мы увидим, что сейсмичность Кызылкумов в целом мало отличается от сейсмичности Приташкентского района

Т а б л и ц а 5

Землетрясения с  $M \geq 4\frac{1}{4}$ , происшедшие в Кызылкумах

Дата	Координаты эпицентра, град		Магнитуда $M$	Энергетический класс $K$	Источник
	с. ш.	в. д.			
1880 г.	42,0	66,0	$5\frac{1}{2} - 6$	14—15	Устное сообщение (Каржаув, Уломов, 1966)
3.VI 1929 г.	43,1	66,7	$6\frac{1}{2}$	16	Атлас землетрясений СССР, М., 1962.
4.VI 1929 г.	43,0	66,5	$5\frac{1}{2}$	14	То же
5.VI 1929 г.	43,0	66,5	$5\frac{1}{2}$	14	"
13.IV 1929 г.	43,0	66,2	5,0	13	"
4.IX 1929 г.	43,5	67,0	$5\frac{1}{2}$	14	"
16.X 1929 г.	41,2	68,6	$4\frac{1}{2}$	12	"
2.X 1932 г.	41,4	65,6	$5\frac{3}{4}$	14—15	"
11.IV 1939 г.	42,9	67,1	$4\frac{1}{2}$	12	"
18.I 1947 г.	42,8	67,3	$4\frac{1}{4} - 5$	12—13	"
23.XI 1953 г.	42,3	64,4	$4\frac{3}{4}$	12—13	"
6.VIII 1955 г.	42,0	65,0	$4\frac{1}{2}$	12	Атлас землетрясений СССР, М., 1962.
1.II 1966 г.	42,3	65,9	$4\frac{1}{2}$	12	Землетрясения СССР в 1966 г. М., „Наука“, 1968.
13.III 1968 г.	42,5	66,3	$5\frac{1}{2}$	14	Землетрясения СССР в 1968 г. М., „Наука“, 1970.
14.III 1968 г.	42,5	66,4	$5\frac{1}{2}$	14	То же

(табл. 4 и 5). Более того, за последние 50 лет инструментальных сейсмологических наблюдений на территории Кызылкумов сейсмической энергии выделилось на два порядка больше, чем в Приташкентском районе.

Толчком к систематическому изучению сейсмичности территории Западного Узбекистана послужило интенсивное трещинообразование на поверхности земли в райцентре Тамдыбулак (Каржаув, Уломов, 1966). В 1965 г. нами обнаружена корреляция медленных современных тектонических движений с проявлением сейсмичности и начата организация четырех стационарных сейсмических станций в пунктах Кулкудук, Тамдыбулак, Нурата и Джизак. Высказанное нами (Каржаув, Уломов, 1966) предположение о возможности возникновения в исследуемом районе сильного землетрясения подтвердилось 8-балльным Ташкентским 26.IV.1966 г. и двумя не уступавшими ему по величине Кызылкумскими землетрясениями 13 и 14 марта 1968 г., т. е. спустя почти 40 лет после последних крупных сейсмических событий.

## Современные тектонические движения

В 1965 г. в пос. Тамдыбулак мы наблюдали интенсивный процесс трещинообразования. Трещины шириной до 3—4 см, протяженностью (с перерывами) 1,5—2 км (характер разрывно-сдвиговой, простирание северо-восточное) пересекли северную окраину поселка (Каржаув, Уломов, 1966). Трещины активно развиваются и в настоящее время (рис. 34).

Интенсивный процесс трещинообразования наблюдается также в 40 и 150 км к западу от пос. Тамдыбулак. Здесь, как и в пределах поселка, трещины видны лишь на утрамбованном грунте и стенах зданий г. Зарафшана и других населенных пунктов.

Процесс современного трещинообразования протекает относительно спокойно и не сопровождается заметными местными землетрясениями. Однако дома и другие строительные объекты, попавшие на линии трещин, становятся непригодными для эксплуатации.

Скорость роста трещин в 1965 г., по-видимому, составляла не менее 5 см/год. Инструментальные измерения деформометрами, организованные нами в 1972 г., свидетельствуют о продолжающихся правосторонних сдвигах-раздвигах, скорость перемещения вдоль которых достигает 3 см/год (рис. 34.).

Первые сведения о проявлении процесса трещинообразования в этом районе относятся ко второй половине прошлого столетия. Речь идет о протяженных (несколько сотен метров) и широких трещинах, обнаруженных в пустыне в 20 км к северо-востоку от пос. Тамдыбулак. Простирание их северо-восточное, глубина преимущественно до 1 м, местами же недотягиваемая. Эти трещины сохранились до сих пор, и по-видимому, периодически обновля-

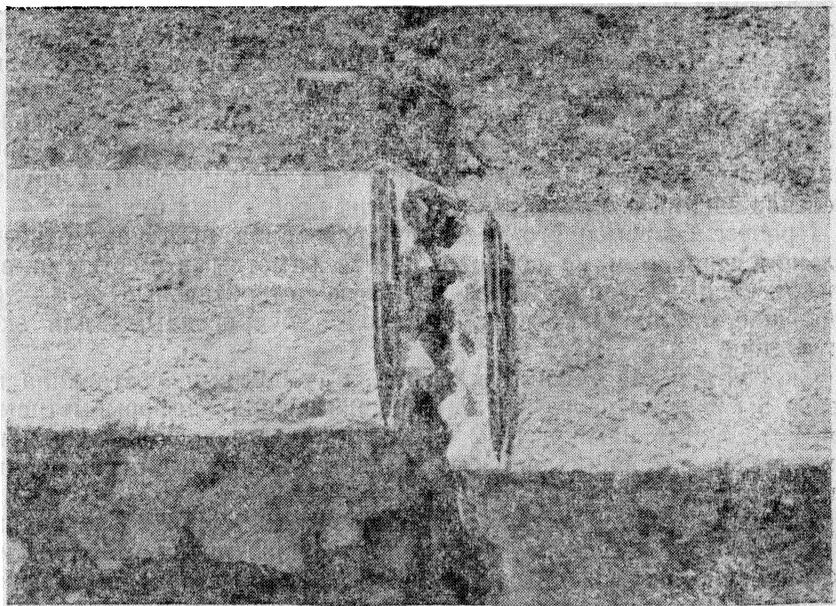
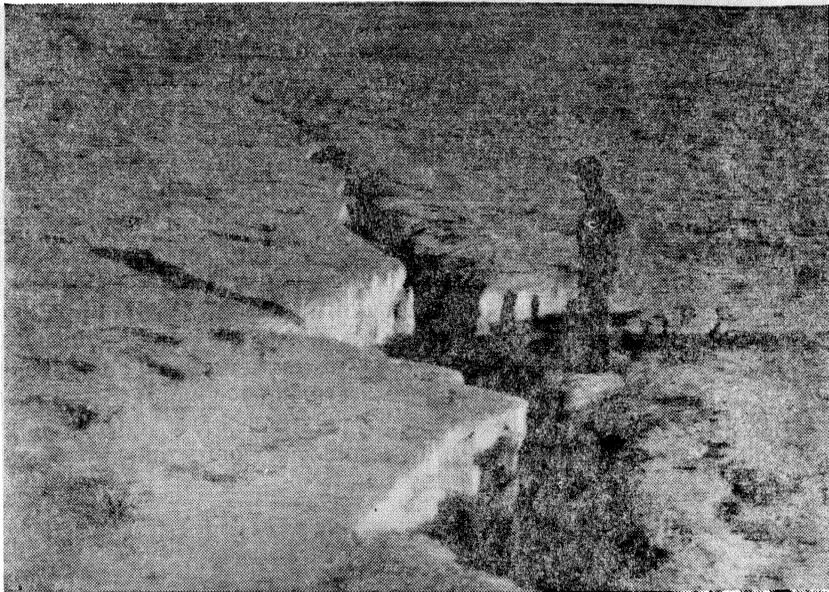


Рис. 34. Трещины растяжения на поверхности земли в 20 км к северо-востоку от п. Тамдыбулак (верхний снимок) и на территории поселка. Отчетливо виден правый сдвиг вдоль разрыва бетонного фундамента.

ются и поглощают попадающий в них эоловый материал (исследуемый район характеризуется большим числом кластических даек).

Очередные трещины в поселке Тамдыбулак появились в 20-х годах (Каржауов, Уломов, 1966). Решающую роль в трещинооб-

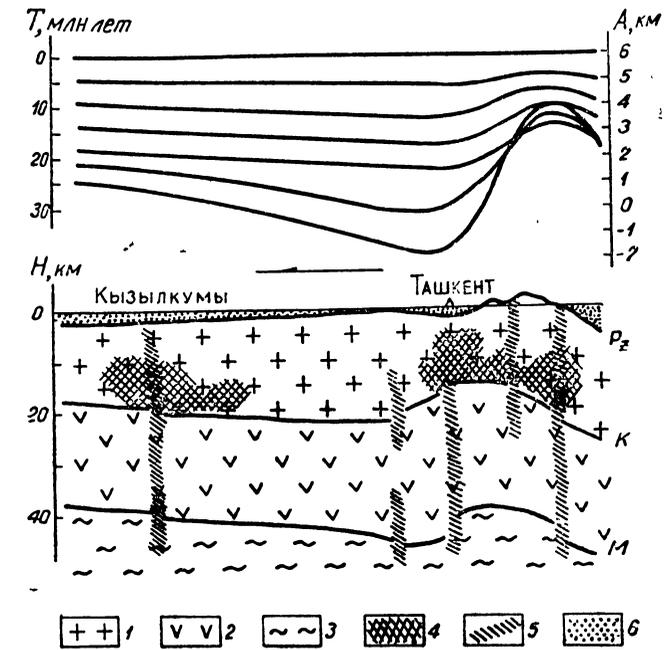


Рис. 35. Вертикальный разрез земной коры вдоль Ташкентско-Кызылкумской сейсмоактивной зоны и последовательность развития новейшей тектонической активизации.  $P_2$ ,  $K$ ,  $M$ —поверхности палеозойского фундамента, Конрада и Мохоровичича соответственно;  $A$ —амплитуда вертикальных деформаций донегеновой (горизонтально-плоской) поверхности в разные геологические этапы развития ( $T$ ).

1—границный слой\*; 2—„базальтовый“; 3—подкорковый; 4—сейсмогенные области земной коры; 5—предполагаемые глубинные разломы; 6—неконсолидированные отложения. Стрелкой указано направление процесса активизации.

разовании специалисты отводят современной тектонике. Повторное нивелирование, выполненное в 1939—1942 гг. и 1959—1963 гг., указывает на общий подъем значительной части Центральных Кызылкумов, что, по-видимому, обусловлено напором литосферы Тянь-Шаня. Скорость вертикальных движений земной поверхности составляет 10—15 мм/год и более, а величина градиентов скорости достигает  $1 \cdot 10^{-6}$  год<sup>-1</sup>. К зонам больших градиентов и приурочено трещинообразование.

На рисунке 35 показано развитие во времени новейших тектонических вертикальных движений земной коры вдоль профиля, пересекающего Кураминский ороген, Приташкентский район и Центральные Кызылкумы. Последовательность деформирования первоначально горизонтально-плоской донеогеновой поверхности восстановлена по геологическим данным (Уломов, Ибрагимов, Безродный, 1971). Интенсивность вертикальных движений прогрессивно возрастает во времени и пространстве (в западном направлении). В настоящий момент конфигурация кривой  $A=A(T)$  четко коррелируется с рельефом не только палеозойского фунда-

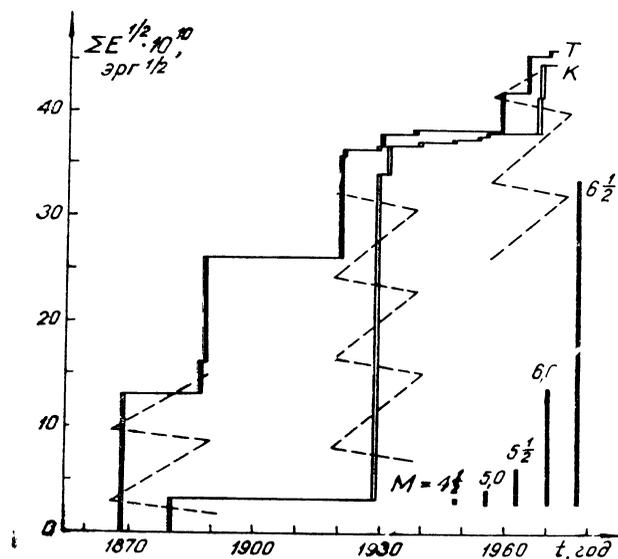


Рис. 36. Графики Беньоффа накопления деформаций в земной коре Приташкентского района (Т) и Кызылкумов (К). Зигзагообразные линии — периоды активизации процессов трещинообразования в Центральных Кызылкумах.

мента, но и границ К и М в земной коре, что указывает на согласованную деформацию всей толщи коры и, по-видимому, на незначительность процессов глубинной дифференциации и метаморфизации вещества в новейшее время.

Графики Беньоффа (рис. 36), по оси ординат которых суммируются значения  $E^{1/2}$ , где  $E=1,8M+4$ , указывают на синхронизм сейсмического режима Кызылкумской и Приташкентской сейсмоактивных зон. При этом сейсмическое проявление тектонических движений в Приташкентском районе примерно на 10 лет опережает активизацию в Кызылкумах. Периодичность сейсмической активизации обеих подзон  $\sim 40$  лет. То же самое, по-видимому, свойственно процессам растяжения земной коры и трещинообра-

зования в Кызылкумах, что позволило нам в 1965 г. предсказать очередной сейсмический цикл в этом районе (Каржаув, Уломов, 1966). О горизонтальных растягивающих тектонических напряжениях в земной коре наряду с наблюдаемыми здесь явлениями свидетельствуют правые сдвиги полос магнитных аномалий и подвижки пород в очагах кызылкумских землетрясений.

#### Глубинная структура и особенности деформирования земной коры

Большинство исследователей признают глубинные разломы северо-западного простирания — Каратауский, Амударьинский, Бухарский и др. Существенные разногласия отмечаются по закрытой части территории Кызылкумов.

Что касается поперечных разломов северо-восточного простирания, то здесь единого мнения у исследователей пока не сложилось. На карты и схемы разломы наносятся пока тонкими или пунктирными линиями, однако приурочены они в основном к трем участкам. Первая группа протяженных глубинных разломов совпадает с юго-западными отрогами Кураминского и Гиссарского хребтов (Попов и Резанов, 1955; Таль-Вирский, 1964; Резвой, 1962 и др.). Вторая расположена в районе Центрально-Кызылкумских поднятий и распространяется к северо-востоку от них на территорию Сырдарьинской впадины (Резвой, 1965; Борисов, 1967; Каржаув, Уломов, 1966). Третья, восточно-аральская, группа поперечных разрывных нарушений намечается в северо-западной части исследуемого района и тяготеет к Аккыр-Кумкалинской седловине, соединяющей Центрально-Кызылкумскую зону поднятий и Нижнесырдарьинский свод (см. рис. 33).

Глубинная структура земной коры восточной части Туранской плиты находит отражение в геофизических полях этой территории (рис. 37). Полоса больших градиентов гравитационного поля тянется вдоль западных отрогов Гиссарского хребта, пересекает вкрест простирания систему палеозойских кызылкумских массивов и через Приташкентский район уходит на восток, обрамляя северные предгорья Тянь-Шаня. Область относительно интенсивных отрицательных аномалий охватывает значительную часть территории и тянется с юго-запада на северо-восток через зону Центрально-Кызылкумских поднятий. Фоновое гравитационное поле пересечено поперечными максимумами силы тяжести. При этом гравитационные ступени в общем хорошо согласуются с продольными разломами северо-западного простирания.

Эти разломы соответствуют протяженным узким полосам интенсивных положительных магнитных аномалий, что, по-видимому, указывает на древность их заложения. Системы продольных разломов состоят из целого ряда коротких (до 200—300 км) почти прямолинейных кулисообразно следующих друг за другом разрывов сплошности земной коры. Это отчетливо видно по го-

ризонтальным правым сдвигам полос магнитных аномалий, которые, вероятно, происходят благодаря поперечным трансформным разрывам. Амплитуда большинства сдвигов достигает 60—70 км, что соответствует средней скорости горизонтальных перемещений за новейшее время порядка 2 мм/год, а современной эпохе, по-видимому, свойственна скорость в десятки мм/год. Об этом сви-

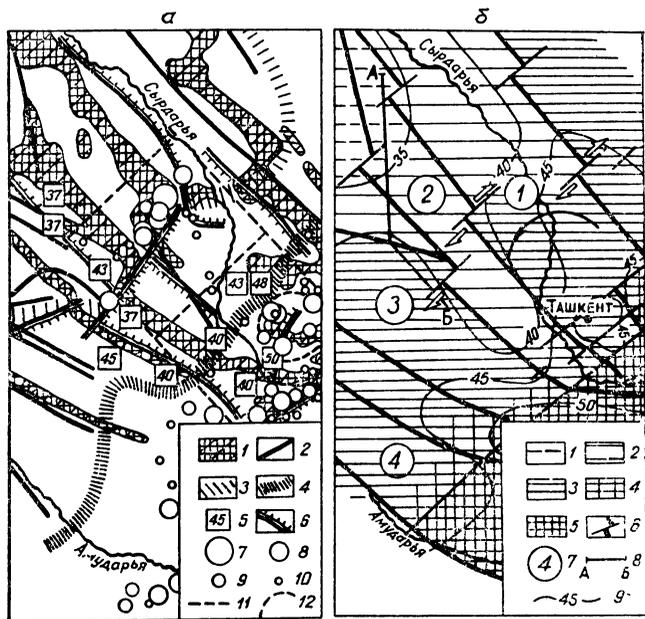


Рис. 37. Схема геофизических аномалий (а) и структура земной коры восточной части Туранской плиты (б).

Геофизические аномалии: 1—области наиболее интенсивных положительных магнитных аномалий; 2—гравитационные ступени и оси интенсивных относительных положительных аномалий; 3—граница между областями положительных и относительно интенсивных отрицательных гравитационных аномалий; 4—то же, между отрицательными и наиболее интенсивными относительными отрицательными аномалиями; 5—глубина (км) до поверхности М, вычисленная В. И. Уломовым и Е. М. Безродным методом сейсмических аномалий (МСА); 6—полосы наибольших (до  $1 \cdot 10^{-6}$  год $^{-1}$ ) градиентов скоростей современных вертикальных движений (составлено по материалам Ш. У. Абдуллабекова, 1971); 7—10—см. соответственно обозначения 11—14 на рис. 33; 11—границы Кызылкумской и Приташкентской подзон; 12—границы Ташкентского полигона.

Структура земной коры: 1—глубина залегания границ (км): М=35, К=15—20; 2—М=35—40; К=15—20; 3—М=40—45, К=20—25; 4—М=45—50, К=25—30; 5—области погружения подошвы земной коры на глубину более 50 км; 6—глубинные разломы; 7—блоки земной коры, выделенные по комплексу геолого-геофизических и сейсмологических данных (цифры в кружках): 1—Сырдарьинский; 2—Курамино-Кызылкумский; 3—Нуратау-Тамдынский; 4—Амударьинский; 8—профиль повторного нивелирования; 9—изогипсы М, построенные по обобщенным данным.

детельствуют результаты инструментальных измерений скорости современных движений (20—30 мм/год), трещинообразования, сейсмичности, а также приуроченность этих явлений к участкам крупных величин градиентов скоростей современных движений земной коры.

На относительную молодость поперечных трансформных разрывных нарушений, представляющих короткие (до 100—200 км)

глубинные разломы северо-восточного простирания, указывает и то, что они, в отличие от продольных, не являются магнитоактивными структурами земной коры. В то же время об их активном существовании свидетельствуют подвижки пород в очагах сильных землетрясений Кызылкумской эпицентральной зоны, которая характеризуется и самыми значительными по амплитуде правыми сдвигами магнитных аномалий северо-западного простирания. По сдвиговым перемещениям линейных магнитных аномалий выделяются поперечные разломы и в других зонах.

Таким образом, земная кора восточной части Туранской плиты в пределах рассматриваемой территории состоит из четырех сложных блоков—Сырдарьинского, Курамино-Кызылкумского, Нуратау-Тамдынского и Амударьинского (соответственно 1—4, рис. 37 б). Блоки граничат друг с другом вдоль систем протяженных глубинных разломов северо-западного простирания: Чардаринской— между первым и вторым блоками, Джизакской— между вторым и третьим и Бухарской— между третьим и четвертым блоками. Границы крайних блоков проходят по Каратауской системе продольных глубинных разломов на северо-востоке и по Амударьинской— на юго-западе района.

Выделенные блоки земной коры осложняются зонами поперечных глубинных разломов, которые из-за своей относительной молодости, по-видимому, еще не замыкаются на соседние системы продольных разломных нарушений. Таких зон три: Западно-Тянь-Шаньская (по Д. П. Резвому) на юго-востоке; Центрально-Кызылкумская (Каржаув, Уломов, 1966) и Восточно-Аральская— на северо-западе.

Наиболее активными в сейсмическом отношении являются первая и вторая зоны поперечных разрывных нарушений. В окраинных частях первой из них за последнее столетие произошли два крупнейших землетрясения с  $M=7 \frac{1}{2}$ : Каратагское 1907 г. на юге и Чаткальское 1946 г. на севере, в районе пересечения Северо-Ферганского и Таласо-Ферганского глубинных разломов, и бесчисленное множество более слабых подземных толчков. Западная граница этой зоны четко выражена на картах эпицентров и сейсмической активности.

В Центрально-Кызылкумской зоне поперечных разломов за этот период известны: Чиилийское землетрясение 1929 г. с  $M=6 \frac{1}{2}$ ;

шесть землетрясений с  $M=5 \frac{1}{2} - 5 \frac{3}{4}$  и значительное число более слабых. Эпицентры укладываются здесь в полосу северо-восточного простирания шириной около 100 км. Такую же ширину, по мнению Д. П. Резвого, имеет и Западно-Тянь-Шаньский поперечный глубинный шов. Чардаринская и Джизакская системы продольных глубинных разломов так же, как и Центрально-Кызылкумская зона поперечных, достаточно четко трассируются к юго-востоку эпицентрами землетрясений с  $M \geq 4$  (Каржаув, Уломов, 1966).

Сейсмичность Восточно-Аральской зоны поперечных разломов незначительна, хотя и здесь регистрируются слабые местные землетрясения, а по историческим данным известно сильное землетрясение, разрушившее древний Хорезм. По эпицентрам землетрясений довольно определенно выделяется восточное окончание субширотной группы разломов, проходящих южнее городов Арысь и Чимкент.

Приташкентская группа Западно-Тянь-Шаньских поперечных разломов — наиболее ранняя из глубинных разломов «анти Тянь-шаньского» направления. Она характеризуется полями сжимающих упругих напряжений, направленных вкост простираения горных сооружений, и относительно устоявшимся сейсмическим режимом (выдержанность поля упругих напряжений, стандартная величина угла наклона графика повторяемости, относительно стабильный сейсмический фон слабых землетрясений и т. п.). Центрально-Кызылкумская зона поперечных глубинных разломов, по-видимому, находится на ранней стадии сейсмической деятельности. Здесь в условиях растяжения земной коры изредка регистрируются слабые местные землетрясения, но относительно часто (примерно раз в 40 лет) случаются крупные. Восточно-Аральская зона поперечных разломов в сейсмическом отношении еще моложе. Период повторяемости здесь слабых и особенно сильных землетрясений очень большой (многие десятки и сотни лет).

Все это еще раз указывает на продолжающийся процесс постепенного вовлечения в орогеническую деятельность восточной части Туранской плиты. В результате вращательного движения литосферы, создаваемого перемещением юго-западного крыла Таласо-Ферганского разлома в северо-западном направлении, Центрально-Кызылкумская зона поперечных разломов испытывает интенсивное горизонтальное растяжение, приводящее к правым сдвигам и сдвиго-раздвигам, а система продольных разломов хребта Каратау характеризуется подвижками типа сбросов (рис. 35 б). Джизакская и Бухарская системы продольных глубинных разломов подвержены слабым растягивающим упругим напряжениям, соответствующим правым сдвигам и сбросам.

Выделенные нами на территории Западного Узбекистана блоки земной коры, конечно, не представляют собой идеальные плиты с совершенно плоскими границами раздела. В каждом блоке подошва земной коры и границы внутри нее имеют свой определенный рельеф, однако амплитуды этого рельефа в пределах каждого блока, по-видимому, отклоняются от средней глубины залегания поверхности не более чем на 2—3 км в ту и другую стороны. Крупные блоки разбиты на мелкие и мельчайшие, располагающиеся главным образом в верхней части земной коры и создающие здесь сложную картину геологического строения и фоновой сейсмичности.

Наименьшую толщину земной коры (35—40 км) имеет Курамино-Кызылкумский блок. На северо-западе он контактирует с

Восточно-Аральским блоком, где земная кора еще тоньше. На юго-востоке он захватывает Кураму. Глубина залегания «базальтового» слоя здесь не более 15—20 км. Под Сырдарьинским и Бухарским блоками земная кора заметно утолщается и занимает диапазон глубин в 40—45 км, глубина поверхности К 20—25 км. В пределах Бухарского блока поверхности К и М, по-видимому, ступенчато погружаются и под Амударьинским блоком достигают 25—30 и 45—50 км соответственно. Бухарский блок зем-

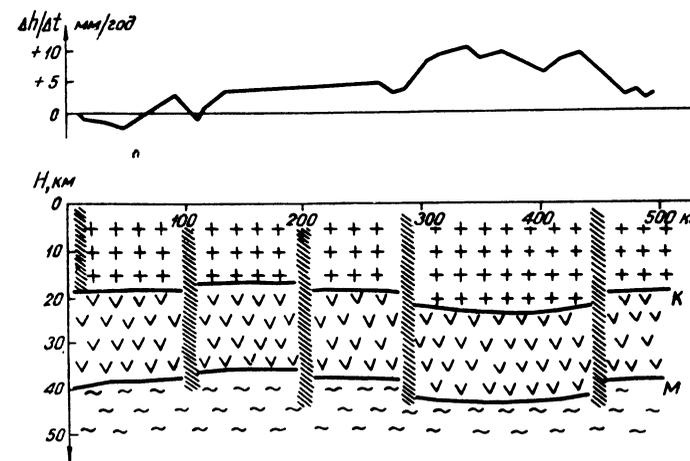


Рис. 38. Вертикальный разрез земной коры вдоль профиля повторного нивелирования (см. рис. 37б).

ной коры в северо-восточной части вдается в Курамино-Кызылкумский в виде выступа, которому соответствуют хр. Тамдытау и его отроги. На всем протяжении юго-восточной границы выделенных нами блоков толщина земной коры в сторону орогена заметно увеличивается, достигая максимума в Центральном Памире (до 70 км). Наряду с горизонтальными перемещениями, блоки земной коры Западного Узбекистана испытывают интенсивные вертикальные тектонические движения (рис. 38).

Профиль по линии Кумкала—Нурата (рис. 37 б) на протяжении 300 км проходит по северо-западной части Курамино-Кызылкумского блока с небольшой толщиной земной коры (35—40 км) и, по-видимому, более спокойными вертикальными движениями. Затем профиль пересекает Тамды-Булакский выступ Бухарского блока (толщина коры 40—45 км) и вновь выходит на Курамино-Кызылкумский блок. Значительно дифференцированные движения поверхности земли происходят над молодыми поперечными разломами Восточно-Аральской и Центрально-Кызылкумской зон (рис. 38).

Скорости поднятий достигают максимума в районе поселка Тамдыбулак, в зоне обновленных альпийских разломов (до

10 мм/год). О наличии крупных разрывных нарушений на границах между блоками свидетельствуют большие величины градиента скорости дифференцированных вертикальных современных движений (более  $1 \cdot 10^{-3} \text{ год}^{-1}$ ).

Итак, взаимодействие и деформирование блоков земной коры Приташкентского района и Центральных Кызылкумов находятся в непосредственной связи с динамикой литосферы всего Памиро-Алая и Тянь-Шаня. Деформация кручения против часовой стрелки блоков земной коры, обусловленная интенсивным горизонтальным перемещением пород по Таласо-Ферганскому разлому и сложным взаимодействием Памиро-Тяньшаньских блоков, создает в Центральных Кызылкумах рифтоподобные зоны растяжения и правых сдвигов земной коры. Этим в свою очередь объясняется механизм очагов местных землетрясений и наблюдаемый здесь периодически процесс интенсивного трещинообразования на земной поверхности. Выявление особенностей деформирования земной коры Приташкентского района и Кызылкумов (синхронизм сейсмического режима, распределение полей упругих напряжений и др.) позволяет с новых позиций подойти к долгосрочному прогнозу и проектированию исследований по поиску предвестников землетрясений в этих районах.

### Эпицентральная зона Ташкентского землетрясения

Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. произошло в 5 час. 23 мин. местного времени в непосредственной близости от Центральной сейсмической станции «Ташкент» (Уломов, Захарова, Уломова, 1967). Расстояние от станции до центра илейсейстовой области 1,5—2 км. Землетрясение проявилось в виде непродолжительных (порядка 6—8 секунд) интенсивных колебаний, сопровождающихся мощным подземным гулом, грохотом и значительными разрушениями. Сразу же за основным толчком последовали многочисленные повторные удары, большинство из которых ощущалось в виде резких звуков, подобных мощным орудийным залпам. Позже в связи с разупрочнением пород в области очага землетрясения звуковой эффект афтершоков стал менее четким и напоминал громовые раскаты.

В первые дни слабые, неощутимые толчки следовали один за другим в среднем через каждые 2—3 мин. Затем интервалы времени между толчками увеличились, а звуковые явления несколько ослабли.

По данным сейсмограмм ЦСС «Ташкент», очаг землетрясения располагался на глубине 8 км в центральной части города. Интенсивность сотрясений нами оценена в 7—8 баллов ( $M=5,3$ ;  $K=13,5$ ) по записям сейсмографа механической регистрации (СМР-II) и сейсмометра балльности (СБМ), производивших регистрацию в подземном павильоне ЦСС «Ташкент».

Сейсмометрическая аппаратура станции обеспечивала регистрацию и позволяла изучать динамические особенности записей повторных толчков в интервале от практически неощутимых до самых сильных (Уломов и др., 1971).

Динамически разрешимая запись основного землетрясения с разрывкой во времени получена лишь на одном горизонтальном ( $E-W$ ) сейсмографе механической регистрации СМР-II. Максимальная амплитуда 7,3 мм. Другой горизонтальный сейсмограф ( $N-S$ ) от удара записывающей иглы о бортик барабана регистрира сразу же вышел из строя. Качественная запись получена на сейсмометре СБМ.

На сейсмограммах землетрясений средней и максимальной силы из-за интенсивности колебания при небольшой разности во времени вступлений продольных и поперечных волн ( $S-P=1,2$  сек.) даже на заглубленных сейсмометрических каналах с трудом выделяется вступление сдвиговых волн. В этих случаях волновая картина представляет собой два слившихся экстремума поперечных и продольных колебаний. Типичная запись выглядит в виде наложения высокочастотных (3—5 гц) волн на 2—3-х периодные колебания низкой частоты (0,1—0,3 гц). На первый взгляд, два сопряженных максимальных экстремума положительного и отрицательного знаков представляются составляющими низкочастотных колебаний. Однако легко установить, что скорость перемещения почвы от экстремума к экстремуму очень большая и соответствует высокочастотной части спектра. Более слабые афтершоки регистрируются в виде двух четко разделенных фаз продольной и поперечной волн.

Низкочастотные несущие колебания наблюдаются преимущественно при достаточно интенсивных землетрясениях (5 и более баллов) и значительно выражены на сейсмограммах горизонтальных приборов СМР-II. Приборы гальванометрической регистрации горизонтального типа (СГК) их фиксируют хуже. На сейсмограммах вертикальной составляющей данного комплекта аппаратуры (СВК) низкочастотные колебания видны довольно отчетливо.

Период низкочастотных колебаний в какой-то мере зависит от интенсивности землетрясения. Это явление, а также наличие достаточно большого числа экстремумов длиннопериодных колебаний не позволяют объяснить их природу возможными собственными процессами в сейсмометрических каналах. Не исключено, что наблюдаемое явление связано с процессом формирования поверхностных волн в условиях эпицентральной зоны.

Для основного землетрясения и его десяти наиболее сильных повторных толчков рассчитан вертикальный и максимальный пространственный сейсмический эффект (табл. 6, графы 19—25). В графах 26—31 сопоставлены величины интенсивностей сотрясений, определенных различными способами для горизонтальных и максимальных пространственных колебаний, а также вычисленных по формуле Н. В. Шебалина ( $I_{ш}$ ) с учетом магнитуды толчков ( $M$ )

Сейсмический эффект Ташкентского землетрясения 1966 г. и его сильных повторных толчков (составил В. И. Уломов)

Дата	Время, час., мин.	$I_M$ , балл.	$\Delta t_0$ , сек.	$\Delta t_{01}$ , сек.	$M$	$K$	$\Delta$ , км	$h$ , км	$D$ , км	Горизонтальная составляющая						
										$T$ , сек.	$A_H$ , мм	$I_{AH}$ , балл.	$a_H$ , см <sup>2</sup> /сек	$I_{aH}$ , балл.	$X_0$ , мм	$I_{X_0}$ , балл.
25.IV 1966 г.	23-22	7-8	6-8	11	5,3	13,5	2,0	8	8,3	0,5-0,6	8	7,6	104	7,5	4,0	7,5
7.V	21-10	6-7	3-4	11	3,9	10,9	2,5	5	5,6	0,4	1,60	6,6	40	6,2	1,5	6,1
9.V	18-45	7	5-6	8	4,4	11,8	2,6	7	7,3	0,4	3,50	7,1	86	7,2	3,4	7,3
9.V	18-50	6-7	3-4	10	3,7	11,0	2,5	7	7,4	0,4	1,20	6,4	30	5,8	—	6,1
24.V	07-50	7	5-6	10	3,7	10,7	1,0	3-4	3,7	0,4	1,50	6,5	37	6,1	2,7	6,9
4.VI	21-11	7	5-6	6	3,8	10,7	1,0	3	3,2	0,4	1,45	6,5	35	6,0	—	—
29.VI	09-00	7	5-6	10	3,6	10,5	1,5	4	4,3	0,3	1,50	6,5	65	6,9	—	—
4.VII	14-22	7	5-6	6	4,0	10,9	2,0	4	4,5	0,4	1,90	6,7	47	6,4	—	—
13.X	11-10	6	3-4	6	3,2	9,5	0,5	3	3,0	0,3	0,75	6,1	33	5,8	—	—
24.III 1967 г.	07-04	6-7	4-5	6	3,6	10,4	3,5	3	4,6	0,3	1,35	6,7	59	6,7	2,3	6,7
15.V 1967 г.	16-43	5-6	3-4	6	3,0	9,4	3,0	3-4	4,6	0,3	0,55	5,9	24	5,5	1,1	5,6

Примечание

- 1 По Гринвичу
- 2 По Гринвичу
- 3 По макросейсмическим данным
- 4 Средняя продолжительность ошутимых колебаний
- 5 Интервал времени, в течение которого амплитуда убывает в 10 раз
- 6 Амплитуда по поверхностным волнам
- 7  $K = \lg E = 1,8M + 4$
- 8 Эпицентральное расстояние
- 9 Глубина очага
- 10 Гипоцентральное расстояние
- 11 Преоблад. период колебаний почвы по записям СМР-Ц
- 12 Максимальная амплитуда, соответствующая  $T$
- 13  $I_{AH} = 1,45 \lg A_H + 1,95$
- 14  $a_H = A \frac{4\pi}{10T^2}$
- 15  $I_{aH} = 3,27 \lg a_H + 0,95$
- 16 Показания сейсмометра балльности СБМ
- 17  $I_{X_0} = 3,27 \lg X_0 + 5,5$

Продолж. табл. 6

Дата	Время, час., мин.	Вертикальная составляющая			Максимальные колебания				Сопоставление интенсивностей, определенных различными способами						
		$A_Z$ , мм	$a_Z$ , см <sup>2</sup> /сек	$I_{aZ}$ , балл	$A$ , мм	$I_A$ , балл	$a$ , см <sup>2</sup> /сек	$I_a$ , балл	$I_{III}$	$I_{X_0}$	$I_{AH}$	$I_{aH}$	$I_A$	$I_a$	$I$ , балл
25.IV	23-22	3,60	47	6,7	8,80	7,7	115	7,7	7,8	7,5	7,6	7,5	7,7	7,7	7,7
7.V	21-10	0,72	18	5,0	1,76	6,7	42	6,3	6,3	6,1	6,6	6,2	6,7	6,3	6,5
9.V	18-45	1,60	39	6,1	3,85	7,2	95	7,3	6,8	7,3	7,1	7,2	7,2	7,3	7,2
9.V	18-50	0,54	14	4,7	1,32	6,5	32	5,9	6,0	—	6,4	5,8	6,5	5,9	6,2
24.V	07-50	0,67	17	4,9	1,64	6,6	40	6,2	6,6	6,9	6,5	6,1	6,6	6,2	6,4
4.VI	21-11	0,65	16	4,8	1,59	6,6	39	6,1	6,9	—	6,5	6,0	6,6	6,1	6,4
29.VI	09-00	0,67	29	5,7	1,64	6,6	72	7,0	6,3	—	6,5	6,9	6,6	7,0	6,8
4.VII	14-22	0,86	21	5,3	2,10	6,7	52	6,5	6,9	—	6,7	6,4	6,7	6,5	6,6
13.X	11-10	0,34	15	4,8	0,82	6,1	36	6,0	6,0	—	6,1	5,8	6,1	6,0	6,1
24.III 1967 г.	07-04	0,60	27	5,6	1,48	6,5	65	6,8	6,7	6,7	6,5	6,7	6,5	6,8	6,7
15.V 1967 г.	16-43	0,25	11	4,3	0,60	5,9	26	5,6	5,8	5,6	5,9	5,5	5,9	5,6	5,8

Примечание

- 1 По Гринвичу
- 2 По Гринвичу
- 3  $A_Z = 0,45 A_H$
- 4  $a_Z = A_Z \frac{4\pi^2}{10T^2}$
- 5  $I_{aZ} = 3,27 \lg a_Z + 0,95$
- 6  $A = \sqrt{A_H^2 + A_Z^2}$
- 7  $I_A = 1,45 \lg A + 2,0$
- 8  $a = \frac{A 4\pi^2}{10T^2}$
- 9  $I_a = 3,27 \lg a + 0,95$
- 10  $I_{III} = 1,5M - 3,5 \lg h + 3$
- 11 Показания СБМ
- 12 Макс. горизонтальные колебания
- 13 Макс. ускорения горизонтальных колебаний
- 14 Макс. пространственные смещения
- 15 Макс. пространственные ускорения
- 16  $I = \frac{1}{2} (I_A + I_a)$

Новые полученные зависимости (для  $h = 5 \pm 2$  км):

$\Delta t_0 = \text{antlg}(0,14I - 0,28 \pm 0,11);$   
 $I_{AH} = 1,45 \lg A_H + 1,95$   
 $I_A = 1,45 \lg A + 2,0;$   
 $I_M = 0,73 M + 3,65;$   
 $a_Z = \text{antlg}(0,35 I - 1);$   
 $a = \text{antlg}(0,35 I - 0,64);$

Сейсмический эффект при  $I = 8$  баллов:

$A_H = \text{antlg}(0,69 I - 1,35);$   
 $A = \text{antlg}(0,69 I - 1,38);$   
 $M = 1,37 I - 5;$   
 $I = 2,86 (1g a_Z + 1);$   
 $I = 2,86 (1g a + 1,83);$   
 $A = 16$  мм;  $a = 175$  см/сек<sup>2</sup>;  
 $A_H = 14$  мм;  $a_H = 140$  см/сек<sup>2</sup>;  
 $A_Z = 6,5$  мм;  $a_Z = 63$  см/сек<sup>2</sup>;  
 $T = 0,5 - 0,6$  сек.

и глубины залегания их очагов ( $h$ ). Наблюдается хорошее соответствие интенсивности сотрясений для всех сильных землетрясений. В графе 32 приведена окончательная оценка, в простом виде учитывающая величины смещений и соответствующие им ускорения.

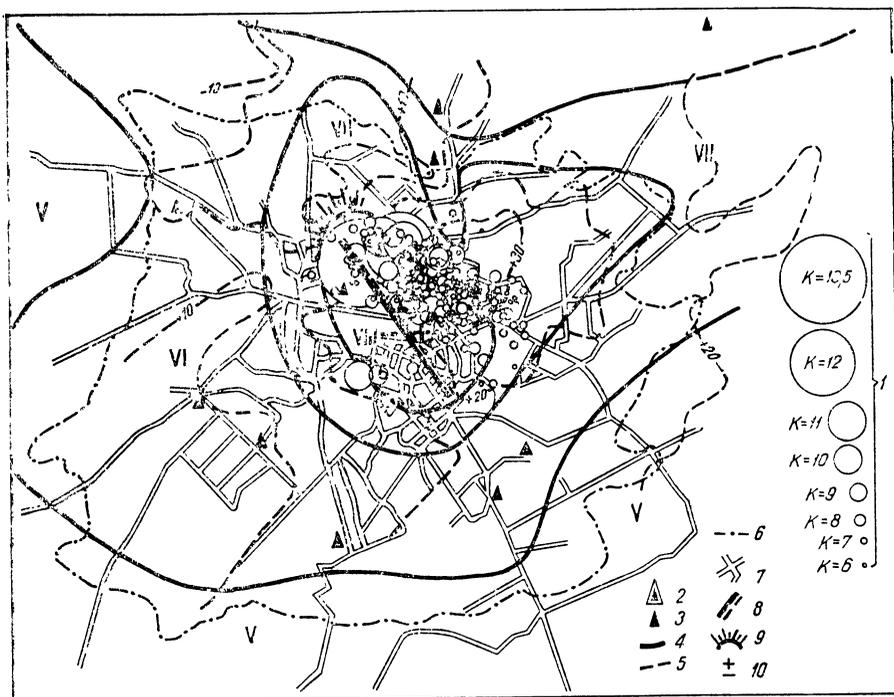


Рис. 39. Геодинамический эффект Ташкентского землетрясения 1966 г. Эпицентры основного землетрясения ( $K=13,5$ ) и его афтершоков.

1—энергетический класс— $K=lg E$ , дж; 2—ЦСС «Ташкент»; 3—временные городские сейсмические станции; 4—изосейсты основного землетрясения (римские цифры—баллы); 5—изолинии деформирования земной поверхности; 6—граница города; 7—улицы; 8—проекция разлома, по которому произошла сейсмическая подвижка; 9—район, где наблюдалась световая вспышка; 10—направление подвижки пород в очаге.

В связи с менее благоприятными грунтовыми условиями непосредственно в эпицентральной зоне основного землетрясения (большая мощность лессовых отложений) по сравнению с условиями установки аппаратуры на ЦСС «Ташкент», сотрясения в плейстоценовой области могли достичь, а, возможно, и превысить 8 баллов. На основании полученных нами зависимостей максимальные амплитуды и ускорения колебаний почвы в этом случае могут составить  $A=16$  мм,  $\alpha=175$  см/сек<sup>2</sup>. Поскольку в эпицентральной зоне сейсмический эффект вертикальных колебаний может иметь особое значение при расчете конструкций строительных сооружений, вычислены величины возможных максимальных

вертикальных смещений и ускорений  $A_z=6,5$  мм и  $\alpha=63$  см/сек<sup>2</sup>. Все вновь полученные зависимости (табл. 6), естественно, применимы к условиям, сходным с ташкентскими. Карта изосейст основного землетрясения представлена на рис. 39.

## Деформация пород в области очага землетрясения

### Строение и деформация земной коры под Ташкентом

Для выявления сейсмологических особенностей строения верхней части земной коры в районе эпицентра Ташкентского землетрясения обработано несколько десятков сейсмограмм городских и районных сейсмических станций с записями взрывов (3,5—6,0 т ВВ), проводившихся вокруг города.

На эпицентральных расстояниях 15—40 км в качестве первых вступлений приходит волна  $P^o$ , преломленная палеозойским фундаментом. Волна  $P^o$  ( $P_{121}$ ) с преобладающей частотой колебаний 10—16 гц очень четко регистрируется вертикальными сейсмографами. Следующее достаточно интенсивное вступление интерпретировано нами как обменная волна типа  $P_1S_{21}$  или  $P_1S_2P_1$ . Почти все без исключения записи взрывов характеризуются весьма интенсивными поверхностными волнами с ярко выраженной дисперсией (Уломов, Безродный, 1971).

На рис. 40 а приведены встречные годографы продольных и обменных  $P_1S_{21}$  волн. Обе ветки годографа хорошо увязываются во взаимных точках ( $\pm 0,1$  сек.). Различие в кажущихся скоростях встречных годографов в целом обусловлено погружением преломляющей поверхности фундамента в северо-западном направлении. Относительно высокая точность сейсмологических наблюдений (большая скорость развертки сейсмограмм и точность службы времени) позволила построить карты изохрон волны  $P^o$ .

Не исключено, а может быть, даже более вероятно, что волна  $P^o$  связана не только с кровлей палеозойского фундамента, но и несет информацию об интегральном строении некоторой толщи, захватывая «гранитный» слой. Между тем, построение рельефа преломляющей границы и привязка его по глубине к кровле палеозойского фундамента дает результаты, хорошо согласующиеся с данными глубокого бурения.

Нами построена карта изогипс по волне  $P^o$  от серии взрывов, произведенных в одном и том же месте, к северо-западу от Ташкента (рис. 40). Наименьшая глубина залегания кристаллического фундамента отмечена в северо-восточной части города (1400—1500 м). Затем, ступенеобразно развиваясь, граница раздела уже на противоположной окраине Ташкента достигает глубины порядка 3,5 км. Интенсивный прогиб, отделенный от западного пологой антиклинальной складкой, наблюдается и в север-северо-западной части города. С простираем этой складки совпадает основная зона локализации эпицентров афтершоков Ташкентского землетрясения, которые, как и основной толчок, приурочены к

полосе наибольших градиентов глубинного рельефа северо-западного простирания, что согласуется и с характером подвижки в очаге, определенном по методу А. В. Введенской.

Мы сделали попытку выявить прочностную неоднородность очаговой зоны. Предполагая, что тектонически нарушенная область должна в какой-то мере ослаблять интенсивность проходящих сквозь нее волн, и имея в виду возможное искажение амплитуды смещений из-за различия в грунтовых условиях, мы рассмотрели относительные величины  $\frac{A_{SV}}{A_{P^0}}$ .

Зависимости отношения амплитуд вертикально поляризованных поперечных волн SV, образованных из продольных в результате обмена в районе взрывов, и продольных преломленных волн P<sup>0</sup>, зарегистрированных городскими сейсмическими станциями, характере-

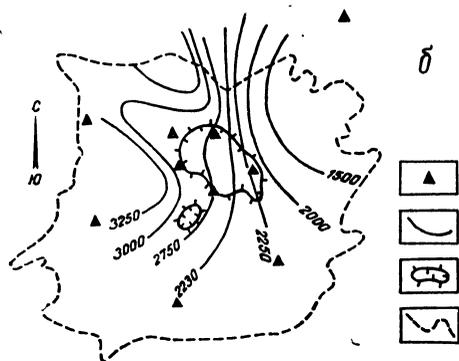
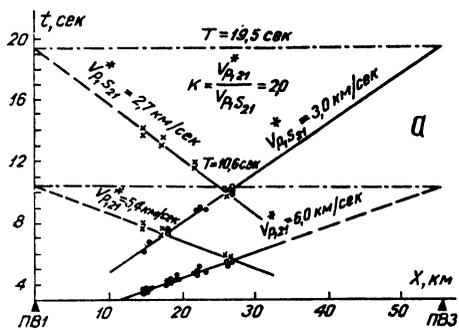


Рис. 40. Годографы продольных и поперечных волн, преломленных палеозойским фундаментом в районе г. Ташкента (а), и изогипсы кровли „гранитного“ слоя в пределах территории Ташкента (б).

1—сейсмические станции; 2—изогипсы с указанием глубин (М) от поверхности земли, принятой за горизонтальную плоскость; 3—зоны локализации эпицентров повторных толчков Ташкентского землетрясения; 4—границы города.

ризуются стабильной картиной при многократном взрывании (рис. 41 а). На рисунке 41 б показаны трассы прихода сейсмических волн на городские станции из пунктов взрывов, произведенных вокруг города.

В результате анализа динамической волновой картины установлено, что в западном и юго-западном районах города кристаллический, или складчатый, фундамент сложен более консолидированными породами, чем в центральном и северо-восточном. Наиболее значительное уменьшение амплитуд отношения поперечных и продольных волн отмечается вдоль полосы резкого перепада в рельефе кристаллического фундамента, совпадающего с простиранием очаговой зоны Ташкентского землетрясения.

Глубинное строение земной коры непосредственно в районе города относительно спокойное, хотя и здесь имеет место пологая антиклинальная структура подошвы земной коры, согласно зале-

гающая с вышележащей толщей (поднятие Каржантау). Под Ташкентом глубина залегания подошвы земной коры порядка 42—43 км, границы К — 12—13 км (рис. 42 а).

Обнаруженную нами под центральной частью города аномальную зону в кристаллическом фундаменте можно рассматривать, с одной стороны, как следствие дробления пород во время Ташкентского землетрясения, а с другой — как контактирование разнотипных горных пород и проявление тектонических движений в этом районе. Доказательством служат геофизические данные (см. рис. 29) и сейсмичность района Ташкента в прошлом (Уломов, 1971 и др.).

Процесс складкообразования носит спонтанный характер, т. е. значительные усилия (например, тангенциальные) необходимы лишь в начальный период зарождения складки. После появления изгиба складка развивается с меньшими затруднениями. Этому способствует также относительное разупрочнение слагающих складку горных пород (появление трещиноватости, внедрение воды в трещины и т. п.). В пределах одной, например, антиклинально вытянутой

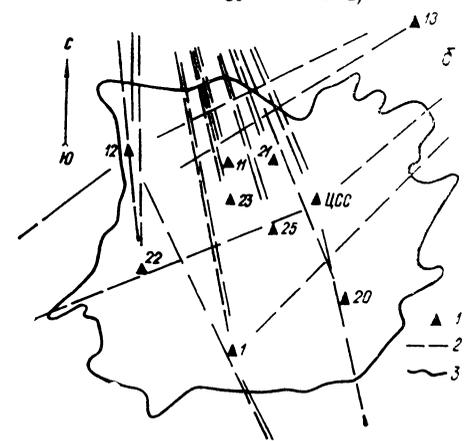
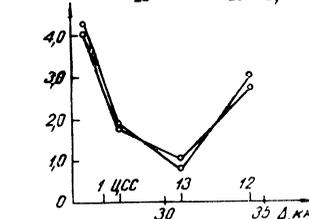
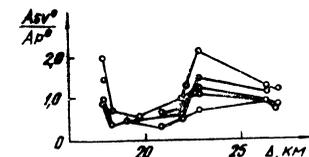


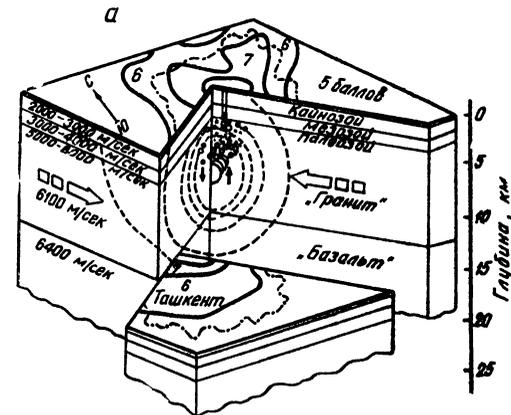
Рис. 41. График  $\frac{A_{SV}}{A_{P^0}}$  по данным записей взрывов (а) и трассы распространения волн от пунктов взрыва на городские сейсмические станции (б): 1—сейсмические станции; 2—трассы распространения волн; 3—граница города.

складки легче деформируется центральный участок свода и труднее — относительно пологие края антиклинали.

Вовлечение в более интенсивное смятие краевых частей складки может происходить как непрерывно (пластически), так и дискретно (сейсмические движения). Разрывные нарушения могут возникать по простиранию и вкрест антиклинальной складки в местах наибольших градиентов упругих напряжений. Так, Ташкентское землетрясение 1966 г., по всем имеющимся геолого-геофизическим и сейсмологическим данным, возникло в толще консолидированного фундамента в процессе развития складчатой

структуры Полторацко-Сырдарьинской антиклинальной зоны, расположенной на периклинали альпийского поднятия хребта Каржантау. Тангенциальному сжатию, направленному с юго-востока на северо-запад, подверглась основная продольная структура на территории города, выраженная в строении фундамента линейным поднятием северо-восточного простирания (рис. 42 б).

В строении осадочного чехла этой структуре соответствует Ташкентская антиклиналь, составляющая часть Приташкентской



флексурно-разрывной зоны. Не являясь единым непрерывным нарушением сплошности верхней части земной коры, флексурно-разрывная зона, по геологическим данным, представляет собой систему параллельных, поперечных и кулисообразных разрывов, чередующихся с флексурами (Уломов, Ибрагимов, Безродный, 1971).

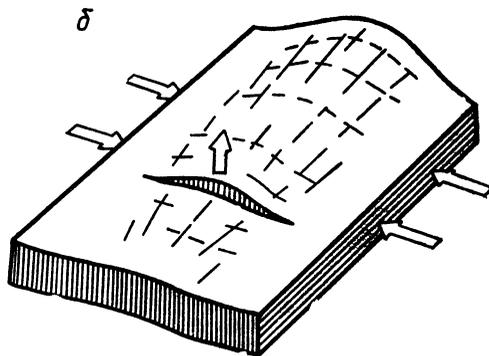


Рис. 42. Блок-диаграмма верхней части земной коры в районе Ташкента (а) и схема образования секущего разрыва в очаге Ташкентского землетрясения (б). Показаны: границы города, изосейсты землетрясения, гипоцентры основного толчка и его афтершоков, скорости и фронты продольных сейсмических волн, 2,5-километровая скважина, пробуренная в верхнюю часть очаговой области.

На рисунке 42 б показан условный слой, символизирующий на некоторой глубине под Ташкентом антиклинальную складку северо-восточного простирания. В результате действия горизонтально направленных сжимающих тектонических сил (горизонтальные стрелки) на периклинали складки создается повышенный градиент упругих напряжений, которые в конечном итоге нарушают целостность материала среды, рождая очаг землетрясения. Плоскость образовавшегося разрыва оказалась направленной вкрест простирания антиклинальной складки. Северо-восточное крыло подверглось наибольшей деформации и переместилось вверх (вертикальные стрелки).

Как показывает опыт моделирования, в подобных ситуациях разрыв распространяется на большую глубину по сравнению с горизонтальной протяженностью.

На рисунке 39 показана карта эпицентров основного землетрясения и его афтершоков, а также остаточные деформации на земной поверхности.

### Механизм тектонического землетрясения

По данным инструментальных наблюдений, вспарывание пород Ташкентского очага началось на глубине 8 км и распространилось к земной поверхности до глубины порядка 3 км.

Непрерывная деформация земной коры в связи с неоднородностью структуры среды (разломы, менее прочные включения

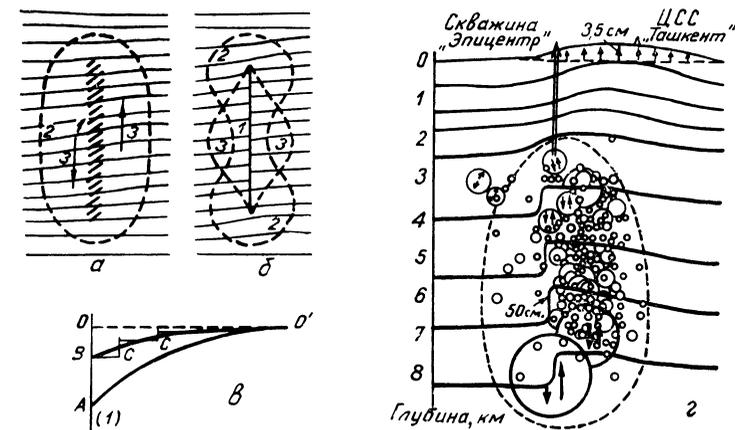


Рис. 43. Механизм тектонического землетрясения.

а—поле скалывающих напряжений до землетрясения; б—поля упругих напряжений и остаточных деформаций; в—фрагмент участка разрыва, з—вертикальный поперечный разрез через очаговую область Ташкентского землетрясения и его афтершоков. Линиями напластования условно показан характер деформирования пород, двойными стрелками—подвижки в очагах землетрясений

и т. п.) постоянно создает в том или ином месте локализованный рост упругих напряжений. Существенную роль при этом играет свободная от напряжений поверхность Земли, создающая вблизи себя дополнительную неоднородность.

На рисунке 43 а схематично показана область подготовки землетрясения. Ослабленная зона (1) — геологический разлом, — пластически деформируясь в течение длительного времени, создает вокруг себя поле повышенных упругих напряжений (2), заметно убывающих по мере удаления от нее. На рисунке эта область условно ограничена пунктирной линией, а стрелками здесь показано направление упругопластических движений. Горизонтальная штриховка позволяет наглядно представить характер сдвиговых деформаций горных пород.

Как только касательные напряжения достигнут предела длительной прочности пород на скалывание или преодолеют силы сцепления по разлому, произойдет нарушение сплошности среды и пограничные участки резко переместятся по плоскости образовавшегося разрыва.

Теория такого механизма возникновения землетрясений, как уже сообщалось, впервые предложена Рейдом в 1911 г. и получила название «теории упругой отдачи». Очевидно, наибольшие перемещения прилегающих к разлому участков будут находиться в центральной части сейсмического шва. Здесь же в результате интенсивных упругих (распрямление пород) и остаточных деформаций (дробление пород, квазипластическое течение и др.) будут максимально сняты и упругие напряжения. Таким образом, схема (рис. 43 а) преобразится и примет другой вид (рис. 43 б).

Теперь после предельного снятия упругих напряжений поля повышенных скалывающих напряжений оказались сосредоточенными в периферийных частях разрыва. К ним добавились также упругие напряжения, возникшие в результате перемещения пород по поверхности разрыва и упругого деформирования краевых участков разлома.

#### Природа повторных толчков

В условиях сплошности среды, окружающей очаговую область, и наличия сил трения при движении горных пород по разлому упругие напряжения, спровоцировавшие землетрясение, не могут быть сняты полностью.

На рис. 43 в изображен фрагмент участка разлома. Здесь пунктирной линией  $OO'$  вкост разрыва I «помечена» среда в условиях полного отсутствия пластических деформаций, т. е. задолго до землетрясения. Изогнутая линия  $AO'$  — предельно деформированная в результате длительного пластического течения и упругой деформации прямая  $OO'$ , а  $BO'$  — неполностью распрямившаяся по указанным выше причинам в момент подвижки пород линия  $AO'$ .

Интенсивная и быстрая деформация пород в очаге землетрясения одновременно с формированием главного разрыва создает в прилегающей области серию вторичных. Простирание их, по-видимому, преимущественно совпадает с направлением скалывающих напряжений, т. е. параллельно основному сколу. Вторичные разрывы, в свою очередь, излучают сейсмические волны и концентрируют вокруг себя поле упругих напряжений. Последующее скалывание по вторичным разрывам  $S$  происходит в направлении действующих остаточных (в центральной части главного разрыва) и дополнительно появившихся (у краев) упругих напряжений. Иными словами, перемещение пород по вторичным разрывам осуществляется так, чтобы способствовать дальнейшему выполаживанию линии  $BO'$  (рис. 43 в). Так можно объяснить наблюдаю-

щееся в большинстве случаев подобие характера перемещения крыльев разлома при основном землетрясении и соответствующих крыльев очагов его афтершоков.

Раздробление пород и новые прочностные свойства среды приводят к затягиванию процесса повторных толчков, и афтершоки происходят не сразу, а на протяжении довольно длительного времени (месяцы, годы), изменяя свой режим во времени и в пространстве. При Ташкентском землетрясении особенно ярко было выражено явление пространственной осцилляции и миграции гипоцентров афтершоков со временем. Действительно, поскольку объемы упруго-вязко связаны между собой и с окружающей средой, подвижка горных пород не может быть изолированным событием. Она участвует в перераспределении напряжений в деформированной области, стимулируя в большинстве случаев дальнейшую разрядку напряжений и возникновение следующих афтершоков. Вполне возможно, что не реология, а хрупкое постепенное разупрочнение пород очаговой области обуславливает длительность процесса афтершоков. На это указывают сейсмограммы, полученные нами с помощью высокочувствительной (увеличение до 500 000 раз) аппаратуры в 2,5-километровой скважине, пробуренной в 1968 г. в эпицентральной области Ташкентского землетрясения (рис. 43 г). Время от времени в процессе афтершоков на сейсмограммах появлялись веретенообразные микроколебания продолжительностью в несколько минут. Эти колебания не имеют четкого начала и совершенно не похожи на непрерывно следующие друг за другом резкие толчки — обычные афтершоки. В редчайших случаях наиболее интенсивные «веретена» удавалось регистрировать и на земной поверхности стандартной сейсмологической аппаратурой (ув. 1000).

Несколько достаточно четких аналогичных записей было получено за год до землетрясения сейсмической станцией «Ташкент», расположенной в центральной части города, и тремя временными сейсмическими станциями, установленными в 1963 г. на окраинах Ташкента с целью сейсмического микрорайонирования (Мирзаев, Уломов и др., 1969). Не исключено, что и незадолго до основного землетрясения приборы регистрировали полезные сигналы, проходящие из глубины и обусловленные процессом постепенного разупрочнения и квазипластического течения пород очага назревающего землетрясения.

Если не считать двух-трех случаев появления в 1965 г. на сейсмограммах сеймостанции «Ташкент» упомянутых веретенообразных колебаний (амплитуда до 5 мк при фоне помех не более 1 мк), Ташкентскому землетрясению, так же, как и большинству сильных и сильнейших землетрясений земного шара, не предшествовали сколько-нибудь заметные подземные толчки. В то же время даже при незначительных по величине повторных толчках ( $K = \lg E = 8-9$ ) форшоки явно имели место. Можно допустить, что при большом землетрясении разрыв в значительной мере но-

сит пластический характер, т. е. возникает вслед за квазипластическим течением горных масс в области очага и поэтому не предваряется заметными форшоками. В какой-то степени на это указывают наши исследования содержания инертного газа радона в воде глубинного происхождения в плейстоценовой области Ташкентского землетрясения. Так, за полгода до землетрясения интенсивное «выжимание» радона из очаговой области стабилизировалось, что, вероятно, связано с предельным уплотнением объема горных пород в очаговой зоне и началом квазипластической деформации, сопровождающейся чрезвычайно слабыми микропотрескиваниями, излучающими сейсмический фон звуковых и ультразвуковых волн.

Форшоки же возникают в случае относительно крупного хрупкого (или почти хрупкого) разрыва, который, по-видимому, и имеет место при повторных толчках.

### Механизм деформирования поверхности земли

Деформация, возникшая в результате подвижки пород в очаге, распространяется в сторону свободной поверхности и вызывает изменения ее формы. Как показывают наши исследования, она началась незадолго до Ташкентского землетрясения и особенно выразительно проявилась после него. По данным повторного нивелирования, максимальное «всхолмление» земной поверхности достигло величины  $d_0 = 3,5$  см. Процесс деформирования имел затяжной и сложный характер и в какой-то мере коррелировался с процессом афтершоков. Так, в период повторных толчков Ташкентского землетрясения наблюдалось постепенное втягивание в движение левого, мало деформированного во время главной подвижки блока разрыва. На это указывают результаты последующих повторных нивелировок, а также особый механизм (типа отрыва) очагов сильных афтершоков, происшедших на левом крыле разрыва спустя год после основного толчка (см. рис. 43 з).

На рисунке 44 показана диаграмма возможного распределения вокруг очага полей сжимающих и растягивающих деформаций, стрелками — направление и условная абсолютная величина перемещений крыльев разлома. Знаки «+» и «-» соответствуют полям деформаций сжатия и растяжения.

О том, что правое крыло разлома в момент Ташкентского землетрясения было деформировано сильнее левого, свидетельствует, в первую очередь, то, что почти все (99%) гипоцентры афтершоков и «вспучивание» земной поверхности оказались приуроченными к правому, приподнятому крылу разлома. Более того, выявленная повторным нивелированием область максимального поднятия земной поверхности расположена как раз на прямой, идущей от гипоцентра О под углом  $45^\circ$  к плоскости разрыва 1 и соответствующей направлению с максимальными деформациями

сжатия (+). Дополнительный объем грунта, появившийся в результате остаточной деформации поверхности земли за время землетрясения, если уподобить его объему шарового сегмента со стрелкой  $d_0 = 3,5$  см и хордой 10 км, составит  $\Delta V_0 = 1 \cdot 10^{12}$  см<sup>3</sup>, а максимальный наклон поверхности вспучивания —  $\epsilon_0 = 7 \cdot 10^{-6}$ .

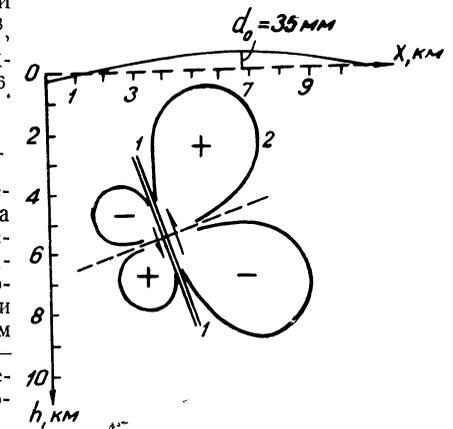


Рис. 44. Диаграмма направленности деформаций вокруг очага после разрыва (горизонтальный и вертикальный масштабы равны); стрелками показаны направления движений и условная абсолютная величина перемещений. Знаки «+» и «-» соответствуют сжимающим и растягивающим деформациям;  $d_0$  — максимальная амплитуда «всхолмления», выявленного повторным нивелированием.

### Деформация очаговой области главного толчка

Очаговая область, или очаг землетрясения, содержит основной разрыв, возникшую одновременно с ним зону дробления пород и всю область очагов афтершоков. Все внешнее пространство вокруг очаговой области характеризуется только упругими деформациями и здесь распространяются лишь сейсмические волны (см. рис. 43 з).

В настоящее время во многих работах эмпирического и теоретического характера, по наблюдениям за остаточными деформациями при сильных и разрушительных землетрясениях, описывается зависимость между величинами подвижек, выделившейся кинетической энергией, протяженностью разрыва и т. п. (Hausner, 1954; Okano, 1967; Kporoff, 1957; Ризниченко (ред.), 1960; и др.).

Мы воспользуемся лишь некоторыми зависимостями, полученными нами, а также применяемыми при исследованиях динамической картины в очагах землетрясений. При этом будем считать, что имеем дело с упругой энергией, выделившейся в виде сейсмических волн из очаговой области, а вся остальная энергия, появившаяся в результате образования главного разрыва и перемещения пород, израсходована на необратимые процессы внутри очага.

Аппроксимируя в двойном логарифмическом масштабе (рис. 45) наши данные и результаты наблюдений над областью афтершоков (Okano, 1967), получим эмпирическую зависимость между протяженностью очага  $l$  и выделившейся сейсмической энергией  $E$ .

$$l = 8,8 \sqrt[4,9]{E}, \text{ м.} \quad (44)$$

Здесь и далее  $E$  — энергия сейсмических волн на референтной сфере радиусом 10 км, измеряемая в джоулях.

Вычисляя по этой формуле, получим оценку протяженности очага Ташкентского землетрясения  $l=5060$  м, хорошо согласующуюся с диапазоном глубин гипоцентров афтершоков Ташкентского землетрясения.

Представляя очаговую область в виде сферы, что, по-видимому, допустимо для рассматриваемых классов землетрясений, из уравнения (44) получим аналогичную зависимость для оценки ее объема:

$$V = \frac{\pi}{6} l^3 = 3,6 \cdot 10^{-7} E^{0,61}, \text{ км}^3, \quad (45)$$

а отсюда объем очаговой области Ташкентского землетрясения,  $\text{см}^3$ .

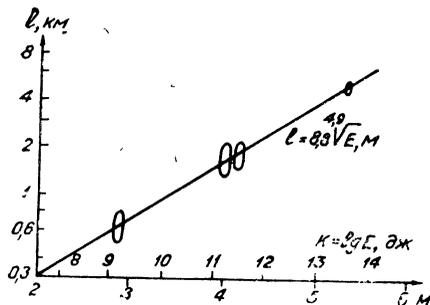


Рис. 45. Зависимость между сейсмической энергией  $E$ , магнитудой  $M$ , протяженностью  $l$  очагов землетрясений, выявленная на основании инструментальных наблюдений за повторными толчками.

$$V_1 = 62 \text{ км}^3 = 0,62 \cdot 10^{17}. \quad (46)$$

Эта оценка вполне соответствует объему, занимаемому, согласно инструментальным наблюдениям, очагами повторных толчков, — эллипсоид с осями 5; 3 и 5 км.

Зная магнитуду главного землетрясения  $M=5,3$ , вычислим полную сейсмическую энергию, выделившуюся на поверхности очаговой области (Ризниченко, 1960):

$$E_0 = 10^{8+1,1M} = 10^{13,8}. \quad (47)$$

Тогда средняя плотность упругой энергии касательных напряжений, накопленных в породах до землетрясения:

$$E_0/V = 1 \cdot 10^4 \text{ эрг/см}^3. \quad (48)$$

Известно также, что полная работа  $A$  упругой деформации объема  $V$ , численно равная упругой энергии  $E_0$ , затраченной на деформирование этого объема, выражается зависимостью

$$A = E_0 = \frac{1}{2} \mu l^3 \varepsilon_1^2, \quad (49)$$

где  $\mu$  — модуль сдвига, а  $\varepsilon_1$  — среднее значение упругой деформации пород в момент землетрясения.

Отсюда:

$$\varepsilon_1 = \left( \frac{2E_0}{\mu V_1} \right)^{1/2} = 1,9 \cdot 10^{-4}. \quad (50)$$

Величина модуля  $\mu=3 \cdot 10^{11}$   $\text{дин/см}^2$  соответствует значениям скорости распространения поперечных волн (3,5 км/сек) и плотности пород (2,6  $\text{г/см}^3$ ) в районе очага землетрясения.

Средние избыточные упругие напряжения, снятые во время главного толчка Ташкентского землетрясения, будут следующими:

$$\sigma_1 = \varepsilon_1 \mu = 5,7 \cdot 10^7 \text{ дин/см}^2 \approx 60 \text{ кг/см}^2. \quad (51)$$

Величина  $\sigma_1$  соответствует прочности на разрыв таких горных пород, как гранит, известняк и диабаз, и почти на порядок меньше прочности на скалывание (Магницкий, 1965).

После снятия значительной части упругих напряжений в очаговой области восстанавливается почти нормальное давление

$$P = \gamma h \approx 2000 \text{ кг/см}^2, \quad (52)$$

где  $\gamma=2,6$   $\text{г/см}^3$  — объемный вес;

$h=8$  км — глубина очага.

Деформации (50) и напряжения (51) такого же порядка, как и полученные для крупнейших землетрясений, при которых наблюдаются разрывы на поверхности земли (Магницкий, 1965). Такое совпадение не лишено смысла, если считать, что величина землетрясения определяется в основном размерами области повышенных напряжений, а не самими напряжениями.

Теперь снова вернемся к рисунку 43в. Упругую деформацию  $\varepsilon_1$ , возникшую в результате перемещения пород вдоль разлома на величину  $d_1 = AB$ , можно представить в следующем виде:

$$\varepsilon_1 = \frac{AB}{BO'} = \frac{2d_1}{l_1}, \quad (53)$$

где  $l_1/2$  соответствует ширине зоны афтершоков, происшедших почти целиком на правом крыле разлома.

Отсюда определим примерную величину подвижки, которая способствовала снятию упругих деформаций в момент основного толчка Ташкентского землетрясения. Воспользовавшись зависимостями (44) и (49), получим:

$$d_1 = \frac{\varepsilon_1 l_1}{2} \approx 50 \text{ см}. \quad (54)$$

Следуя рассуждениям, развиваемым Ю. В. Ризниченко (1965), оценим величину «перенесенных» масс горных пород в момент основной подвижки. Удобнее предположить, что плотность материала упругой среды в среднем одинакова и мы имеем дело не с массой, а с объемом.

Сразу же оговоримся, что максимальная амплитуда подвижки приурочена к центральной части очага и убывает до нуля по мере приближения к краям разрыва, где деформация создает дополнительные поля упругих напряжений.

Кроме того, движение всего объема пород по разрыву происходит не одновременно, а развивается по мере вспарывания, т. е. с конечной скоростью. Поэтому именно объем  $\Delta V_1$ , заключенный внутри клина  $ABO'$  (рис. 43 в), будет «задавать тон» всему движению пород, а следовательно, и величине землетрясения, объему вовлеченного в движение материала, протяженности разрыва и т. п. Этот объем как бы переносится по мере передачи упругих деформаций в направлении вспарывания.

Аппроксимируя объем  $\Delta V_1$  конусом высотой  $d_1$  и используя выражения (46) и (51), для одного правого, наиболее деформированного блока разрыва получим:

$$\Delta V_1 = \frac{\varepsilon_1}{8} V_1 = 2,9 \cdot 10^{12}, \text{ см}^3. \quad (55)$$

Эта величина одного порядка и примерно в 3 раза больше  $\Delta V_0$  — объема, выявленного над приподнятым блоком по геодезическим данным.

#### Деформация очаговой области афтершоков

Максимумы суммарной сейсмической энергии повторных толчков в основном приходятся на глубину  $\sim 4$  и  $\sim 8$  км, хотя здесь и произошло наименьшее количество афтершоков (рис. 46 а). Таким образом, это не противоречит представлению о концентрации на краях разрыва упругих напряжений после главного толчка. Максимум числа более слабых афтершоков расположен на глубине  $\sim 6$  км, где в результате наибольших перемещений породы оказались сильнее раздробленными, а упругие напряжения предельно снятыми.

Оценим деформации, напряжения и другие величины для двух очагов наиболее крупных ( $K=11$ ,  $K=12$ ) афтершоков Ташкентского землетрясения, происшедших у верхнего и нижнего краев основного разрыва.

Воспользовавшись приведенными ранее зависимостями, получим:

$$1) h = 3 \text{ км}; K = 11; l = 1,5 \text{ км}; V = 1,1 \text{ км}^3; d = 14 \text{ см}; \quad (56)$$

$$2) h = 7 \text{ км}; K = 12; l = 2,5 \text{ км}; V = 8,5 \text{ км}^3; d = 35 \text{ см}. \quad (57)$$

Если считать, что афтершоки энергетического класса  $K=11$  являются максимально большими из землетрясений, возможных на глубине 3 км, то все полученные величины (56) целесообразно приписать прочностным свойствам пород данного горизонта. Положительное решение этого вопроса непосредственно относится к определению сейсмической опасности территории.

Интересно, что величины подвижек в очагах основного землетрясения и его наиболее сильных афтершоков в интервале глубин

3—6 км и амплитуда поднятия поверхности земли, выявленная повторным нивелированием, хорошо описываются уравнением

$$d_h, \text{ см} = d_0, \text{ см} \cdot 10^{0,21 h, \text{ км}}, \quad (58)$$

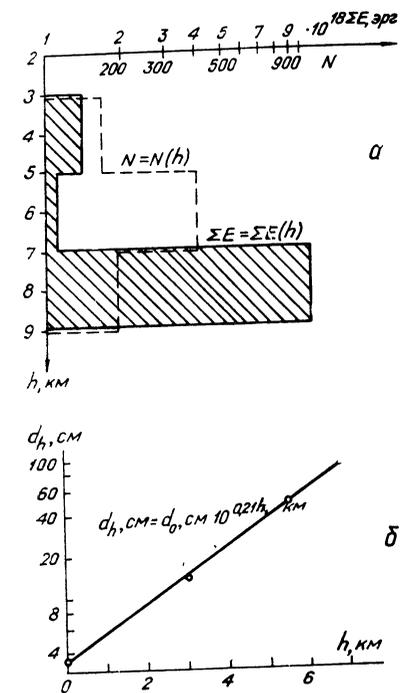
где  $d_h$  — амплитуда максимальной подвижки пород на глубине  $h$ ;

$d_0$  — амплитуда деформации поверхности земли ( $h=0$ ), причем максимальное  $h$  соответствует центру очага основного землетрясения ( $h=5-6$  км) (рис. 46б).

Исходя из того, что  $\varepsilon$  не зависит от величины землетрясения, просуммируем «перенесенные» объемы для всех зарегистрированных в эпицентральной области афтершоков, от  $K=6$  до  $K=12$ :

$$\sum_{k=6}^{12} \Delta V_i = 1,7 \cdot 10^4 \sum_{k=6}^{12} N_i E_i^{0,61} = 1 \cdot 10^{12}, \text{ см}^3, \quad (59)$$

Рис. 46. Распределение по глубине  $h$  количества очагов повторных толчков  $N_i$ , суммарной сейсмической энергии  $\Sigma E_i$  (а) и величин максимальных подвижек  $d_h$  в очагах землетрясений (б).



где  $N_i$  — количество зарегистрированных толчков каждого класса  $K_i = \lg E_i$ .

Для того, чтобы учесть также толчки с  $K \leq 5$ , которые из-за порога чувствительности аппаратуры были пропущены, перейдем к пределу суммы:

$$\lim_{k \rightarrow -\infty} \sum_{k=6}^{k_{\max}} \Delta V_i = 1,7 \cdot 10^4 \int_{-\infty}^{k_{\max}} N_i E_i^{0,61} dK. \quad (60)$$

Обращаясь к закону повторяемости землетрясений, запишем:

$$N_i = A \cdot 10^{-\gamma(K_i - K_0)}, \quad (61)$$

где  $N_i$  — частота повторения землетрясений с сейсмической энергией  $E = 10^K$ ;

$K$  — энергетический класс землетрясений;  
 $K_0$  — класс, по которому рассчитывается сейсмическая активность  
 $A = N|_{K=K_0}$ ;  
 $\gamma$  — наклон графика повторяемости в системе координат  $K, \lg N$ ,  
 После подстановок формул (61) и (62) в (60) и интегрирования получим:

$$\lim_{k \rightarrow -\infty} \sum_{k=K_0}^{k_{\max}} \Delta V_i = \frac{1,7 \cdot 10^4 \cdot A \cdot 10^{-\gamma K_0} 10^{K_{\max} (0,61 - \gamma)}}{(0,61 - \gamma) \ln 10}. \quad (63)$$

Воспользовавшись теперь конкретными значениями величин, снятых с графика повторяемости афтершоков Ташкентского землетрясения ( $A=7$ ,  $\gamma=0,43$ ), вычислим предел искомой суммы:

$$\lim_{K \rightarrow -\infty} \sum_{K=K_0}^{K_{\max}} \Delta V_i = 1 \cdot 10^{12}, \text{ см}^3. \quad (64)$$

Как видно из выражения (64), интегрирование не изменило результата (59). Это объясняется тем, что перенос основных объемов приходится на наиболее крупные афтершоки, происшедшие у верхнего и нижнего краев основного разрыва.

Следует заметить, что суммарный объем пород, перенесенный всеми афтершоками, совпадает с выявленным геодезией и примерно в три раза меньше объема, перенесенного основной подвижкой по разлому.

#### Остаточная деформация и энергия упругих колебаний

Преобладающее количество афтершоков произошло в центральной части очаговой области, где разупрочнение пород сделало возможным дальнейшее снятие малыми порциями оставшихся здесь напряжений. Основная же часть сейсмической энергии в период действия афтершоков выделилась у краев основного разрыва, где дробление пород было меньшим, но в результате главной подвижки создались поля дополнительных упругих напряжений. Наиболее сильные афтершоки произошли только здесь и подвижки в их очагах явились основными переносчиками объемов пород.

Разумно допустить, что эти афтершоки черпали энергию, затраченную главной подвижкой на деформирование краевых частей разрыва, и перенесли свои объемы пород, обусловили соответственное вспучивание поверхности земли. Источником же энергии деформирования краевых частей разрыва прежде всего следует считать объем, перенесенный во время главной подвижки.

Аналогичные рассуждения можно применить и к каждому афтершоку в отдельности. Подвижки пород в области очагов афтершоков, в свою очередь, рождают сейсмические волны, создают

зоны разупрочнения и соответственно перераспределяют упругие напряжения. Так же, как и при основном землетрясении, очаги афтершоков расходуют свою энергию на упругие волны и остаточные явления. Согласно нашему предположению, энергия остаточных деформаций в очагах афтершоков также пропорциональна перенесенным объемам.

Таким образом, энергия деформирования пород очага Ташкентского землетрясения, пропорциональная  $\Delta V_1$ , явилась источником полной энергии всех афтершоков и была израсходована на остаточные деформации, пропорциональные  $\Sigma \Delta V_i$ , и суммарную энергию сейсмических волн, рожденных очагами афтершоков.

Попытаемся оценить долю сейсмической энергии от выделившейся в очаге. Уточним, что мы не касаемся энергии, израсходованной окружающей средой на преодоление сил сцепления и создание главного разрыва, а рассматриваем энергию, выделившуюся в результате самой подвижки в очаге землетрясения.

Пусть  $E^0$  — полная упругая энергия очага, накопленная в породах и израсходованная в момент разрыва; причем  $nE^0$  — доля полной энергии, израсходованная на упругие колебания пород очага и формирование сейсмических волн;  $(1-n)E^0$  — доля полной энергии, израсходованная на остаточные деформации внутри очаговой области.

Таким образом,

$$E^0 = nE + (1 - n)E^0, \quad (65)$$

где  $n < 1$ .

В реальных условиях в зависимости от прочности пород, по видимому, равновероятны три следующих соотношения:

1) очаг расположен в среде, которая в момент резкого снятия упругих напряжений крошится (например, песчаник), и почти вся потенциальная энергия расходуется внутри очага, т. е.

$$nE^0 \ll (1 - n)E^0; \quad (66)$$

2) очаг расположен в среде, которая, исключая плоскость основного разрыва, в момент снятия упругих напряжений практически не разрушается и в результате подвижки, затухая, колеблется подобно упругой пружине, излучая сейсмические волны.

Тогда:

$$nE^0 \gg (1 - n)E^0; \quad (67)$$

3) очаг расположен в среде, обладающей в равной степени свойствами первой и второй сред, т. е.

$$nE^0 \approx (1 - n)E^0. \quad (68)$$

Постараемся, хотя бы грубо, оценить соотношение величин энергии, израсходованной на упругие колебания и на остаточные деформации в области очага Ташкентского землетрясения.

Допустим, что очагам повторных толчков свойственно аналогичное распределение между энергией упругих волн ( $n$ ) и остаточных деформаций ( $1-n$ ), т. е.

$$E_i^0 = n E_i^0 + (1 - n) E_i^0. \quad (69)$$

Тогда для всей серии афтершоков

$$\sum E_i^0 = n \sum E_i^0 + (1 - n) \sum E_i^0. \quad (70)$$

Допустим, как и прежде, что источником полной энергии всех афтершоков явилась энергия, затраченная на остаточные деформации во время основного землетрясения, т. е.

$$\sum E_i^0 = (1 - n) E^0. \quad (71)$$

Подставляя уравнение (71) в (70) и вводя обозначения

$$A = n E^0; B = n \sum E_i^0 \quad (72)$$

из (65) и (70), получим:

$$n = 1 - B/A, \quad (73)$$

где  $n$  — доля полной энергии очага, израсходованная на упругие колебания;

$A$  — энергия сейсмических волн основного землетрясения, пропорциональная энергии упругих колебаний пород очага;

$B$  — суммарная энергия  $\sum N_i E_{0i}$ , излученная в виде сейсмических волн очагами афтершоков и пропорциональная суммарной энергии упругих колебаний пород в области этих очагов.

Величины  $A$  и  $B$  в нашем случае

$$A = E_0 = 10^{13,8}, \text{ дж}, B = \sum N_i E_{0i} = 10^{13,4}, \text{ дж}. \quad (74)$$

Из выражения (73) находим долю сейсмической энергии от полной энергии очага

$$n \approx 60\%.$$

Рассуждения о распределении энергии приводятся здесь в порядке дискуссии. Но вполне очевидно, что вопрос о разделении энергии очага на упругую и неупругую, т. е. достоверная оценка доли сейсмической энергии для генетически разных сейсмоактивных зон имеет самое непосредственное отношение к районированию сейсмической опасности по тектоническим признакам, а в конечном итоге и к проблеме предсказания землетрясений.

Таким образом, Ташкентское землетрясение 1966 г. произошло в результате резкого перемещения пород по непротяженному, почти вертикальному разлому северо-западного простирания, ортогонально секущему сводовую часть Ташкентского поднятия приташкентского участка Каржантауской флексурно-разрывной

зоны. Секущий разрыв возник в своде антиклинальной складки в условиях ее горизонтального поперечного сжатия. Наиболее деформированным оказалось приподнятое северо-восточное крыло разрыва. О таком механизме образования очага Ташкентского землетрясения наряду с ориентацией тензора снятых в момент толчка упругих напряжений свидетельствуют значительная (по сравнению с горизонтальными размерами) вертикальная протяженность очаговой области, приуроченность афтершоков и всхолмления земной поверхности к приподнятому крылу разрыва.

Оценка размеров очаговой области Ташкентского землетрясения, величин деформаций и напряжений не противоречит аналогичным данным, полученным другими исследователями для более крупных землетрясений. Соответствие избыточных упругих напряжений, приведших к вспарыванию сейсмического шва, величинам прочности пород на отрыв, а не на скалывание в какой-то мере может свидетельствовать о том, что подвижка пород в очаге Ташкентского землетрясения произошла по старому, уже существовавшему до землетрясения разлому.

#### Формирование гипоцентральной области и сейсмические предвестники афтершоков

Под сейсмическим режимом какой-либо области подразумевается совокупность землетрясений, обычно рассматриваемая в пяти измерениях: координаты  $x, y, z$ , время  $t$  и сейсмическая энергия  $E$ .

В отличие от относительно постоянного режима сейсмоактивной области афтершоки затухают во времени. Причина этого различия кроется прежде всего в разном характере «питания» деформируемой среды упругими напряжениями. Если сейсмичность той или иной территории обусловлена относительно монотонной (вековой) деформацией значительного участка земной коры, то повторные толчки, как правило, обязаны однократному деформированию локального объема очаговой области тектонического землетрясения.

Поэтому изучение сейсмического режима афтершоков именно благодаря кратковременности процесса дает возможность абстрагироваться от других посторонних факторов деформирующего воздействия на исследуемый объем земной коры. Последнее, в свою очередь, открывает возможность представления очаговой области афтершоков в виде естественного аналога лабораторных опытов по деформированию и разрушению образцов горных пород. К физике землетрясений изучение афтершоков имеет самое непосредственное отношение.

Думается, что и при исследованиях по сейсмическому районированию и микрорайонированию той или иной территории рассмотрение (а не отбрасывание, как это делается) повторных толчков может сыграть положительную роль. На эту мысль наводят

сильные повторные толчки Ташкентского землетрясения, способствовавшие накоплению остаточных деформаций в зданиях и сооружениях и причинившие немалый ущерб городу.

Ниже рассмотрим процесс формирования очаговой области повторных толчков и возможность прогнозирования сильных афтершоков.

### Графики Беньоффа

Г. Беньофф (Benioff, 1951, 1954) разработал теорию возникновения афтершоков, основанную на представлении о неупругих свойствах земной коры, и предложил построение графиков высвобождения деформаций во времени.

Предполагая, что изменение деформации при повторных толчках пропорционально корню квадратному из сейсмической энергии каждого афтершока и суммируя их для всей серии афтершоков, он получил:

$$\sum \varepsilon_i = \frac{1}{C} \sum \sqrt{E_i}, \quad (75)$$

где  $\sum \varepsilon_i$  — суммарная деформация сжатия и сдвига горных пород,  
 $E_i$  — энергия сейсмических волн каждого афтершока;  
 $C$  — коэффициент пропорциональности:

$$C = \sqrt{\frac{1}{2} n \mu V}, \quad (76)$$

где  $n$  — часть потенциальной энергии, израсходованной на образование сейсмических волн.

$\mu$  — модуль сдвига;

$V$  — объем деформированных пород.

По Беньоффу, все эти величины постоянные и не изменяющиеся в ходе афтершоков, что ставится под сомнение другими исследователями.

Для серии афтершоков Ташкентского землетрясения мы построили график Беньоффа (рис. 47 а, б). Он практически ничем не отличается от аналогичных зависимостей для повторных толчков многих других сильных землетрясений. Периоды относительного затишья, в течение которых происходит накопление (вернее, перераспределение) упругих напряжений, чередуются с моментами сейсмической активизации (накопление деформаций). Верхняя пунктирная кривая как бы ограничивает максимальную величину повторных толчков, нижняя — накопление напряжений, обе в определенной мере могут использоваться для прогноза величины очередного афтершока или серии толчков.

В процессе возникновения афтершоков наряду с другими вычислениями строился график накопления сотрясений (рис. 47 б). В отличие от графика Беньоффа по оси ординат откладывалась не величина  $\sum \sqrt{E_i}$ , а сила сотрясения в баллах. Будучи формаль-

ным, этот график отличается видимой периодичностью, т. е. в нем «ступеньки» почти одинаковы. Это связано с тем, что, хотя с увеличением времени сейсмическая энергия  $E_i$  афтершоков заметно убывала, приближение их очагов к земной поверхности не уменьшало величины сейсмического эффекта в эпицентре.

Благодаря обнаруженным нами закономерностям (квазипериодичность, форшоки и т. п.) в сейсмическом режиме повторных толчков Ташкентского землетрясения оказалось возможным прогнозировать сильные афтершоки. Так, из пяти 7-балльных повторных толчков официально были предсказаны три: 24 мая, 5 июня и 4 июля 1966 г.

По мнению многих специалистов (Ризниченко, 1960; и др.), графики Беньоффа не дают количественных значений каких-либо реальных деформаций и являются лишь иллюстрацией общего хода высвобождения сейсмической энергии во времени. Это замечание справедливо, если исходить из рассмотрения модели землетрясения, предложенной Беньоффом.

Однако наши рассуждения, аналогичные представлениям

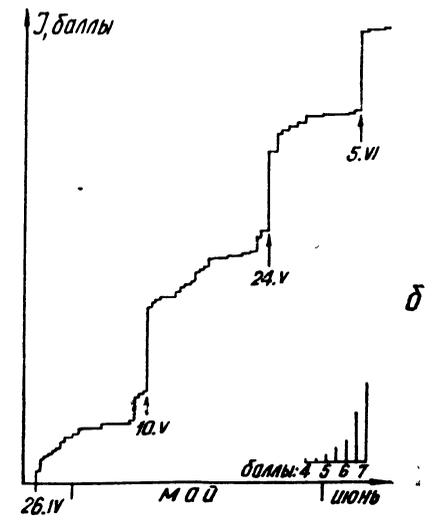
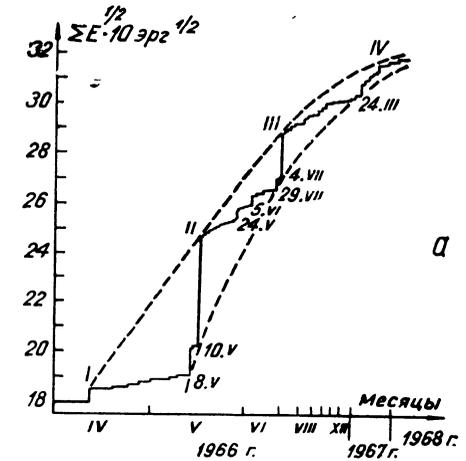


Рис. 47. График Беньоффа накопления условных деформаций (а) и график накопления сотрясений (б) при афтершоках Ташкентского землетрясения.

Ю. В. Ризниченко и изложенные в предыдущем разделе, позволили получить следующую зависимость:

$$\Delta V_i = C_1 \cdot E_i^{0.6}, \quad (77)$$

где  $\Delta V_i$  — так называемый перенесенный объем, символизирующий деформацию. Беньофф же исходит из предположения, что

$$\varepsilon_i = C \cdot E_i^{0.5}, \quad (78)$$

где  $\varepsilon_i$  — деформация.

Как видно, оба выражения практически не отличаются друг от друга;  $C$  и  $C_1$  — постоянные величины.

На графике (рис. 47 а) величины  $\sqrt{E}$  суммируются по суткам. Наиболее сильные — 6—7-балльные афтершоки на графике помечены датами. Если не принимать во внимание сейсмический эффект на поверхности земли, а иметь в виду лишь энергетические характеристики очагов (чему соответствует график Беньоффа), можно обнаружить закономерности в изменении сейсмической активности. Так, активизация очаговой области происходила через логарифмически равные интервалы времени (римские цифры на рисунке 47 а). В последовательности афтершоков периоды активизации изменялись примерно от 2 суток в начале процесса до 300 суток к его концу.

Как правило, повторные толчки с  $K \geq 9$  предварялись форшоками и вызывали затухающую серию вторичных афтершоков. Форшокам предшествовало относительное затишье сейсмической активности продолжительностью от одних суток в период интенсивной трехмесячной деятельности очага и до 15—20 дней в течение первого года после основного землетрясения.

На протяжении двух следующих лет интервалы затишья изменялись примерно от 20 до 60 суток. Наиболее продолжительное затишье характерно для зимних месяцев, а максимальная активизация приходится на весну.

В результате анализа сейсмического эффекта установлено, что при одновременном уменьшении глубины залегания очагов афтершоков примерно на 2 км, а сейсмической энергии почти на порядок, сотрясения в плейстосейстовой области практически сохраняют свою интенсивность. Из-за небольшой глубины залегания очагов повторных толчков даже средних энергетических классов ( $K=10-11$ ) сотрясения в эпицентре оказывались значительными. На графиках накопления условных деформаций эти афтершоки скрадывались (сравните, например, 24.V и 5.VI на рис. 47 а и б).

#### Миграция повторных толчков

Нами выявлены особенности (Уломов, Уломова, 1971) миграции и осцилляции очагов повторных толчков Ташкентского землетрясения 1966 г. Это явление в дальнейшем успешно использовалось для поиска эпицентральных зон предстоящих афтершоков.

Период осцилляции эпицентров афтершоков изменялся примерно от 1—3 месяцев в начале до 6—7 месяцев в конце первого года после главного толчка. Возникновение в марте 1967 г. очагов повторных толчков на левом крыле разрыва резко изменило монотонность увеличения цикла осцилляции. Период перемещения очагов афтершоков сократился до 2—3 месяцев, а затем вновь значительно увеличился.

Явление миграции хорошо видно на пространственно-временном графике сейсмического режима афтершоков (рис. 48). Все наиболее уверенные эпицентры повторных толчков спроектированы на продольный (а) профиль юго-восточного простирания, ортогональный (б) северо-восточного простирания и одновременно

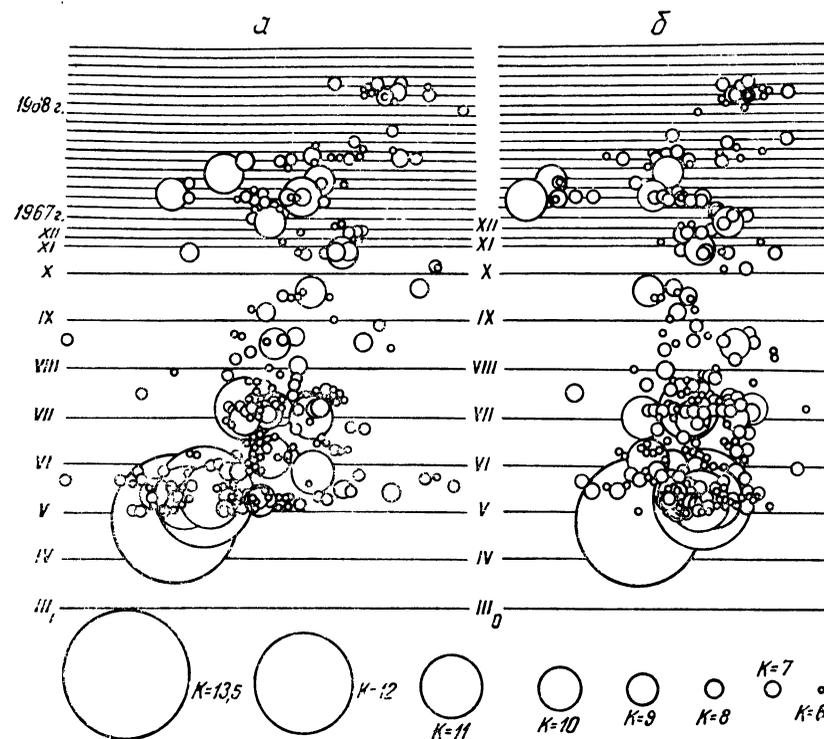


Рис. 48. Пространственно-временные графики сейсмического режима: а—продольный профиль, б—поперечный. По оси ординат отложено время  $t$  (месяцы). В верхней части рисунка масштаб сжат.

развернуты во времени (ось ординат). Протяженность продольного профиля — 7 км, поперечного — 6 км. Перемещения эпицентров наблюдаются как вдоль главного разрыва, так и поперек его.

Осцилляция очагов афтершоков по глубине показана на рисунке 49. Рассматривая рисунки 48 и 49, можно выявить полную пространственно-временную картину перемещения очагов повторных толчков.

В момент основного толчка 26 апреля 1966 г. первоначальный разрыв пород возник на глубине 8 км и распространился в сторону дневной поверхности до глубины 2—3 км. Сразу же после землетрясения почти весь этот интервал глубин начинает

заполняться очагами очень слабых, едва ощутимых афтершоков.

Очаги сильных афтершоков перемещаются с 8.V 1966 г. ( $K=10-11$ ) в течение месяца в направлении юго-восток, от глубины  $h=5-7$  км до  $h=3-4$  км (афтершок 24.V 1966 г. с  $K=10-11$ ). Затем некоторое время глубина залегания очагов уменьшается и появляется тенденция движения в обратном направлении (афтершок 5.VI 1966 г.;  $K=10-11$ ;  $h=3$  км). В плане перемещение происходит по дугообразной траектории по часовой стрелке. Гипоцентр очередного толчка 29.VI 1966 ( $K=10-11$ ,  $h=4$  км) несколько заглубляется и нарушает направление перемещения последовательности афтершоков. Следующий — более сильный повторный

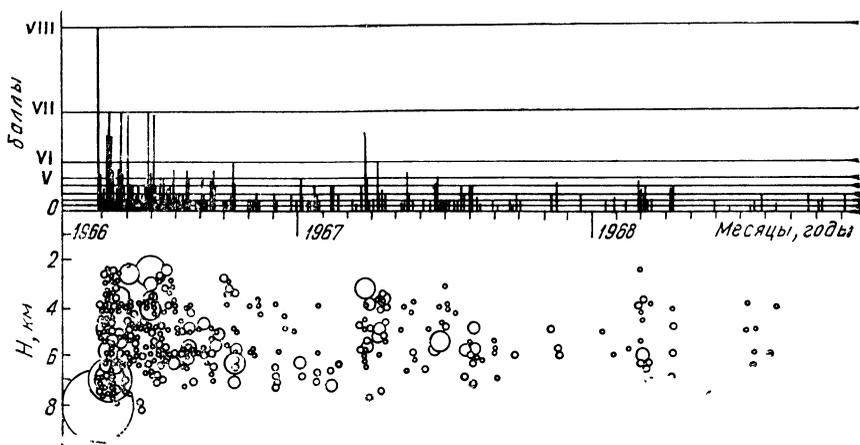


Рис. 49. Осциляция гипоцентров повторных толчков и сейсмический эффект на поверхности земли. По оси ординат вверх отложены баллы толчков, вниз — глубина залегания их очагов; по оси абсцисс — время.

толчок 4.VII 1966 г. ( $K=11$ ,  $h=3$  км) — как бы восстанавливает прежнее направление перемещения и завершает «цикл», располагаясь в плане вблизи эпицентров первых сильных афтершоков. После этого начинается постепенное (в течение семи-восьми месяцев) заглубление очагов повторных толчков до  $h=6$  км.

Направление перемещения эпицентров по часовой стрелке сохраняется в течение трех месяцев, а с октября 1966 г. вплоть до марта 1967 г. меняется на обратное.

Повторным толчком 24.III 1967 г. ( $K=10-11$ ,  $h=3-4$  км) как бы начинается новый годовой цикл. Относительно резко «всплывшие» гипоцентры снова начинают постепенно заглубляться до 6 км, а в феврале — марте 1968 г. их глубины опять становятся небольшими — порядка 3—4 км. После появления очагов афтершоков на левом крыле разрыва (24.III 67 г.) в плане уже не на-

блюдается дугообразное перемещение эпицентров повторных толчков. С этого момента происходит как бы перестрелка правого и левого крыльев главного разрыва.

Как правило, возникновению относительно крупного повторного толчка в новом месте очаговой области предшествует серия слабых форшоков, появляющихся здесь же незадолго до крупного афтершока.

Связь сейсмического эффекта на поверхности в эпицентральной области с глубиной залегания гипоцентров афтершоков хорошо видна на рисунке 49. Почти годовая цикличность наблюдается и в интенсивности сотрясений.

Таким образом, релаксация упругих напряжений в блоке горных пород очаговой области Ташкентского землетрясения происходит не монотонно, а циклично. Распрявление (разуплотнение) деформированных пород осуществляется не в виде простого поступательного перемещения, а как бы путем покачивания из стороны в сторону с последовательным сбрасыванием упругих напряжений от участка к участку, в том числе и по глубине. Аналогичное явление качания блоков наблюдается и в макроструктурах земной коры. В частности, с ним, по-видимому, связана закономерность в миграции очагов землетрясений в Ферганской долине, Приташкентском районе и Кызылкумах.

#### Форшоки, вторичные афтершоки и рой повторных толчков

Форшоки могут возникать в случае хрупкого разрыва, который, по-видимому, имеет место при повторных толчках. То же самое можно сказать о роях и о слабых землетрясениях с небольшой глубиной залегания очагов.

Изучение форшоков как предвестников сильных повторных толчков имеет большое значение, так как сильные афтершоки способны причинить ущерб, иногда не меньший, чем основное землетрясение.

Мы составили графики распределения количества толчков в единицу времени до и после наиболее сильных афтершоков (рис. 50). При этом сами афтершоки в суммировании не участвовали. Суммирование производилось по пятичасовым интервалам для периода повышенной активности и частоты следования друг за другом сильных афтершоков (а) и по суточным интервалам — в относительно более спокойный период (б, в). Сглаживание графиков осуществлялось скользящим подсчетом с 2,5-часовым и полусуточным перекрытием указанных интервалов по оси времени соответственно.

Возникновению всех сильных повторных толчков после абсолютного или относительно ярко выраженного затишья предшествует возрастающая серия форшоков. Количество вторичных афтершоков за сильным повторным толчком сразу же возраста-

ет. Уменьшение частоты следования афтершоков второго порядка происходит значительно быстрее общего затухания всей серии афтершоков.

В общей серии афтершоков наблюдаются роеобразные группы толчков обычно с  $K \leq 8$ . Наиболее характерный рой слабых землетрясений отмечен 28—29 февраля 1968 г., когда в середине полуторамесячного затишья в течение одних суток произошли 6 толчков с  $K=6-8$ .

Роеобразное увеличение частоты повторяемости афтершоков возможно и в период повышенной сейсмической активности. Так, в промежутке между сильными афтершоками 8 и 10 мая в период продолжительного спада активности, по видимому, произошло роеобразное выделение упругой энергии (рис. 50а). Правда,

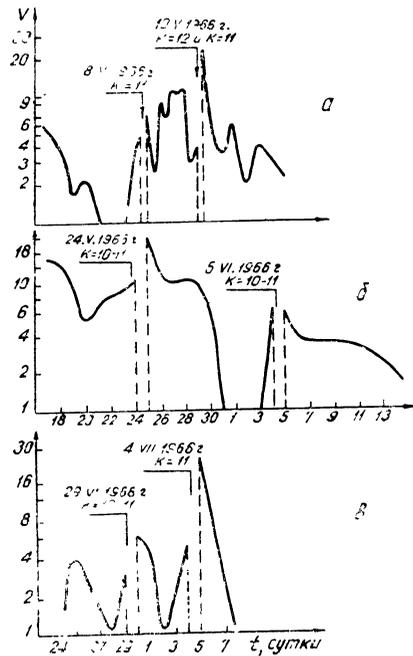


Рис. 50. Распределение во времени количества толчков в период сильных ( $K=10-12$ ) афтершоков.

а—повторные толчки 8 и 10 мая 1966 г. с небольшим интервалом времени между ними (1—2 суток), пятчасовое скользящее суммирование; б—повторные толчки 24 мая и 5 июня 1966 г., суточное скользящее суммирование; в—повторные толчки 29 июня и 4 июля 1966 г., суточное скользящее суммирование.

здесь может иметь место суперпозиция вторичных афтершоков и форшоков. Более наглядна роеобразная группа толчков, происшедших 25—27 июня 1966 г. (рис. 50 в).

#### Характеристики повторяемости афтершоков

Рассмотрим простейшую зависимость: распределение количества толчков с  $K \geq 5$  во времени последовательно по суткам (рис. 51). В течение первых 100 суток подсчет толчков осуществлялся ежесуточно (черные кружки), а затем каждые 100 суток (белые кружки). В последнем случае среднесуточная величина приписывалась середине стосуточного интервала времени.

Судя по графикам, зависимость  $N=N(t)$  в двойном логарифмическом масштабе ( $\lg N$ ,  $\lg t$ ) в целом почти прямолинейна. В то же время сравнительно четко выделяются три примерно логарифмически равных интервала времени, для которых аппроксимация зависимости  $N=N(t)$  может быть иной.

Сразу же после основного землетрясения в течение первых

10 суток наблюдается монотонное уменьшение ежесуточного количества повторных толчков по закону

$$N(t) = 0,1 \cdot 10^3 \cdot t^{-1,20}. \quad (79)$$

Стоит обратить внимание на две отскочившие вниз точки, соответствующие затишью 5 и 6 мая. Четкая зависимость количества толчков одной и той же величины ( $K=5-7$ ) вдруг изменилась. Поток упругой энергии очаговой области уменьшился. И затем вслед за форшоками 8 мая возник первый из наиболее сильных афтершоков ( $K=11$ ). Далее последовали крупнейшие повторные толчки 10 мая ( $K=12$  и  $11$ ), резко увеличившие количество афтершоков и заметно изменившие закон затухания.

Вплоть до землетрясений 29 июня ( $K=10-11$ ) и 4 июля ( $K=11$ ) затухание величины  $N(t)$  происходит значительно быстрее и описывается уравнением

$$N(t) = 3,3 \cdot 10^3 \cdot t^{-1,84}. \quad (80)$$

Крупные повторные толчки 24 мая и 5 июня энергетического класса  $K=10-11$  в режим затухания искажений почти не внесли. Однако после афтершоков 29 июня ( $K=10-11$ ) и особенно 4 июля ( $K=11$ ) среднесуточное количество толчков вновь увеличивается, а убывание величины  $N(t)$  несколько уменьшается, хотя и остается больше, чем в первом интервале (79)

$$N(t) = 3,7 \cdot 10^3 \cdot t^{-1,61}. \quad (81)$$

Обычно показатель степени у  $t$  для афтершоков различных землетрясений изменяется от 0,8 до 1,5. Таким образом, в целом угол наклона графика  $\lg N$  ( $\lg t$ ) удовлетворяет этим значениям величины. Исключение составляет примерно стосуточный интервал времени после самого крупного повторного толчка ( $K=12$ ).

Несмотря на эти и другие особенности сейсмического режима, толчки каждого энергетического класса хорошо распределяются по прямой линии графика повторяемости с угловым коэффициентом  $\gamma=0,43$ . Его значение совпадает с величиной, характерной

для Приташкентского района и отклоняется в сторону меньших значений, свойственных серии афтершоков других землетрясений.

С целью поиска путей прогнозирования недостающих до нормального распределения сильных афтершоков в процессе возникновения повторных толчков строились поэтапные графики повторяемости. Продолжительность этапов соответствовала логарифмически равным интервалам времени (рис. 52), а каждый из них включал в себя всю серию толчков с момента основного землетрясения.

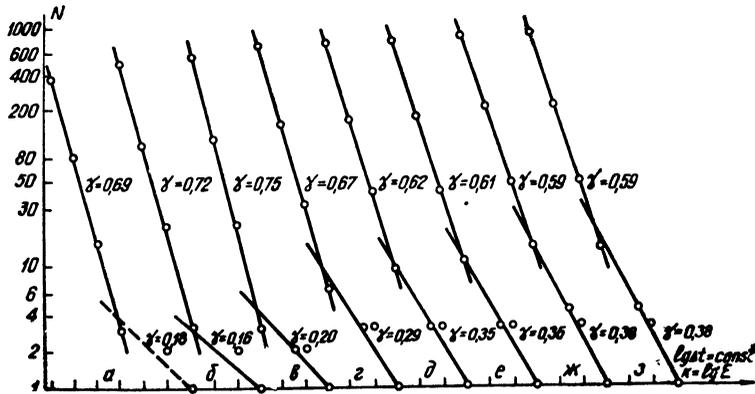


Рис. 52. Трансформация во времени графиков повторяемости повторных толчков. Интервалы времени а, б, в, ..., з — логарифмически равны и соответствуют: 17,8; 32,0; 56,2... 1000 суткам. Разные энергетические классы  $K = \lg E$ , начиная с  $K=6$  до  $K=12$ , соответствуют толчкам по порядку сверху вниз на крайнем правом графике

При этом выяснилась следующая особенность в соотношении количества толчков разных энергетических классов. На всех поэтапных графиках толчки, соответствующие энергетическим классам  $K=6-9$ , с самого начала почти идеально аппроксимируются отрезком прямой с постоянно меняющимся угловым коэффициентом. Интервалы энергетических классов  $K=9-12$  аппроксимируются отрезком прямой несколько хуже, но никак не укладываются в прямолинейную зависимость  $N=N(K=6-9)$ . Угловой коэффициент  $\gamma$  второго отрезка графиков повторяемости также меняется во времени. С каждым этапом угол между двумя аппроксимирующими отрезками увеличивается, ломаная линия как бы распрямляется и стремится в пределе к прямой обычного прямолинейного графика повторяемости с  $\gamma=0,43$ .

Более полная картина изменения во времени с момента основного землетрясения количества  $N(K)$  толчков разных энергетических классов и величины угловых коэффициентов  $\gamma_{\Delta K}$  для  $\Delta K=6-9$  и  $\Delta K=9-12$  показана на рис. 53. При относительно монотонном увеличении  $N(K)$  кривые  $\gamma_{\Delta K}$  после двух последних

ильных афтершоков 29 июня и 4 июля резко меняют направление изменения своей величины и, сближаясь, стремятся к  $\gamma=0,43$ .

Можно предположить, что причина этого явления кроется в разном подходе к определению энергетических классов слабых и сильных афтершоков. Энергетическая классификация производится по одной и той же номограмме Т. Г. Раутиан, построенной для эталонной референц-сферы радиусом 10 км. При этом  $K > 10$

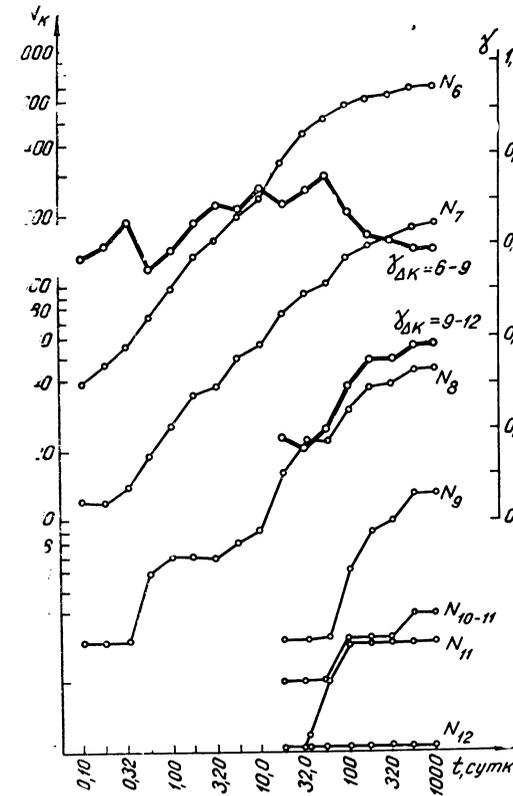


Рис. 53. Временной ход параметров  $N_k$  и  $\gamma_{\Delta K}$ .

вычислялись по сейсмограммам станций, расположенных вне этой сферы ( $x > 50$  км), а  $K < 10$  — по городским станциям внутри или на референц-сфере ( $x \leq 10$  км). В обоих случаях величина энергетического класса оценивалась по значениям сейсмической энергии на поверхности референц-сферы. Однако против такого объяснения причины излома в первую очередь говорит факт нормального распределения по классам всего количества повторных толчков Ташкентского землетрясения (в противном случае был бы излом и здесь), а также довольно четкие корреляционные зависимости между классами, вычисленными одновременно по записям удаленных и местных станций.

Причину этого явления трансформирования графика повторяемости следует искать внутри очаговой области.

Скорее всего, она кроется в особенностях дробления пород в области очага землетрясения.

Таким образом, выявленная нами определенная закономерность в миграции и осцилляции очагов повторных толчков Ташкентского землетрясения в пространстве и логарифмическая периодичность их возникновения во времени аналогична процессам деформирования более крупных блоков земной коры в сейсмических районах, а так же миграции и осцилляции очагов крупных землетрясений.

Обнаруженные сейсмические предвестники сильных афтершоков, состоящие в появлении после непродолжительного сейсмического затишья слабых форшоков, прогностические признаки которых тем надежнее, чем дальше от зоны предыдущей активизации они возникают, также находят себе аналогию в сейсмических циклах крупных землетрясений.

Изменение во времени графика повторяемости афтершоков происходит таким образом, что по мере разупрочнения пород (НТН) наблюдается постепенное спрямление первоначально криволинейного графика. При этом в начале сейсмического процесса участок графика со стороны слабых толчков характеризуется большими, а со стороны крупных — малыми углами наклона  $\gamma$ . Уровень сейсмической активности в обоих случаях со временем растет. Аналог этому явлению можно найти в соответствующих конфигурациях графиков повторяемости землетрясений в районах с различными прочностными свойствами земной коры. Так, сейсмический режим Северного Тянь-Шаня и Центральных Кызылкумов, консолидированная земная кора которых начала вовлекаться в тектоническую активизацию значительно позже, чем, например, кора Южного Тянь-Шаня, характеризуется небольшими значениями угла наклона графиков повторяемости крупных землетрясений ( $M \geq 5$ ) и почти нормальным наклоном для землетрясений меньшей величины.

Следовательно, изучение сейсмического режима повторных толчков и особенностей деформирования очаговых областей отдельных землетрясений имеет существенное значение для понимания сейсмического режима больших территорий. Эти исследования необходимы для разработки методов прогнозирования крупных землетрясений (сейсмическое районирование, поиски предвестников землетрясений).

#### Динамика деформирования земной поверхности в эпицентральной области и прогностические признаки медленных наклонов

Один из перспективных путей к прогнозированию землетрясений — систематическое изучение современных движений земной коры. Главными методами исследований в этом направлении считаются геодезия и наклонометрия. В сейсмологии уже известны случаи, когда незадолго до сильного землетрясения наблюдалось аномальное деформирование внешней части земной коры. Явления такого рода были обнаружены как с помощью непрерывно действующих регистраторов деформаций и наклонов земной поверхности, так и путем часто повторяющегося высокоточного нивелирования.

В связи с этим Ю. А. Мещеряков (1968) выделяет в сейсмических районах три типа движений земной коры;  $\alpha$  — медленные (вековые) движения, проявляющиеся в течение длительного, от-

носительно спокойного периода между вспышками сейсмической активности;  $\beta$  — аномальные движения, наблюдающиеся в период подготовки землетрясения;  $\gamma$  — быстрые движения, часто разрывного типа, возникающие в момент самого землетрясения.

Деформация типа  $\beta$  (предвестники землетрясения) могут проявляться по-разному: изменение направления, прекращение или заметное увеличение движений. Этот тип деформаций возникает задолго до землетрясения и начало его появления, по-видимому, находится в сложной зависимости от величины и глубины очага землетрясения.

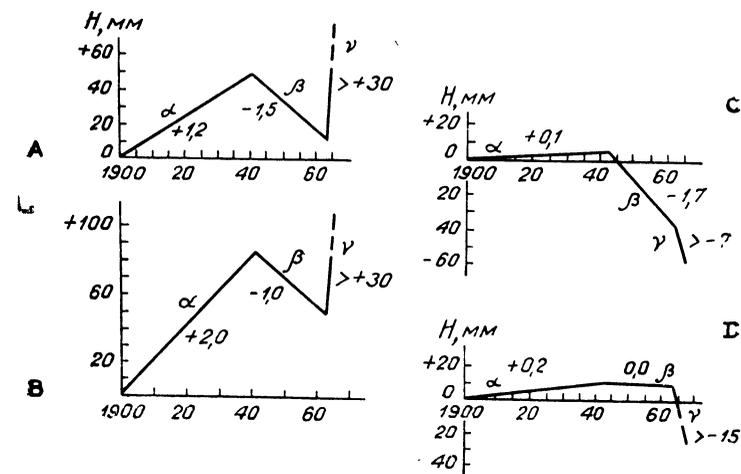


Рис. 54. Скорость деформации (мм/год) земной поверхности в Ташкенте по данным повторного нивелирования за 1900—1967 гг. (по Ю. А. Мещерякову). А и В — наблюдения в эпицентральной зоне Ташкентского землетрясения 1936 г. С и Д — за пределами зоны

Характер деформирования земной поверхности на территории Ташкента за 1900—1967 гг. схематично показывают графики (рис. 54) изменения амплитуд и скоростей вертикальных движений до и после Ташкентского землетрясения 1966 г. (Мещеряков, 1968; Райзман, 1970). Видно, что в одних пунктах интенсивность движений усилилась, в других — знак движений изменился на противоположный.

Техника дискретных геодезических измерений пока не позволяет выявлять короткопериодные особенности деформирования земной поверхности и поэтому методы геодезии следует рассматривать как поисковые промежуточных признаков между долгосрочным и краткосрочным прогнозом землетрясений. Преимущество измерений деформаций горных пород при помощи наклономеров, деформографов и другой подобной аппаратуры перед эпизодическими (или даже периодическими) геодезическими съемками, помимо их чувствительности и относительной дешевизны, еще

и в том, что эти приборы имеют возможность непрерывной регистрации в течение многих лет.

К сожалению, подобные наблюдения до Ташкентского землетрясения 1966 г. не производились и организованы на территории ТГП значительно позже. Поэтому для нас особую ценность представляют приводимые ниже данные равномерных наблюдений, связанных с астрономическими исследованиями (Уломов, Заугольникова, 1973).

В Астрономическом институте Академии наук Узбекской ССР во время сеансов наблюдений за прохождением звезд и планет через плоскость небесного меридиана регулярно на протяжении нескольких лет измеряется горизонтальность положения оси вращения меридианного круга. Измерения производятся накладным уровнем конструкции Талькотта с ценой деления  $1,2''$  при расстоянии между штрихами шкалы  $2 \text{ мм}$ . Радиус кривизны уровня  $344 \text{ м}$ . Точность отсчета  $0'',12$ . Ампула уровня заключена в специальную металлическую трубу с вырезом вдоль шкалы. Трубка закреплена в наружной оправе, покрытой теплоизолирующим материалом. Два боковых держателя уровня имеют опорные площадки для накладывания на цапфы меридианного круга. Наклон оси вращения, ориентированной в направлении восток-запад, вычисляется путем перекадки уровня всегда строго при одном и том же положении трубы инструмента, что исключает влияние возможных неправильностей формы цапф.

Инструмент с перекадным уровнем расположен на двух пирамидальных колоннах, высеченных из красного известняка. Колонны высотой  $2 \text{ м}$  покоятся на устойчивом массивном фундаменте из высококачественного жженого кирпича, скрепленного особым раствором цемента. Кирпичный блок выложен на гравийной подушке, основание которой находится ниже уровня промерзания грунта. Фундамент и столбы инструмента не соприкасаются с фундаментом стен павильона и полом рабочего помещения, что обеспечивает необходимую помехоустойчивость. Установка сооружена в 1932 г. для меридианного круга Репсольда.

Наше внимание к астрономическим наблюдениям привлекли данные об аномальном времени прохождения опорных звезд через плоскость ташкентского меридиана незадолго до разрушительного Ташкентского землетрясения 1966 г. Обнаруженное в ночь с 21 на 22 апреля 1966 г. запаздывание времени прохождения опорных экваториальных звезд через меридианную плоскость инструмента на  $0,38 \text{ сек}$ . относительно обычных статистических данных, по нашему мнению, могло произойти в результате наклона к западу горизонтальной оси вращения меридианного круга. После Ташкентского землетрясения при замере 29 апреля 1966 г. аномалия возросла до  $0,53 \text{ сек}$ ., хотя заметных повреждений сооружение меридианного круга не получило.

Астрономическая установка расположена в  $1,5 \text{ км}$  к востоку от эпицентральной области землетрясений на одной территории с

ЦСС «Ташкент». Сотрясения почвы в районе установки инструмента не превышали  $7$  баллов.

Нами собраны, пересчитаны в дуговые единицы и проанализированы данные уровенных замеров, полученные одним и тем же наблюдателем с октября 1964 г. по декабрь 1967 г. (рис. 55 малые кружки). Размер кружков соответствует максимальной ошибке в отсчете по шкале уровня. Верх по вертикальной оси координат в дуговых секундах отложена величина углов наклона оси инструмента к востоку, вниз по оси ординат — углы наклона к западу. Ось абсцисс служит для отсчета времени (месяцы, годы).

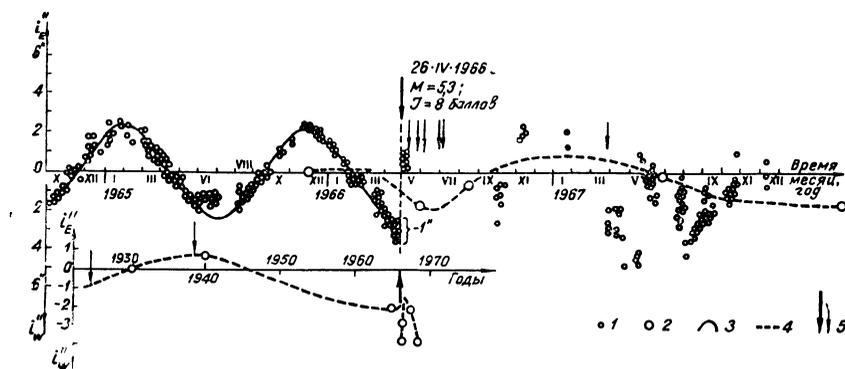


Рис. 55. Ход наклонов земной поверхности до и после Ташкентского землетрясения.

1—данные равномерных наблюдений; 2—данные геодезических измерений; 3—аппроксимирующая синусоида; 4—кривая осреднения геодезических измерений; 5—моменты возникновения Ташкентского землетрясения, его наиболее сильных повторных толчков и гагх по силе землетрясений, происшедших в ташкентском очаге в 1924 и 1933 гг.

В течение полутора лет до Ташкентского землетрясения ось астрономического инструмента, ориентированная как раз на эпицентральной область, по неизвестным причинам испытывала квазисинусоидальные отклонения от нулевого горизонтального положения на величину порядка  $2''—2'',5$ . Для этого интервала времени на рисунке построена аппроксимирующая синусоида с периодом  $9,8 \text{ мес}$ . и амплитудой  $2,3 \text{ сек/дуги}$ . Незначительные отклонения точек от осредняющей кривой, вероятно, связаны с температурными деформациями всего астрономического сооружения, а амплитуда синусоиды может быть объяснена медленными наклонами земной поверхности. Причина столь больших и закономерных наклонов пока не находит надежного объяснения. Не исключено, что она кроется в геодинамических процессах. Влияние гидрометеорологических условий на устойчивость инструмента маловероятно, хотя бы по причине несоизмеримости периода обнаруженных нами вариаций наклонов и времени года. Совершенно исключается неустойчивость фундамента, простоявшего около  $30 \text{ лет}$ . Не вызывает подозрений и сам уровень, поскольку, как

показывает опыт астрономических наблюдений, цена деления качественных уровней со временем практически не меняется (Доброхотов, 1972).

Если полагать, что распределение величин углов наклона земной поверхности во времени подчиняется квазисинусоидальному закону, то в рассматриваемый период появления аномальных участков наблюдалось дважды. Первая аномалия приходится на июнь 1965 г., вторая — на начало апреля 1966 г. Аномалии различаются по характеру: в первом случае наклон быстро начинает менять знак с западного на восточный, во втором — знак не меняется, но почва сверх «нормы» продолжает наклоняться к западу, т. е. к будущему эпицентру. В обоих случаях величина отклонений порядка 1'', что почти в два раза превышает нормальный ход наклонов и соответствует деформации  $\epsilon_0 \approx 5 \cdot 10^{-6}$ .

После Ташкентского землетрясения в период сильных повторных толчков в связи с большими отклонениями в показаниях меридианного круга систематические наблюдения были почти прекращены и возобновились только с апреля 1967 г. Однако и здесь той стабильности, которая была до землетрясения, не наблюдается: точки на графике, располагаясь преимущественно ниже оси абсцисс, характеризуются значительным разбросом. По всей видимости, нарушение стабильности обусловлено продолжающимся процессом деформирования земной коры в очаговой области Ташкентского землетрясения. В связи с этим интересно обратиться к материалам геодезических измерений (Райзман, 1970).

Геодезические исследования основывались на тщательном анализе высокоточных нивелирований, выполненных в Ташкенте с 1894 по 1968 г. В частности, в результате сопоставления нивелирных данных периода 1966—1968 гг. с аналогичными измерениями предыдущего периода — 1962—1965 гг. обнаружено локальное всхолмление (до 40 мм) поверхности земли в эпицентральной зоне землетрясения. Наиболее интенсивное поднятие претерпел как раз район расположения Астрономического института, где тектонические движения в течение предыдущих 30 лет характеризовались медленным опусканием.

Повторение нивелирований в 1967 и 1968 гг. позволили выявить динамику развития деформаций земной поверхности в период афтершоков Ташкентского землетрясения. Изменения конфигурации поверхности земли во времени носили волновой характер: оси поднятий и опусканий постепенно смещались к западу, выполаживая рельеф. Как уже отмечалось, аналогичная картина периодичности наблюдалась и в миграции афтершоков.

На рисунке 55 крупными белыми кружками показано изменение во времени величин углов наклона рельефа по направлению восток—запад (на эпицентр) в районе Астрономического института, вычисленных нами по геодезическим данным 1966, 1967 и 1968 гг. За нулевые приняты данные геодезических измерений 1962—1965 гг. В нижней части рисунка приведены аналогичные

данные за 1929—1968 гг. За нулевое принято нивелирование 1929—1930 гг.

Несмотря на динамичность деформирования земной поверхности в период афтершоков, опираясь только на геодезические данные, нельзя утверждать, что процесс деформации земной поверхности в эпицентральной области начался до главного землетрясения. Располагая же уровнями измерениями, можно говорить о предваряющих землетрясение деформациях поверхности земли. Величина их в угловых измерениях не менее 1''. Это дает возможность интерполировать дискретные геодезические данные 1964—1965 гг. и 1966 г. так, как показано на рисунке 55 пунктирной линией. Правая ветвь интерполяционной линии характеризует динамику деформирования земной поверхности в период 1966—1968 гг., т. е. после землетрясения. Эта часть кривой достаточно хорошо согласуется с результатами уровневых измерений, что еще раз указывает на неслучайность уровневых данных. Разброс величин углов наклона, возможно, говорит о еще более сложной динамике деформирования земной поверхности в результате сильного землетрясения и его многочисленных повторных толчков. Показательно, что всюду наблюдается волновой характер деформаций и приуроченность сильных землетрясений к появлению максимальных углов наклона поверхности земли в эпицентральной зоне.

Таким образом, уровневые наблюдения перспективны для изучения особенностей деформирования земной коры и поиска предвестников землетрясений. Их необходимо организовать на всех сейсмических станциях страны. Массовые и систематические наблюдения высокочувствительными уровнями экономичны, легко осуществимы и могут в значительной мере дополнять малочисленные и дорогостоящие наклономерные наблюдения.

### **Электрические явления, сопутствующие и предшествующие землетрясению**

Поиски электро-магнитных предвестников землетрясений составляют важную часть программы работ по прогнозу как у нас в стране, так и за рубежом (Чернявский, 1936; Rikitake et al., 1966; Садовский, 1971 и др.). Исследователи указывают на целый ряд возмущений электро-магнитного поля Земли, связанных с землетрясениями: свечение атмосферы, магнитные бури, аномальные эффекты в атмосферно-электрическом поле, ионосфере и др.

Рассмотрим некоторые явления такого рода, наблюдавшиеся при Ташкентском землетрясении 1966 г.

### **Световые явления**

Вспышки света сопровождают почти все сильные землетрясения. Однако природа свечения до сих пор остается необъясненной.

Пожалуй, впервые наиболее детально и систематически световые явления исследовались Терадой (Terada, 1931) во время разрушительного землетрясения в Идзу, 1930 г. Однако конкретных выводов о физической природе явления им не сделано.

Более подробно, с иллюстрациями цветных фотографий свечения неба, описываются и анализируются световые и электрические явления при Мацуширских землетрясениях 1965—1967 гг. (Yasui, 1968). В частности, явления атмосферного электричества связываются с вариациями инертного газа радона в почвенном воздухе вблизи эпицентральной области землетрясения (Kondo, 1968; Natuda, 1953).

Свечение приземной атмосферы наблюдалось и во время Ташкентского землетрясения 1966 г. (Уломов, 1971).

По рассказам очевидцев, зарево было белесовато-розового цвета и напоминало рассеянный свет зарниц. Аналогичные сообщения поступали и из г. Янгиюля, расположенного в 30 км к юго-западу от Ташкента. Грозовых явлений ни в Ташкенте, ни в При-ташкентском районе в этот период не наблюдалось. С вечера 25 апреля 1966 г. в Ташкенте начал моросить мелкий дождь, совершенно прекратившийся к полуночи, после чего небо осталось звездным и безоблачным.

Сообщение о световом явлении в виде шаровой молнии к нам поступило из плестосейстовой области (ул. им. Сабира Рахимова) — района, где, по сейсмологическим данным, на глубине ~8 км началось вспарывание по тектоническому разлому. Вот сообщение очевидца: «Во время землетрясения 26 апреля я был свидетелем необычайного и непонятного явления... На перекрестке улиц Сабира Рахимова и Пятигорской в Кировском районе я услышал с левой стороны сильный шум, напоминающий работу мощного мотора; тотчас же возникла необычайно яркая вспышка ослепительно белого света, которая в течение нескольких секунд возросла по яркости до такой силы, что мне пришлось прикрыть глаза руками. Через 4—5 сек. произошел толчок, едва не сбивший меня с ног. После толчка свет быстро стал меркнуть, вместе с его исчезновением погасло уличное освещение и прекратилась подача электроэнергии». Район, где наблюдалось световое явление, показан на рисунке 39.

Вспышки 26 апреля и в ночь с 9 на 10 мая наблюдала сотрудница местного Гидрометеорологического института: «Перед рассветом 26 апреля 1966 г. я проснулась от ужасного гула, а может быть, и от света... За окном, выходящим на юг, полыхали зарницы. Мне показалось, что это необычайной силы гроза... В ночь с 9 на 10 мая я спала во дворе. Проснулась, как и в первый раз, от сильного гула и хорошо видела, что примерно с южной стороны над крышами домов словно бы вырвался из-под земли гигантский факел (в несколько метров в поперечнике), довольно четко очерченный по краям, но размытый в верхней части. Оторвавшись внизу, он взлетел вверх и исчез. Прекрасно было видно: факел

снизу был более узким, а далее округло расширялся, напоминая форму пламени колоссальной свечи. Мне даже показалось, что я слышу страшное шипение, похожее на то, что сопровождает бушующее пламя. Вслед за гулом началось сильное землетрясение»...

Имеются сообщения и других наблюдателей.

### Электрические явления

Возмущения атмосферно-электрического поля, предшествующие землетрясениям, описаны многими авторами. Е. А. Чернявский (1936) одним из первых наблюдал электрическую аномалию за несколько часов до сильного землетрясения. Наблюдения проводились в Джалалабаде, а эпицентр располагался на расстоянии более 100 км (по-видимому, Куршабское землетрясение 1924 г.;  $M=6\frac{1}{2}$ ). Аналогичные аномальные изменения потенциала теллурических токов и напряженности электрического поля атмосферы были установлены и зарубежными исследователями (Schultetus, 1932; Matsuzava, 1964; Rikitake, 1966 и др.).

Попытку объяснить физическую природу этих явлений сделали недавно Г. А. Соболев и В. Н. Морозов (1970), наблюдавшие локальные возмущения электрического поля в связи с землетрясениями на Камчатке.

Нарушение электрического поля атмосферы было зарегистрировано за 5 часов до Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. (Церфас, 1971). Наблюдения проводились в районе расположения ЦСС «Ташкент». Аномалии предшествовали и сопутствовали отдельным наиболее сильным повторным толчкам землетрясения.

У нас имеются и другие факты, косвенно указывающие на появление во время и до Ташкентского землетрясения высоких электрических полей в системе Земля — атмосфера. Часть из них получена путем опроса свидетелей, другие наблюдал сам автор. Среди них сообщения об искрении близко расположенных, но не касающихся друг друга электрических проводов; голубоватом свечении внутренней поверхности стен домов в эпицентральной зоне землетрясения и др.

На сейсмическую станцию поступило несколько сообщений о самопроизвольном загорании люминесцентных ламп незадолго до подземных толчков: «Перед землетрясением 26 апреля около 5 часов утра я заметил светящиеся люминесцентные колбы ламп. Они висели в самом темном углу комнаты. Вначале я подумал, что забыл их выключить. Убедившись в том, что они выключены, я все же еще раз про себя отметил: лампы слегка светятся — в полумраке хорошо были видны очертания футляра, в который они вмонтированы, и шнур проводки».

Самозагорание люминесцентных ламп в дневное время перед сильными подземными толчками наблюдали сотрудники Управле-

ния кабельных и радиорелейных магистралей на ул. Навои, в центре плейстоценовой области.

На территории ЦСС «Ташкент» с целью геоакустических наблюдений в августе 1966 г. была пробурена полукилометровая скважина. Верхние 40 м были обсажены стальной трубой. Остальная часть, представленная отложениями каменного лесса (мергель), осталась необсаженной. В скважину на семи коаксиальных экранированных кабелях были опущены и заилены геоакустические приемники, а на одном кабеле — «метелка» своеобразной антенны из нержавеющей стали. На глубине 500 м от поверхности земли расположилась основная, большая, капсула, а на глубине 300 и 100 м — по одной малой. Основная капсула представляет собой стальную трубу диаметром 10 см и длиной 1 м. В ней размещены один вертикально расположенный геофон СЭД-6 с внутренним электрическим сопротивлением 300 Ом и трехкомпонентная установка из сейсморазведочных приемников типа СПЭД. Токпроводящая линия геофона состоит из двух коаксиальных проводов с заземленными внутри капсулы экранами. К каждому сейсмоприемнику СПЭД подключено по одному кабелю и токопередача осуществляется во внутренней жиле и экранирующей оплётке. Свободное пространство в основной капсуле, так же как и в двух малых, в которых на коаксиальном кабеле подвешены по одному вертикальному сейсмоприемнику типа СПЭД, заполнено эпоксидной смолой. Таким образом, создана надежная гидроизоляция снаряда. Экранирующая оплётка антенны заземлена у устья скважины, а сама антенна — на глубине 500 м от поверхности земли.

Примерно через неделю после оборудования скважины, 7 сентября 1966 г., в 22—23 часа по местному времени было обнаружено интенсивное стекание электрического заряда с внешних концов центральных жил геофона. Специфический треск был слышен на расстоянии 2—3 м от торчащих над землей концов кабеля. При приближении наблюдателя к проводу частота треска увеличивалась, и звуковой эффект преобразовывался в непрерывное интенсивное шипение. Это явление продолжалось в течение 8—10 мин. и затем прекратилось; через 5 мин. возникло вновь и спустя 2—3 мин. исчезло. Повторилось оно через 2 дня, но было менее продолжительное и ощущалось в виде отдельных тресков. При промере электрического сопротивления кабеля оказалось, что его центральная жила на глубине около 500 м пробита на экранирующую оплётку. Поскольку подъем кабеля на поверхность земли был практически невозможен, кратковременной подачей электрического импульса напряжением 300 в временно было устранено замыкание проводов на полукилометровой глубине.

Однако через некоторое время снова последовал пробой, и наблюдения за стеканием электрического заряда после этого были прекращены. Причиной пробоя было возникновение большой разности электрических потенциалов между экранирующей оплёт-

кой и центральной жилой кабеля. Величина электрического напряжения оценена в 5—10 кВ.

Это было единственное наблюдение проявления высокого электрического заряда.

#### Аномалии в ионосфере

Некоторые исследователи указывают на изменение параметров ионосферы и условий распространения радиоволн, возникающих в связи с землетрясениями. Так, за час до и через полчаса после Аляскинского землетрясения 28 марта 1964 г. наблюдались эффекты, вызванные, по мнению исследователей, приходом в зону полярной ионосферы инфразвуковой волны, возникшей до землетрясения (Devies, Raker, 1965). Отмечается рост критической частоты слоя  $F_2$ , последовавший за этим землетрясением (Leonardo, Varner, 1965).

Такого же мнения придерживаются А. В. Таранцев и Я. Г. Бирфельд, полагая, что катастрофическим землетрясениям предшествуют возмущения ионосферы в полярных широтах, обусловленные длиннопериодными колебаниями земной поверхности в районе эпицентра готовящегося землетрясения.

М. Г. Анцилевич (1971) исследовал материалы наблюдений магнитно-ионосферной станции Института сейсмологии, расположенной в Янгйбазаре в 25 км к востоку от эпицентра Ташкентского землетрясения. Отмечено незначительное возрастание критической частоты слоя  $E$  на 0,12 мГц, которое не объясняется воздействием солнечной активности. Никаких аномалий в слое  $F_2$  не обнаружено. Каких-либо аномалий в магнитном поле Земли на указанном расстоянии от эпицентра обнаружить не удалось.

С целью изучения состояния ионосферы в связи с Ташкентским землетрясением мы сопоставили ионограммы Янгйбазарской магнитно-ионосферной станции и Алмаатинской МИС, удаленной от эпицентральной области на 700 км и поэтому принятой за контрольную (Датченко, Уломов, Чернышева, 1972). Для Ташкента и Алма-Аты были рассчитаны профили электронной концентрации. В результате за 3—4 часа до разрушительного землетрясения над Ташкентом в ионосфере обнаружено увеличение электронной плотности. Природу появления аномалий незадолго до землетрясения, по нашему мнению, нельзя объяснить возникновением интенсивных инфразвуковых упругих волн в очаге готовящейся подвижки горных пород. ЦСС «Ташкент», расположенная непосредственно над очаговой областью, не могла не зарегистрировать эти волны, если бы они действительно были. Ташкентскому землетрясению, как и большинству других подземных катастроф, не предшествовали сколько-нибудь заметные аномалии в сейсмическом поле Земли и в этом смысле подземный толчок произошел неожиданно. Как уже отмечалось, разрыв пород в очаговой об-

ласти, скорее всего, имел квазипластический характер, и поэтому не предвлялся форшоками.

Не исключено, как предполагает А. А. Воробьев (1970), что в период пластической деформации в зоне готовящегося разрыва возникает большой электрический ток, нагревающий и ослабляющий механическую прочность пород, а также перераспределяющий электрические заряды в системе Земля — атмосфера.

Таким образом, во время землетрясения и незадолго до него вблизи очаговой области могли возникать большие электрические возмущения, которые регистрировались как над земной поверхностью, так и при помощи наблюдений в скважинах. Они, по-видимому, связаны с развитием микротрещин и квазипластическим течением пород в области очага.

Величина электрического потенциала может достигать нескольких тысяч вольт и соответствовать десяткам вольт на каждый метр глубины. Появление аномалий в ионосфере перед землетрясением можно объяснить возникновением квазипластической деформации пород в области очага готовящегося землетрясения и, как следствие, перераспределением электрических зарядов в системе Земля — атмосфера. Не исключено, что с этим связаны и световые явления, сопровождающие крупные землетрясения.

### Гидрорежимные предвестники землетрясений

Вода широко распространена на Земле. В литосфере ее содержится почти столько же, сколько в гидросфере (более одного млрд. км<sup>3</sup>). Область распространения воды в земной коре простирается до глубины 20—30 км и более. Этот же интервал глубин характеризуется максимальной сейсмичностью. Значительное количество воды находится в связанном состоянии и входит в состав минералов и горных пород. Другая часть воды заполняет поры и трещины пород и минералов. Поэтому необходимо рассматривать ее как составную часть среды, где развиваются сейсмические процессы.

Вся вода Земли, глубинного и поверхностного происхождения, постоянно взаимодействует между собой, а также с атмосферой и литосферой. Поэтому движения и деформации земной коры, с одной стороны, могут определенным образом влиять на изменения нормального режима подземных вод (уровень, температуру, химический состав, условия питания и др.), поставляя таким образом на земную поверхность информацию о глубинных тектонических процессах. С другой стороны, сама вода может содействовать возникновению землетрясений.

Изменение режима подземных вод в связи с землетрясениями отмечается давно. Отечественные и зарубежные ученые рассматривают эти явления не только с позиций воздействия землетрясений на пресные и термальные источники, но и с точки зрения вы-

яснения возможностей гидрологического предсказания землетрясений. На физическую природу выделений из источников газа при удаленных землетрясениях указывал еще Ф. Е. Зюсс, который объяснял это прохождением через область источников упругих волн, частота которых близка к звуковой. При этом может происходить «вскипание» воды, сопровождаемое выбросом накопившихся в трещинах осадков, или временное исчезновение источника (Hoernes, 1910).

R. Hoernes (1910), T. P. Rothe (1941), O. E. Meinzer (1942), R. C. Vorhis (1953) и др. описывают различные типы изменений грунтовых вод, вызванные сейсмическими причинами. Известный американский гидрогеолог О. Е. Майнцер приводит, в частности, сведения о гидрогеологических изменениях, связанных с землетрясениями: «Подъем и падение уровней воды в колодцах; помутнение воды в источниках и колодцах; уменьшение, увеличение или полное прекращение стока источников и заполнение колодцев; увеличение или уменьшение температуры воды в источниках или колодцах; увеличение или уменьшение количества газа, выделяемого ими; выделение сероводорода, которое обычно не наблюдается; изменение минерального состава воды; появление новых источников; подъем грунтовых вод к поверхности в результате погружения земли или открытия трещин; усиленное выбрасывание воды, грязи или смеси песка и воды из трещин. Многие из этих изменений только временные, но некоторые постоянны» (Meinzer, 1942).

В нашей стране первые количественные гидросейсмические исследования были проведены в 1901—1902 гг. Ф. Мольденгауером (Moldenhauer, 1912), который, систематически наблюдая за термоминеральным источником в Боржоме, установил зависимость между нарушениями регулярной периодичности (интермиттенций) источника и сейсмическими явлениями на Кавказе. При этом обнаружилось, что часто аномалии в гидрорежиме появляются за несколько часов до землетрясения. Работы Ф. Мольденгауера обсуждались в Постоянной центральной сейсмической комиссии и Геологическом комитете Императорской Академии наук и были отнесены к числу важнейших научных направлений в сейсмологии, развитие которых необходимо, в частности, для отыскания метода предсказания землетрясений (Голицын, 1912).

Однако гидросейсмологические исследования, к сожалению, практически не получили дальнейшего развития в нашей стране. За рубежом (США, Япония) они были продолжены и существенно систематизированы (Vorhis, 1953; и др.). В последние десятилетия количественные сейсмогидрогеологические наблюдения проводятся Геологической службой и различными исследовательскими организациями США и Японии (Blanchard Perry, 1935; Rexin, 1952; Davis, Vorts, Wilson, 1953; Hatuda, 1953; и др.).

Исследования природы Ташкентского землетрясения 1966 г. позволили нам возродить в отечественной сейсмологии методы

гидрогеохимии (Ulomov et al., 1967; Sadovsky, Ulomov et al., 1972; Уломов, Мавашев, 1967; Уломов, 1968; и др.).

Землетрясения вызываются преимущественно резкими сдвиговыми перемещениями горных пород в недрах земной коры или в более глубоких горизонтах, что обусловлено предельно накопившимся упругими напряжениями, которые в конечном итоге разрушают твердую среду. Результаты геодезических и других деформографических исследований в эпицентральных зонах указывают на предшествующие разрыву этапы упруго-пластического деформирования горных пород в области очага назревающего землетрясения.

Особенности деформирования земной коры в период, предшествующий Ташкентскому землетрясению 1966 г., выявлены нами также в результате анализа содержания радона в термоминеральных водах Ташкентского артезианского бассейна.

Глубина залегания водоносного горизонта в сенноманских отложениях 1300—2400 м (рис. 56). Водный бассейн питается атмосферными осадками и поверхностными водами в предгорных частях При-

Рис. 56. Схематический вертикальный разрез очаговой области и механизм поступления радонсодержащей воды.

1—сжимающие упругие напряжения; 2—механизм перемещения пород в результате разрыва; 3—пути поступления «выжимаемой» из очаговой области воды в артезианский бассейн; 4—гипоцентры основного землетрясения и его афтершоков.

ташкентского района, а также за счет миграции воды глубинного происхождения, изменение содержания радона в которой и определяет вариации количества инертного газа в термоминеральном бассейне. Ташкентская минеральная вода характеризуется слабой радиоактивностью (5—6 эман) и относительно высокой температурой (около 60°C).

Радон — инертный газ и попадание его в воду обусловлено диффузией из капилляров породы, эманированием. Как установлено, эманирование определяется в основном структурой породы, наличием в ней ходов, по которым радон, выделившийся из радия, попадает в окружающую среду. Интенсивному выделению радона, очевидно, способствуют разрушение кристаллических решеток минералов и развитие в породе сети капилляров (Вернадский, 1960).

Для изучения особенностей деформирования земной коры в области очага Ташкентского землетрясения и поиска возможных его предвестников нами были отобраны данные замеров содержания радона, полученные в 1956—1966 гг. в бальнеологических

целях Институтом курортологии и физиотерапии им. А. Н. Семашко. Пробы воды брались в устье глубокой скважины вблизи (1—1,5 км) плейстоценовой области Ташкентского землетрясения. Произведя соответствующую статистическую обработку неравномерно расположенных во времени и не всегда равноценных дискретных данных о концентрации радона, мы получили сведения

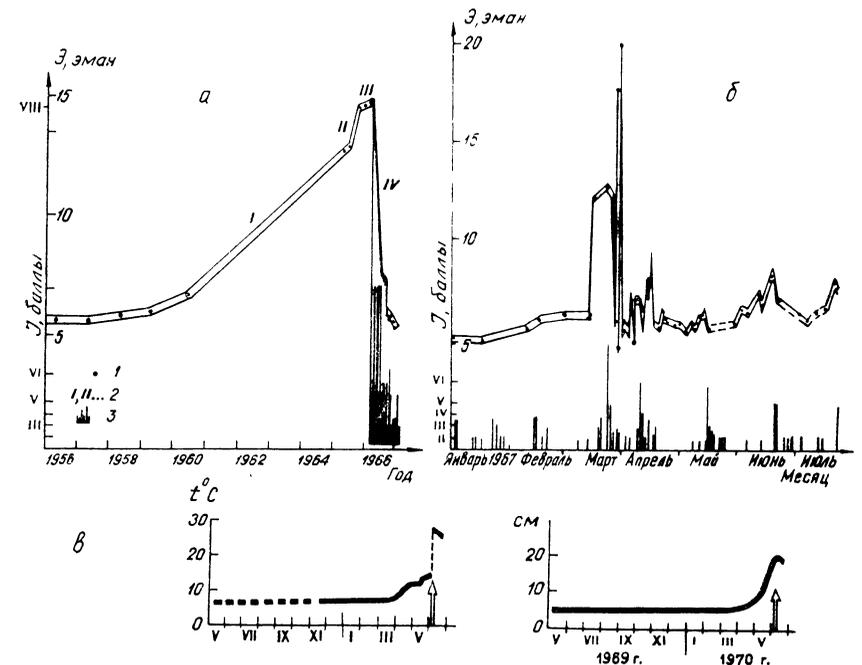


Рис. 57. Вариации радона (а, б), температуры и напора (в) термоминеральной воды:

а—перед Ташкентским землетрясением 1966 г.; б—во время его афтершоков: 1—интенсивность сотрясений в баллах; Э—концентрация радона в эманах (1 эман=10<sup>-10</sup>кюри/литр); в—в скважинах курорта «Джеты-Огуз» перед землетрясением в районе г. Пржевальска (1970 г., М=6<sup>1</sup>/<sub>2</sub>).

об изменении содержания радона в Ташкентском артезианском бассейне (рис. 57 а, б).

Анализ полученных результатов с позиций механики деформирования сплошных сред позволил выделить четыре этапа деформирования горных пород в области очага землетрясения, обусловивших, по нашему мнению, эти газовые вариации (рис. 57 а).

1. Первый, наиболее продолжительный этап (до 1964—1965 гг.), характеризуется накоплением упругих напряжений и механическим уплотнением пород в очаговой области готовящегося землетрясения (закрытие пор, мелких трещин, деформация менее твер-

дых включений и т. п.). Это способствует повышению порового давления и усилению растворения радона в термальной воде, поступающей снизу по трещинам в своеобразную ловушку — артезианский бассейн.

2. Второй этап (середина 1965 г.) соответствует интенсивным преимущественно сдвиговым упругим деформациям, которые возникают вслед за предельным механическим уплотнением пород и, вероятно, сопровождаются нарушением кристаллических решеток минералов, возникновением ультразвуковых колебаний, растяжением пород и появлением в них новых трещин, заполняющихся водой. В результате в течение трех-четырех месяцев концентрация радона в ювенильной воде быстро возрастает и почти достигает 15 *эман*, что примерно в 2,5 раза больше уровня 1956 г. (5—6 *эман*).

3. Третий этап (конец 1965 — начало 1966 гг.) включает в себя квазипластическое течение (деформацию) обводненных горных масс и характеризуется стабилизацией поступления радона. Этот этап является критическим, длится в течение нескольких месяцев и завершается резким сдвиговым перемещением горных пород — землетрясением.

4. Четвертый, заключительный, этап характеризуется быстрым максимальным снятием упругих напряжений в очаговой области в результате землетрясения. Этот процесс завершается серией упруго-пластических, разрывных нарушений (повторные толчки), способствующих, в конечном итоге, восстановлению упругого равновесия в области очага и прежнего режима поступления в артезианский бассейн глубинных вод, а, следовательно, и радона.

Полученная нами кривая содержания радона аналогична по конфигурации графикам деформации земной поверхности, построенным по геодезическим данным в эпицентральных зонах сильных землетрясений (Tsubokawa et al., 1965; Hayashi, 1956; Meschegikov, 1968 и др.). В нашем случае продолжительному прогностическому «геодезическому» этапу  $\beta$  соответствуют II и III этапы, а IV совпадает с «геодезическим» этапом  $\gamma$ . Вековые движения  $\alpha$  в вариациях радона, видимо, соответствуют этапу I и интервалу времени до 1958 г.

Как показывают результаты геодезических наблюдений, характер медленных прогностических движений земной поверхности ( $\beta$ ) и относительно быстрых перемещений ее после землетрясения ( $\gamma$ ) может быть самым разнообразным и зависит, по-видимому, от механизма очага землетрясения и степени локальной раздробленности земной коры. Иными словами, движения  $\beta$  и  $\gamma$  могут быть как положительными, так и отрицательными, т. е. соответственно выражаться в подъеме или опускании земной поверхности. Точно так же не исключена негативная конфигурация и кривой содержания радона до и после землетрясения.

Отсутствие частых замеров концентрации радона в течение первых трех месяцев после Ташкентского землетрясения не по-

зволяет выявить вполне возможные колебания газового компонента, обусловленные быстрым дроблением пород, и свидетельствует лишь об общем спаде содержания радона в период наиболее сильных повторных сейсмических толчков.

В результате организации в 1966 г. более частых замеров удалось установить, что незадолго до сильных повторных толчков ( $K=9-11$ ) в ряде случаев также наблюдалось заметное увеличение концентрации радона в термоминеральной воде (см. рис. 57 б). Так, в ночь с 14 на 15 марта 1967 г. содержание радона резко повысилось с 6 до 12 *эман*, продержалось на этом уровне в течение недели, а 24 марта, т. е. спустя более восьми месяцев после сильных июньских и июльских афтершоков 1966 г., произошел почти 7-балльный повторный толчок ( $K=10-11$ ). Затем концентрация радона стала резко варьировать в диапазоне от 4 до 20 *эман*, приближаясь к нормальному уровню. Сходная картина наблюдалась и во время более слабых толчков. Не исключено, что в случае афтершоков механизм поступления радона в артезианский бассейн несколько иной. В частности, увеличение концентрации инертного газа в термальной воде может быть вызвано звуковым и ультразвуковым излучением, возникающим в очаге при микропотрескивании пород и разрушении зерен минералов (Андреев и др., 1960; Грацинский и др., 1967 и др.).

Независимо от природы обогащения подземных вод у радона есть ряд свойств, которые можно использовать при поисках методов прогнозирования землетрясений. Радон (как инертный газ) по пути к поверхности Земли не вступает ни в какие химические реакции. Это радиоактивный элемент, имеющий короткую жизнь: период его полураспада немного больше трех с половиной суток. Благодаря этому радон можно использовать для наблюдения за относительно быстро меняющимися во времени современными предсейсмическими тектоническими движениями.

В результате обследования эпицентральной области 8—9-балльного землетрясения в районе Пржевальска (1970 г.) нами выявлены и другие прогностические возможности гидросейсмического метода (Уломов, 1971; Sadovsky, Ulomov et al., 1972). Собранные и проанализированы данные о режиме минеральной воды, изливающейся из скважин курорта «Джеты-Огуз», расположенного в 30 км к западу от эпицентральной области землетрясения. Предшествующие землетрясению (стрелки на рисунке 57 в) аномалии гидрорежима проявились в существенном увеличении напора и температуры воды двух неглубоких (до 200 м) скважин курорта. Обе аномалии возникли примерно за два месяца до землетрясения. Аналогичная аномалия наблюдалась и в концентрации радона (Уломов, 1971).

Благодаря нашим исследованиям гидросейсмические (или сейсмогидрологические) методы включены в программу по поиску предвестников землетрясений, а в Институте сейсмологии АН УзССР в 1967 г. создана специализованная гидрогеохимичес-

кая лаборатория. В результате изучения вариаций режима термальной воды Ташкентского артезианского бассейна обнаружены и другие изменения в химическом и газовом составе воды, вызванные землетрясением. Предложен способ контроля за изменением степени деформирования горных пород в их естественном залегании (Уломов, Кравцов и др., 1972)

В заключение следует отметить, что гидросейсмологические исследования последнего десятилетия указывают на существенную роль воды в формировании самих очагов землетрясений. Так, динамичность тектонической обстановки зависит от соотношения гидростатического и порового давления в породах. Повышение порового давления, например, в районах современной тектонической активности заметно ослабляет прочность пород, приводит к развитию микро- и макротрещин, а в конечном итоге — и к землетрясению. К подобным проявлениям сейсмичности относятся, прежде всего, техногенные землетрясения, возникновение которых обусловлено деятельностью человека. Можно привести целый ряд примеров повышения сейсмической активности участков земной коры и возникновения сильных землетрясений в связи с созданием крупных искусственных водоемов (около плотин в США, Греции, Италии, Индии, Родезии, Новой Зеландии) и с закачкой химических растворов в глубокие скважины (США). Это создает не только дополнительную нагрузку, деформирующую земную кору, но и существенно повышает давление жидкости в зоне дробления пород местных тектонических разломов (Hubbert, Rubey, 1959; Ewans, 1964; Legget, 1969; и др.).

Проблема сейсмических явлений, связанных с заполнением крупных водохранилищ, рассматривается в настоящее время в международном масштабе (ЮНЕСКО, Международная ассоциация по сейсмологии и физике недр Земли и др.).

На территории Ташкентского геодинамического полигона подобные исследования ведутся в районе строительства Чарвакского гидроузла.

Итак, вода играет важную роль в динамике земной коры. Связь между землетрясениями и режимом подземных вод может быть прямой и обратной. В первом случае гидрорежимные изменения происходят в результате землетрясения, во втором случае они предшествуют ему и даже могут быть его причиной.

Исследования режима подземных вод приобретают особое значение в связи с проблемой разработки методов предсказания землетрясений. Система скважина—водоносный горизонт может явиться надежным индикатором роста упругих напряжений и предварительных деформаций в области очага готовящегося землетрясения. Изучение различных гидрорежимных изменений позволит получить дополнительную информацию о физико-химических и других процессах в очагах землетрясений.

## Автоматизация сейсмологических наблюдений на Ташкентском геодинамическом полигоне

Развитие сейсмологических исследований и, в первую очередь, в области прогноза землетрясений приводит к необходимости существенного изменения способов и методов инструментальных наблюдений, техники регистрации и обработки получаемого материала. В связи с ростом объема информации, оперативностью ее обработки и интерпретации возникает необходимость автоматизации всей системы получения — обработки данных.

До недавнего времени основным направлением улучшения сейсмологической службы было конструирование новых все более чувствительных и точных приемников, действующих независимо друг от друга. Сейчас следует ориентироваться на создание целых систем устройств, обеспечивающих согласованное получение, регистрацию, сбор, хранение и переработку информации, которая должна быть совместно обработана и интерпретирована. В такой ситуации одним из наиболее перспективных направлений в сейсмологических и других геофизических и геохимических исследованиях становится создание групп приемных устройств с централизованной регистрацией, оцифровкой информации в центре сбора и вводом ее в вычислительную машину.

В настоящее время в ряде стран уже существуют подобные группы, связанные с центром сбора кабелем или радиоканалом с дискретной или непрерывной обработкой информации на ЭВМ. В нашей стране такие системы наблюдений только начинают развиваться и в сейсмологической практике еще не применяются.

Организация Ташкентского геодинамического полигона поставила перед нами задачу создания в кратчайший срок и с наименьшими затратами постоянно действующей системы сейсмотелеметрических наблюдений (СТЕН) (Катренко, Уломов, 1972). Центр сбора данных (ЦСС «Ташкент») должен автоматически с помощью ЭВМ осуществлять поиск полезной информации и ее немедленную обработку. Конструирование системы СТЕН прежде всего базировалось на анализе ряда основополагающих принципов телеметрии: параметры информации, шумы и погрешности, способы передачи и их помехоустойчивость, дальность передачи и др. Для повышения точности, объема, простоты технической реализации и дальнейшей оцифровки передаваемой информации оптимальным был признан динамический диапазон 60 дцб. Частотный диапазон обусловлен сейсмологическими задачами и определен в 0,5—10 гц.

Сейсмотелеметрический канал частично состоит из промышленных узлов (сейсмоприемник, радиостанция, регистр), частично — из специально разработанной аппаратуры ввода в канал связи и вывода из него сейсмической информации (усилители, фильтры, модулятор, демодулятор). В качестве сейсмоприемника используется снаряд типа СБУ-В в скважинном варианте наблюдений и сейсмоприемник СКМ — при наземных сейсмических

пунктах. Регистрация данных в центре сбора осуществляется в аналоговом виде на регистроре с видимой чернильной записью — РВЗТ, а также путем регистрации на магнитную ленту в цифровом коде регистрации — СЦР.

Как показали специальные исследования, при передаче информации по сейсмотелеметрическому каналу искажений волновой картины практически не происходит. В настоящее время для непосредственного ввода информации в ЭВМ проводятся работы по комплексированию блоков непрерывного цифрования волновой картины, поиска полезного сигнала на фоне помех и автоматического включения ЭВМ в работу при поступлении с линии задержки полезной информации.

Система приемных пунктов сейсмотелеметрических наблюдений, действующая на Ташкентском полигоне с сентября 1970 г. имеет форму треугольника со сторонами 40, 50 и 60 км (см. рис. 28). Центр сбора данных находится внутри треугольника и является четвертой самостоятельной точкой приема сейсмологической информации. Максимальное удаление телеметрических пунктов от центра не превышает 33 км. Центр сбора оборудован глубокой (2,5 км) скважиной, сейсмоприемник в которой играет роль запускающего устройства ЭВМ. Эксплуатация системы СТЕН в непрерывном режиме в течение нескольких лет продемонстрировала надежность и высокое качество получаемого сейсмографического материала (рис. 58).

Одной из задач явилась теоретическая и экспериментальная оценка возможностей системы СТЕН в определении местоположения источника сейсмических колебаний в пространстве и во времени. За основу принят способ определения координат очагов землетрясения по разностям времен прихода продольной сейсмической волны на сейсмотелеметрические пункты. Для четырех пунктов в предположении об однородности среды и точности источника упругих волн задача решается в полярной системе координат. Оценена величина ошибки снятия фазы  $\sigma$  с сейсмограммы, оказавшаяся в зоне радиусом до 60 км менее 0,05 сек., в зоне до 200 км  $\sigma \leq 0,09$  сек., а в зоне более 200 км  $\sigma \leq 0,016$  сек.

Поскольку площадь, занимаемая системой СТЕН, составляет  $\sim 1000$  км<sup>2</sup>, а полигона  $\sim 10\,000$  км<sup>2</sup>, то основной объем регистрируемых землетрясений лежит вне группы, а точность определения координат очагов существенно зависит от их местоположения относительно треугольника станций. Расчеты показывают, что зона определения гипоцентров ограничивается областью радиусом 60 км, а зона определения эпицентров — в 200 км относительно центра СТЕН. Что касается азимутов, то ошибка в их вычислении с расстоянием меняется мало. Внутри площади группы ошибка в определении координат эпицентров землетрясений не превышает  $\pm 1$  км. В зоне кольца радиусом 30—60 км от ЦСС «Ташкент» точность падает до  $\pm 2 \pm 5$  км, в зоне 60—200 км — от  $\pm 5$  до  $\pm 15$  км. На расстоянии, превышающем 200 км от центра

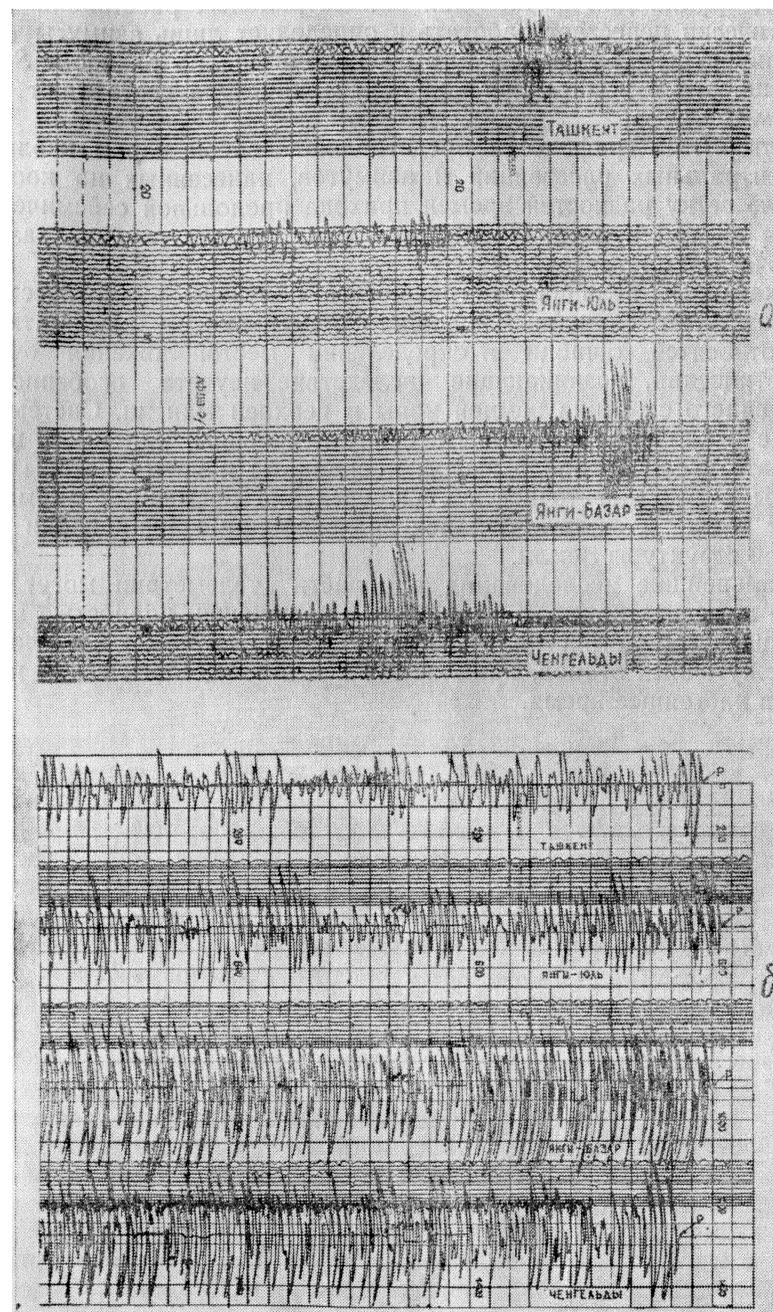


Рис. 58. Примеры записей землетрясений, зарегистрированных Ташкентской сейсмотелеметрической группой.

СТЕН, группа для вычисления эпицентральных расстояний ( $\rho_x$ ) практически перестает работать и определяет лишь азимуты ( $\varphi_x$ ) на эпицентры. В этих случаях  $\rho_x$  находится по разности  $S-P$ , погрешности в вычислении координат эпицентра составляют  $\pm 20 \pm 30$  км.

Алгоритмы графически представляют собой карты изолиний эпицентральных расстояний и азимутов, нанесенных на координатную сетку разностей времен прихода продольной сейсмической волны на три пункта. Параметром карт служит глубина залегания очага землетрясения.

Указанные величины погрешностей получены аналитически и соответствуют случайным ошибкам измерений. К систематическим относятся ошибки в определении местоположения очагов землетрясений, возникающие вследствие неучета особенностей внутреннего строения земной коры и верхней мантии. Систематические отклонения могут быть скорректированы, например, в результате исследований взрывов, координаты и время которых известны с высокой точностью. Определение временных аномалий имеет также и самостоятельное значение при зондировании глубинной структуры Земли.

Дальнейшие исследования в области телеметрии могут еще более повысить качество наблюдений и, наконец, полностью замкнуть цепь «землетрясение — вычислительная машина» без участия промежуточных этапов, применяющихся в сейсмологической практике в настоящее время.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Средняя Азия — одна из наиболее сейсмоактивных областей Советского Союза. На всей ее территории очаги землетрясений расположены в пределах земной коры и главным образом в ее «гранитной» толще. Исключение составляет район Памиро-Гиндукуша, где сейсмогенной является вся толща литосферы, аномально погруженной в астеносферу. Изучение распределения очагов землетрясений в пространстве и во времени позволяет выявить определенные закономерности в деформировании земной коры Средней Азии. В частности, к ним относится корреляционная связь между сейсмичностью и глубинным строением, сейсмическим режимом и особенностями современного деформирования литосферы и др.

Глубинный рельеф подошвы земной коры, как и ее поверхностная структура, — один из основных показателей истории тектонического развития региона. Утолщение земной коры Памиро-Тянь-Шаня, сформировавшейся в новейшее время из относительно тонкой коры молодой эпипалеозойской платформы, как и вся современная тектоника орогенической области Средней Азии, представляет собой остаточные деформации литосферы, созданные интенсивными горизонтальными геодинамическими напряжениями, действующими со стороны Индийской и Таримской древних платформ, а в конечном итоге — со стороны Памиро-Гиндукуша. Поэтому для восстановления картины деформирования земной коры и возникновения эпиплатформенного орогена следует рассматривать остаточные деформации коры в кинематическом и динамическом аспектах движения литосферных плит.

Очаги тектонических землетрясений представляют собой области остаточных деформаций ограниченных объемов земной коры. Их размеры находятся в прямой связи с величиной землетрясений. Возникновению землетрясений предшествуют продолжительные упруго-пластические деформации значительных объемов земной коры. Поэтому всестороннее изучение особенностей новейших и современных движений земной коры и взаимодействия ее блоков представляется наиболее перспективным путем к отысканию

способов долгосрочного прогнозирования землетрясений. В свою очередь, изучение особенностей деформирования очаговых областей отдельных землетрясений имеет существенное значение для понимания сейсмического режима больших территорий. Положительное решение важнейшей научно-технической проблемы краткосрочного прогноза сейсмических катастроф непосредственно связано с исследованиями очагов землетрясений и, прежде всего, физико-механических и других возможных процессов в них.

Разработанный нами метод сейсмических аномалий (МСА) дает возможность с помощью ЭВМ и графоаналитических построений изучать особенности глубинного строения основных границ в земной коре и верхней мантии. Этим методом для территории восточной части Средней Азии построена схема глубинного строения рельефа подошвы земной коры (поверхность Мохоровичича) и границы «гранит—базальт» (поверхность Конрада). На основании статистического материала сейсмологических и геолого-геофизических наблюдений можно судить о реальной картине глубинного строения, а также репродуцировать блоковую структуру верхней части литосферы. Блоки, представляющие собой квази-пластические глыбы земной коры и литосферы в целом, взаимодействуют друг с другом по разделяющим их зонам разломов различной протяженности и глубины.

Выявленное дугообразное в плане строение земной коры Памиро-Тянь-Шаня характеризуется существенным погружением подошвы земной коры от 40—45 до 55—60 км в направлении к центральным частям геоструктур и, по-видимому, отвечает реликтам каледонских и герцинских островных океанических дуг Тетиса. Тянь-шаньские дуги вогнуты в южном направлении, а впадины расположены в их тыловых частях. Подошва земной коры Памира также повторяет дугообразную форму его геологических структур. Дуги выгнуты на север, земная кора утолщается в южном направлении на Северном Памире (до 65—70 км) и в северном направлении — в Южном (45—50 км). Особенностью строения земной коры Памира является резкий скачок в толщине, соответствующий сейсмогенным глубинным (более 250 км) разломам Памиро-Гиндукуша и обусловленный удвоением толщины коры в Северном Памире.

Поверхность К в земной коре Памиро-Тянь-Шаня и активизированной части Туранской плиты является естественной границей между высокоактивным в сейсмическом отношении верхним («гранитным») и асейсмическим нижним («базальтовым») слоями коры. Эта поверхность залегает, как правило, согласно поверхности М и отстоит от нее не далее 20—25 км.

Поля упругих напряжений и деформаций являются важной геофизической характеристикой динамики земной коры. На территории Тянь-Шаня, как и в большинстве сейсмоактивных районов земного шара, наибольшим скалывающим напряжениям подвержен «гранитный» слой, а в Памиро-Гиндукуше вся литосфера

находится в неуравновешенном состоянии. Различия в сейсмическом режиме земной коры Северного и Южного Тянь-Шаня могут быть объяснены с позиции механики накопления тектонических нарушений.

Особенности повторяемости землетрясений различной величины и уровень сейсмической активности в разных по возрасту и прочности геоструктурах Средней Азии обусловлены последовательным вовлечением в тектоническую активизацию достаточно консолидированных участков земной коры окраинных частей молодой Туранской плиты и Центрально-Казахстанского щита. При этом разупрочнение или «старение» материала земной коры происходит с юга на север, т. е. от альпийских структур к герцинидам, а затем — к каледонидам и т. д. В этом же направлении понижается сейсмический фон слабых землетрясений, но возрастает вероятность появления крупных, поскольку переработка коры осуществляется путем «откалывания» больших блоков с последующим их дроблением.

Разработанная и примененная нами методика редуцирования структуры земной коры позволяет изучать наряду с вертикальными горизонтальные движения литосферы в период новейшей тектонической активизации. Анализ впервые построенных схем и карт, характеризующих новейшие движения, и сопоставление их с геолого-геофизической обстановкой в изучаемом регионе указывают на главенствующую роль горизонтальных движений в эволюции земной коры и всей литосферы Средней Азии.

Поле горизонтальных и геодинамических напряжений и деформаций земной коры Средней Азии неоднородно (неоднотипно) по структуре. Выделяются три основных типа поля, характеризующиеся преимущественно сжимающими, сдвиговыми и растягивающими напряжениями и деформациями. Наибольшие сжимающие напряжения свойственны земной коре Памиро-Алая и Северного Тянь-Шаня, сдвиговые — центральной части Среднего Тянь-Шаня, а растягивающие — восточной части Туранской плиты.

В связи с реологическими процессами, обеспечивающими релаксацию упругих напряжений в земной коре в течение примерно  $10^4$  лет, рассматриваемые поля геодинамических напряжений следует относить к современному (голоценовому) периоду. Однозначное соответствие деформаций земной коры, средних за новейшее ( $3 \cdot 10^7$  лет) время, сейсмическим полям свидетельствует об унаследовании современными деформациями новейших движений земной коры, что, в свою очередь, делает возможным привлечение результатов исследований новейших движений для задач сейсмического районирования.

Поле скорости тангенциальных новейших движений земной коры дополняет аналогичное поле, построенное только для вертикальной составляющей. Территории с низкими скоростями вертикальных движений характеризуются повышенными величинами горизонтальных перемещений и наоборот. В пределах таких тер-

риторий сейсмоактивные районы совпадают с участками наибольших градиентов скоростей тангенциальных движений. Примером служат сейсмоактивные зоны Ферганской межгорной впадины и Центральных Кызылкумов. Величины скоростей и их градиентов для горизонтальной составляющей движений значительно превышают аналогичные величины, характеризующие вертикальные тектонические движения.

Взаимодействие и деформирование блоков земной коры области перехода от территории новейшей тектонической активизации к молодой платформе находятся в непосредственной связи с динамикой литосферы всего Памиро-Алая и Тянь-Шаня. Значительное утолщение земной коры в Памиро-Алае и особенности проявления сейсмичности в этом районе указывают на удвоение толщины коры и литосферы за счет напоздания более чем на 200 км структур Памира на структуры Южного Тянь-Шаня. При этом в плане наблюдается поворот по часовой стрелке земной коры Памира.

Деформация кручения против часовой стрелки блоков земной коры, обусловленная в конечном итоге интенсивным горизонтальным перемещением пород по Таласо-Ферганскому разлому и сложным взаимодействием Памиро-Тянь-Шаньских блоков, создает в Центральных Кызылкумах рифтоподобные зоны растяжения и правых сдвигов земной коры (левосторонний в плане излом и «откалывание» литосферы восточной части Туранской плиты). Этим в свою очередь объясняется механизм очагов местных кызылкумских землетрясений и наблюдаемый здесь в последние годы процесс интенсивного трещинообразования на земной поверхности.

Выявление особенностей деформирования земной коры При-ташкентского района и Кызылкумов (синхронизм сейсмического режима, распределение полей сжимающих и растягивающих упругих напряжений и др.) позволяет подойти к долгосрочному прогнозу и проектированию исследований по поиску предвестников землетрясений в этих районах с новых позиций.

Комплексные исследования, проведенные нами при изучении природы Ташкентского землетрясения 1966 г. и его многочисленных повторных толчков, позволили получить дополнительные сведения об особенностях деформирования пород в очаговой зоне тектонического землетрясения. Инструментальные наблюдения, организованные в непосредственной близости от очага, дали возможность количественно оценить не только сейсмический эффект на земной поверхности в плейстоценовой области, но и целый ряд других физических параметров, характеризующих очаг землетрясения:

а) размеры, энергетические характеристики и положение в пространстве очаговой области землетрясения и его повторных толчков;

б) связь между величинами деформаций горных пород в очаге землетрясения и деформацией земной поверхности;

в) определенная закономерность в миграции и осцилляции очагов повторных толчков в пространстве и логарифмическая периодичность их возникновения во времени;

г) изменение во времени конфигурации графика повторяемости афтершоков, заключающееся в постепенном его спрямлении в процессе повторных толчков и разупрочнения очаговой области;

д) обнаружение гидрогеохимических предвестников основного землетрясения и его повторных толчков, сейсмических предвестников сильных афтершоков, электрических и других геофизических явлений, связанных с процессами в очаге землетрясения и свидетельствующих о пластических и растягивающе-разрывных деформациях пород очаговой области.

Процессы деформирования пород в очаговой области тектонического землетрясения аналогичны процессам деформирования крупных блоков земной коры в сейсмогенных районах. Прежде всего это относится к явлениям миграции и осцилляции очагов землетрясений, трансформации графиков повторяемости сейсмических толчков, к процессам упрочнения и разупрочнения материала земной коры, распределению сильных и слабых землетрясений в пространстве и во времени, роли воды в земной коре и отдельных сейсмических очагах и т. д. Все это еще раз указывает на необходимость совместного и согласованного изучения современных деформаций земной коры, физико-механических и химических процессов в очагах землетрясений.

С целью повышения оперативности сейсмической службы на Ташкентском геодинамическом полигоне разработана и создана система телеметрической передачи сейсмологической информации на расстояния до 30—40 км. Разрешающая возможность сейсмотелеметрической группы в определении времен вступления сейсмических волн на порядок выше аналогичных наблюдений дискретной системой станций, идентичных по динамическим параметрам. Разработана методика оперативной обработки получаемой информации с целью определения основных параметров очагов землетрясений (координаты, энергия). Сбор сейсмической информации в едином центре в электрической форме позволяет осуществлять ее автоматическую оцифровку и непосредственный ввод в ЭВМ, минуя ряд промежуточных операций.

Таким образом, проблема прогноза землетрясений может быть решена лишь при условии комплексного подхода к сейсмологическим исследованиям. Необходим огромный разносторонний фактический материал, полученный в реальных условиях, синхронный во времени и пространстве и высококачественный по своему исполнению. Существенную роль при этом должны играть автоматизация инструментальных наблюдений и широкое применение современной электронно-вычислительной техники.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов А. Г. [и др.]. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ, «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1961, № 2.
- Аки К., Пресс Ф. Строение верхней мантии под океанами и континентами по наблюдениям релеевских волн. В сб. «Верхняя мантия Земли», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Алексеев А. С. О природе волн и моделях строения земной коры по данным ГСЗ. «Материалы международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии», Киев, 1969.
- Алексеев А. С. Прямые и обратные задачи теоретической сейсмологии. Автореф. докт. дисс., М., 1966.
- Алексеев А. С., Гельчинский Б. Я. Об определении интенсивности головных волн в теории упругости лучевым методом, ДАН СССР, т. 118, 1958, № 4.
- Алексеев А. С., Гельчинский Б. Я. О лучевом методе вычисления полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами раздела. В сб. «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн», вып. III, изд. ЛГУ, 1959.
- Алексеев А. С. [и др.]. К вопросу о физической природе некоторых волн, регистрируемых при ГСЗ, «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1964, № 1.
- Алексеев А. С. [и др.]. Методика численного исследования горизонтальных неоднородностей мантии Земли по сейсмическим данным. «Труды X Генеральной ассамблеи «Европейской сейсмологической комиссии», т. I, М., 1970.
- Андреев С. С. Изучение глубинного строения земной коры при помощи обменных волн, регистрируемых при землетрясениях, «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1957, № 1.
- Андреев С. С. [и др.]. Исследование слабых землетрясений Юго-Западной Туркмении. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1954, № 2.
- Андреев П. Ф., Рогозина Г. М., Рогозин Ю. М. Экстракция урана из горной породы под влиянием ультразвука «Физ. химии», т. 34, 1960, № 11.
- Антоненко А. Н. О связи гравитационного поля с глубинным строением земной коры в Центральном и Северном Казахстане. «Изв. АН КазССР», сер. геол., (50), 1962, № 5.
- Антоненко А. Н., Дубровин Г. К. Разрез земной коры в Северном Казахстане (по данным глубинного сейсмического зондирования). «Советская геология», 1968, № 11.
- Анцилевич М. Г. Влияние Ташкентского землетрясения на магнитное поле Земли и ионосферу. В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.» Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Андыферов М. С. О возможности геоакустического прогноза местных землетрясений. Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму (3—7 июня 1968 г.), ч. 2, Новосибирск, 1969.
- Апродов В. А. Сходство и различия неотектоники и сеймотектоники Курило-Камчатской островной дуги и Азиатского мобильного пояса. В сб. «Активизированные зоны земной коры», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Аптикаев Ф. Ф. Сейсмические колебания при землетрясениях и взрывах. М., Изд-во «Наука», 1969.
- Арган Э., Арсланбеков Ш. У. Современные вертикальные движения на территории Кызылкумов и их отражение в рельефе. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1971.
- Артемяев М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 4.
- Артюшков Е. В. О возможности возникновения и общих закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах ДАН СССР, 153, 1963, № 1.
- Артюшков Е. В. Происхождение больших напряжений в земной коре «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1972, № 8.
- Архангельская В. М., Кузнецова И. М. Изучение верхних частей земной коры в Средней Азии по дисперсии поверхностных волн «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1969, № 5.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1, изд. 3, М.—Л., Гостехиздат, 1941.
- Архангельский А. Д., Федьнский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1936, № 1.
- Архипов И. В. Особенности истории развития Памира в альпийское время и его современная тектоническая структура. В сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Атлас землетрясений в СССР, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Афанасьев Г. Д. Состав и строение земной коры и геолого-петрографическое направление исследований в этой области. В сб. «Геохимия, минералогия и петрография», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Афанасьев Г. Д. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1966, № 11.
- Балакина Л. М. [и др.]. Напряженное состояние в очагах землетрясений Земли. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1967, № 6.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира и его положение в орогеническом поясе северного обрамления Индостанского сектора Гондваны, XXII сессия МГК, докл. сов. геолог., проблема 9, М., Изд-во «Недра», 1964.
- Батугин С. А. Напряженное состояние нетронутого массива горных пород и возможности его изучения Сб. тр. Кузбасск. политехн. ин-га, № 3, изд. КузПИ, Кемерово, 1968.
- Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез, «Советская геология», 1960, № 7.
- Белоусов В. В. Основные вопросы гестектоники изд. 2, перераб., М., Госгеоллиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков М., Изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов М., Изд-во «Наука», 1968.
- Белоусов В. В., Косминская И. П. Строение и развитие переходных зон между материками и океанами В сб. «Проблемы строения земной коры и верхней мантии», вып. М., Изд-во «Наука», 1970.
- Белоусов В. В., Субботин С. И. (ств. ред.). Связь поверхностных структур земной коры с глубинными, Киев, Изд-во «Наукова Думка», 1971.
- Беляевский И. А. Карта верхней мантии территории СССР. В кн. «Труды X Генеральной ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии (Ленинград, 3—11 сентября 1968)», т. 1, М., 1970.
- Беляевский И. А., Федьнский В. В. Изучение глубин Земли и проблемы сверхглубокого бурения «Советская геология», 1961, № 12.

- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С. Глубинное строение территории СССР, «Советская геология», 1967, № 11.
- Беляевский Н. А. [и др.]. Земная кора СССР, М., Изд-во «Недра», 1968.
- Беляевский Н. А. [и др.] Новые данные о структуре земной коры территории СССР. В кн. «Проблемы строения земной коры и верхней мантии». М., Изд-во Наука, 1970.
- Беляевский Н. А., Вольвовский И. С. Соотношения геологических глубинных структур земной коры континентального типа. В сб. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1971а.
- Беляевский Н. А., Вольвовский И. С., Рябой В. З. Сейсмическая расчлененность земной коры и верхней части мантии. В сб. «Природа сейсмических границ в земной коре». М., Изд-во «Наука», 1971б.
- Беньофф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. В сб. «Земная кора», ИЛ, 1957.
- Берзон И. С. Пространственная задача интерпретации годографов преломленных волн. Труды ИТГ АН СССР т. II, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Берзон И. С. Метод решения пространственной задачи интерпретации годографов минтроповских волн в случае преломляющих границ произвольной формы «Изв. АН СССР», сер. геофиз. т. XIII, 1949, № 6.
- Берзон И. С. [и др.] Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Берзон И. С. [и др.]. Волновые поля для тонкослоистых моделей области перехода от коры к мантии. В кн. «Геофизический сборник», вып. 31, изд. Ин-та геофиз. АН УССР, Киев, 1969.
- Берч Ф. Физика земной коры, ИЛ, 1957.
- Богданович К. И. [и др.]. Землетрясение в Северных цепях Тянь-Шаня. 22 декабря 1910 (4 января 1911 г.). Труды геологического комитета, нов. сер. вып. 89, СПб., 1914.
- Бондарчук В. Г. Основные вопросы тектоогенеза, Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Бончковский В. Ф. Изменения градиента электрического потенциала как одного из возможных предвестников землетрясений. Труды Геофизич. ин-та АН СССР, 1954, № 25, (152)
- Борисенко С. Г., Тубольцев В. М., Галушко П. Я. Сопоставление результатов изучения напряжений вокруг выработок методом фотоупругости и в натуре. «Уголь», 1964, № 2.
- Борисов А. А. Морфология поверхности Мохоровичича территории СССР и ее структурное значение. «Советская геология», 1964, № 4.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., Изд-во «Недра», 1967.
- Борисов А. А., Федынский В. В. Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие, тектонические движения и сейсмичность», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Булин Н. К. Некоторые данные о строении подкорового слоя на территории Туркмении. Бюлл. Моск. Об-ва испыт. природы, отд. геол., 38, вып. 1, 1963.
- Булин Н. К. Динамические характеристики глубинных сейсмических волн в Средней Азии «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1967, № 6.
- Булин Н. К. О современном напряженном состоянии верхних участков консолидированной земной коры. В сб. «Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы», изд. ВСРГЕИ Л., 1969.
- Булин Н. К. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры, Геотектоника, 1971 а, № 3.
- Булин Н. К. Современные напряжения в горных породах по данным измерений в подземных выработках СССР. «Геология и геофизика», 1971б, № 5.

- Буллен К. Е. Введение в теоретическую сейсмологию. М., Изд-во «Мир», 1966.
- Бунэ В. И. Проблема прогноза места и времени сильного землетрясения в Южно-Тянь-Шаньской зоне. В сб. «Физические основания поисков методов прогноза землетрясений», М., Изд-во «Наука», 1970.
- Бунэ В. И. [и др.] Методы детального изучения сейсмичности, Труды ИФЗ АН СССР, № 9 (176), 1960.
- Бунэ В. И., Введенская Н. А. Методические основы обзорного сейсмического районирования. В кн. «Сейсмическое районирование СССР». М. Изд-во «Наука», 1968.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань), М., Изд-во «Наука», 1964.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. В сб. «Разломы и горизонтальные движения земной коры», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Буртман В. С., Гурарий Г. З. Исследование внешней дуги Памира палеомагнитным методом. В сб. «Тезисы докладов VIII Конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма», ч. II, «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», М., ИФЗ, 1970.
- Бутовская Е. М., Уломов В. И., Яковлев В. Н. Первые опыты регистрации сейсмического эффекта взрывов в условиях грунтов Узбекистана, «Изв. АН СССР», сер. физ.-мат., 1957, № 3.
- Бутовская Е. М., Уломов В. И. Карта эпицентров Ферганской долины по инструментальным данным «Сейсмичность Узбекистана», вып. 1, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
- Бутовская Е. М., Уломов В. И. Годографы сейсмических волн и некоторые особенности строения земной коры в Средней Азии по данным записей мощных взрывов. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», Л., Гостехиздат, 1962.
- Бутовская Е. М. [и др.]. Бричмуллинское землетрясение 24 октября 1959, Труды Ин-та математики АН УзССР, № 27, 1963.
- Бутовская Е. М. [и др.]. Приташкентский и Южный сейсмические районы, Центральная часть Чаткальского хребта. В кн. «Сейсмичность Узбекистана», вып. 2, Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
- Бутовская Е. М. и др. Сейсмичность Восточной Ферганы. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Бутовская Е. М., Соколова И. А. Корреляция некоторых параметров сейсмического режима с неоднородностями коры. «Узб. геол. ж.», 1970, № 3.
- Бутовская Е. М. и др. Строение земной коры территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным. В сб. «Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Вадна Д. Н. Тектоника Северной Индии. Труды 17 сессии МГК, т. 2, 1939.
- Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг. В сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанск. рудн. пояса», АН СССР, 1963.
- Васильковский Н. П. К проблеме развития земной коры. Сб. «Деформ. пород и тектоника» М., «Наука», 1964.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. Материалы по региональной геологии. Труды Сиб. науч. исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, вып. 13, 1960.
- Васильковский Н. П., Репников М. П. Тектоника и сейсмичность северно-восточной части Ташкентского района. Ташкент, Изд-во УзФАН СССР, 1940.
- Введенская А. В. О поле смещений при разрывах сплошности упругой среды, «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1959, № 4.
- Введенская А. В. Возможности определения величин напряжений, действующих в очагах землетрясений. «Изв. АН СССР» сер. физика Земли, 1967, № 7.

- Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., Изд-во «Наука», 1969.
- Вегенер Л. Происхождение материков и океанов. ИЛ, 1925.
- Вейцман П. С. [и др.]. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных в районах Северного Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Юго-Западной Туркмении. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», М., Гостоптехиздат, 1962.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. IV, кн. 2, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 11.
- Виноградов С. Д. Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Виноградов С. Д., Мирзаев К. М. Группирование упругих импульсов при разрушении образцов из неоднородных материалов. «Изв. АН СССР», сер., физика Земли, 1968, № 7.
- Воларович М. П. Исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. Геофиз. сб. № 9, Киев, Изд-во «Наукова думка», 1964.
- Воларович М. П. Скорости продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 40000 кг/см<sup>2</sup>. В кн. «Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры», М., 1968.
- Воларович М. П., Левыкин А. И. Измерения скоростей упругих продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 40000 кг/см<sup>2</sup>. ДАН СССР, т. 165, 1965, № 6.
- Воларович М. П., Галдин Н. Е. Исследования скоростей продольных волн в образцах изверженных и метаморфических пород при давлениях до 20.000 кг/см<sup>2</sup>. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1966, № 3.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным. «Советская геология», 1962а, № 1.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. О природе региональных аномалий Бухаро-Хивинской провинции и сопредельных территорий. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1962б, № 5.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования по опорному региональному профилю Амударья (Карабукул)-Нуратау (Койташ). «Изв. АН ТаджССР», сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1963, № 3.
- Вольвовский И. С. Верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты. «Советская геология», 1955, № 7.
- Вольвовский И. С. [и др.]. Тектоника Туранской плиты. М., Изд-во «Наука», 1966.
- Вольвовский И. С. Применение ГСЗ для изучения земной коры в Средней Азии. В сб. «Методика, техника и результаты геофизической разведки», М., Изд-во «Недра», 1967.
- Вонгаз Л. Б. Некоторые закономерности развития подвижного пояса Средней и Высокой Азии «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 4.
- Воробьев А. А. К вопросу об инициировании землетрясений подземными грозовыми явлениями. В кн. «Электрофизическая аппаратура и электрическая изоляция», М., Изд-во «Энергия», 1970.
- Гайский В. Н. Статистические исследования сейсмического режима. Труды Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, вып. 88, 1970.
- Гамбурцев Г. А. [и др.]. Корреляционный метод преломленных волн. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. ДАН СССР, т. 87, 1952, № 6.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане. «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», 1957, № 3.
- Гамбурцев Г. А. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», 1955а, № 1.
- Гамбурцев Г. А. Краткое содержание доклада «О прогнозе землетрясений». «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1955б, № 3.
- Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С. Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования и сопоставление с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии. «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», 1957», № 3.
- Гамбурцев Г. А. Избранные труды М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гансер А. Геологическая и тектоническая история Гималаев, «Советская геология», 1965, № 10.
- Гансер А. Геология Гималаев (пер. с англ.). М., Изд-во «Мир», 1967.
- Галкин И. Н., Николаев А. В., Старишкова Е. А. Флуктуация волновых характеристик и мелкая неоднородность земной коры. «Изв. АН СССР» сер. физика Земли, 1970, № 11.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника Туранской плиты, В кн. «Деформация пород и тектоника», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Генштафт Ю. С. и др. Кристаллизация базальта при давлениях 25 килобар и температурах от 800 до 1300°C. «Советская геология», 1965, № 8.
- Герасимов И. П., Ранцман Е. Р. Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа. В сб. «Активизир. зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность» М., Изд-во «Наука», 1964.
- Гзовский М. В. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности (ст. I и II). «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1957, № 2, 3.
- Гзовский М. В. Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР. В сб. «Активизированные зоны земной коры», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Гзовский М. В. Градиент скорости движения, напряженное состояние коры и энергия тектонических процессов новейшего времени. В сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры», М., Изд-во «Недра», 1967.
- Гзовский М. В. Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре. В сб. «Тектонофизика и механические свойства горных пород», М., Изд-во «Наука», 1971.
- Годин Ю. Н. Тектоническое районирование Западной и Центральной Туркмении по данным геофизических исследований. В кн. «Геология СССР», т. 22, Туркменская ССР, ч. 1, М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской межгорной впадины. ДАН СССР, т. 133, 1960а, № 6.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в Бухарском районе Узбекской ССР, ДАН СССР, т. 135, 1960б, № 5.
- Годин Ю. Н. [и др.]. Изучение строения земной коры при региональных сейсмических исследованиях на Русской платформе и в Средней Азии. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1961, № 10.
- Годин Ю. Н. [и др.]. Особенности строения земной коры запада Средней Азии, ДАН СССР, т. 146, 1962, № 4.
- Голицын Б. Б. Новая организация сейсмической службы в России. «Известия Пост. Центр. сейсмич. комиссии», т. 4, вып. 3, Императ. Акад. наук, СПб, 1912а.
- Голицын Б. Б. Приборы для наблюдений над пульсирующими источниками. «Изв. Пост. Центр. сейсмич. комиссии», т. 5, вып. 2, СПб, 1912б.
- Голицын Б. Б. Избранные труды. Т. II, Сейсмология, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Головков В. П. Аномальные изменения геомагнитного поля сейсмоактивном районе. «Геомагн. и аэрономия», т. 9, 1969, № 6.

- Горбунова И. В. Построение карт активности с постоянной точностью. Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 32, 1964.
- Горшков Г. П. «Промежуточные» землетрясения Северо-Восточного Афганистана и закон скальвающих напряжений. В сб. «Физические основания поисков методов прогноза землетрясений», М., Изд-во «Наука», 1970.
- Горьковой О. П., Уломов В. И. Некоторые выводы о взаимосвязи магматических проявлений и глубинного строения земной коры, «Узб. геол. ж.», 1967, № 3.
- Гофштейн И. Д. О техногенных движениях земной поверхности. «Советская геология», 1970, № 4.
- Грацинский В. Г., Горбушина Л. В., Тыминский В. Г. О выделении радиоактивных газов из образцов горных пород под действием ультразвука. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1967, № 10.
- Григорьев А. С., Ионкин В. П. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела (обзор). «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1972, № 1.
- Грищенко В. А. Северо-Тянь-Шанский разлом. В сб., «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Губин И. Е. Памир и сопредельные страны. «Изв. ТаджССР ФАН». 1943, № 2.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Губин И. Е. Многоэлементное сейсмическое районирование (на примере Индийского полуострова). «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1971, № 12.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. ИЛ, 1963.
- Датченко Э. А., Уломов В. И., Чернышева С. П. Аномалии электронной плотности ионосферы как возможный предвестник Ташкентского землетрясения. ДАН УзССР, 1972, № 12.
- Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Изд-во «Недра», 1967.
- Дикенштейн Г. Х. [и др.]. Основные черты тектоники западных районов Средней Азии и дна Каспийского моря. В кн. «Деформация пород и тектоника» (Междуна. геол. конгресс, XXII сессия., Докл. сов. геол., проблема 4), М., Изд-во «Наука», 1964.
- Доброхотов Ю. С. Измерение наклонов земной поверхности высокочувствительными уровнями. В сб. «Медленные движения земной коры», М., Изд-во «Наука», 1972.
- Дюфур М. С. Геологическое развитие «Центрального Памира». Вести Ленингр. ун-та, 1962, № 6.
- Дюфур М. С., Руженцев С. В., Швольман В. А. О границе между зонами Северного и Центрального Памира. «Геотектоника», 1965, № 6.
- Егоркин А. В., Астафьева М. И., Абрамсон Р. И. Глубинное строение Юго-Западного Узбекистана по данным региональных сейсмических исследований. «Советская геология», 1965, № 6.
- Егоркин А. В., Матушкин Б. А. Строение земной коры на Кавказе и в западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. М., Изд-во АН СССР, 1969.
- Егоров П. В., Шаманская А. Т. Исследование напряженного состояния горных пород в районах разрывных нарушений методом разгрузки на Таштогальском железорудном месторождении. В сб. «Измерение напряжений в массиве горных пород», Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1968.
- Епинатьева А. М. Некоторые результаты анализа формул для амплитуд преломленных волн. Труды ИФЗ АН СССР, № 6 (173), 1959.
- Жарков В. Н. Вязкость недр Земли. Труды ИФЗ АН СССР. № 11 (178), 1960.
- Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1970.
- Захарова А. И., Матасова Л. М. Механизм очагов землетрясений При-ташкентского района и сейсмический режим. Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму, ч. 1, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1969.
- Зубков С. И. О расчете реологическими методами временного хода напряжений в очаговых зонах землетрясений. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1969, № 4.
- Ибрагимов Р. И. Сейсмоструктура Ферганской впадины. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Ивакин Б. Н. Методы управления плотностью и упругостью среды при двумерном моделировании сейсмических волн. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1960, № 8.
- Ивакин Б. Н. Методы моделирования сейсмических волновых явлений. М., Изд-во «Наука», 1969.
- Каржауев Т. К., Уломов В. И. Проявление современной тектоники и сейсмичность Кызылкумов, «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.
- Карпинский А. П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. «Горный журнал», т. 3, 1883, № 9.
- Карпинский А. П. К тектонике Европейской России. В сб. «Очерки геологического прошлого России», М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Катренко В. Г., Уломов В. И. Автоматизация сейсмических наблюдений в Узбекистане. В сб. «Сейсмичность Западного Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
- Кейлис-Борок В. И. О динамической характеристике очага по сейсмическим наблюдениям. ДАН СССР, т. 70, 1960, № 6.
- Кензин И. А., Юсупходжаев Х. Н. Глубинное строение земной коры юго-западных отрогов Гиссарского хребта и прилегающих районов по данным гравиметрии. В кн. «Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям. Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1971.
- Коньков А. Т. Сильные и ощутимые землетрясения Ферганской долины. В кн. «Сейсмичность Узбекистана», вып. 1, Ферганская долина, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
- Кораблев А. А. Современные методы и приборы для изучения напряженного состояния массива горных пород. М., Изд-во «Наука», 1969.
- Коридалин Е. А. Изучение строения земной коры сейсмическими методами. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных районов. Изв. Кирг. филиала ВГО СССР, вып. 3, 1961.
- Костров Б. В. Теория очагов тектонических землетрясений. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1970, № 4.
- Косминская И. П. О применении ГСЗ в различных районах СССР. «Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР», 1957, № 3.
- Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., Изд-во «Наука», 1968.
- Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1958, № 10.
- Крестников В. Н. История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии. «Изв. высш. уч. завед.», геология и разведка, 1959, (ч. I), № 4, (ч. II) № 7.
- Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Моховичича. «Советская геология», 1969, № 11.
- Крестников В. Н. История развития структуры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1964, № 3.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы, ИЛ, 1964.
- Кропоткин Н. П. О происхождении складчатости. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 25, 1950, № 5.
- Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры. Советская геология, 1961, № 5.
- Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры. В сб. «Строение и развитие земной коры», М., Изд-во «Наука», 1964.

- Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и по геофизическим данным. Сб. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., Изд-во «Наука», 1971.
- Кузнецов Г. Н., Слободов М. А. Определение методом разгрузки напряжений, действующих в междокамерных целиках каменной соли Артемовских рудников. Труды ВНИИИ, сб. 22, М.—Л., Углетехиздат, 1950.
- Кузнецова К. И. Закономерности разрушения упруго-вязких тел и некоторые возможности применения их к сейсмологии. М., Изд-во «Наука», 1969.
- Куни Н. Я. О тектонике закрытых территорий к югу от хребта Каратау. В сб. «Новые данные по геологии и нефтегазоносности Средней Азии», М., Изд-во «Недра», 1964.
- Кучай Б. К. Потенциальная энергия деформации объема и условия возникновения сильных землетрясений Киргизии. В сб. «Труды II Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму (3—7 июня 1968 г.)», ч. 1, Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1969.
- Леггет Р. Ф. Человек как геологический агент. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1969, № 1.
- Леонов Г. Б. Землетрясение в Туркестанском крае 5 сентября 1897 г., Изв. Турк. отд. РГО, т. 1, вып. 1, СПб., 1898.
- Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Леонов Н. Н. Улугчатское землетрясение 1955 г. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1959, № 11.
- Леонов Н. Н. Чаткальское землетрясение 1946 г. В кн. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 13. М., Изд-во АН СССР 1970.
- Литвиненко И. В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита. ДАН СССР, (149), 1963, № 6.
- Литвиненко Н. В., Анкудинов С. В. Соотношение между поверхностными и глубинными структурами земной коры Балтийского щита. Тезисы докладов симпозиума по проблеме связи поверхностных структур с глубинными, Киев, Изд-во «Наукова думка», 1968.
- Лукк А. А., Нерсесов И. Л. Строение мантии по записям землетрясений. ДАН СССР, сер. матем.-физ. (162), 1965, № 3.
- Лукк А. А., Нерсесов И. Л. Строение верхней мантии Земли вдоль профиля Памир—Р. Лена «Советская геология», 1966, № 2.
- Лукк А. А., Нерсесов И. Л., Чепкунас Л. С. Методика выделения слоя пониженной скорости в коре и мантии Земли. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1970, № 2.
- Лютых Е. Н., Магницкий В. А. Вертикальные движения земной коры, изменение гравитационного поля во времени и перемещения подкорковых масс. В сб. «Современное движение земной коры», вып. 1, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ляхов Г. М. [и др.]. Волны в плотных средах и нагрузки на сооружения. М., Изд-во «Недра», 1967.
- Мавлянов Г. А., Уломов В. И. История развития, достижения и перспективы сейсмологии в Узбекистане. «Узб. геол. ж.», 1967, № 4.
- Мавлянова Г. А., Уломов В. И., Ибрагимов Р. Н. Состояние макросейсмических исследований в Узбекистане и их дальнейшее развитие. «Узб. геол. ж.», 1968, № 2.
- Мавлянов Г. А., Уломов В. И., Корешков Н. А. [и др.] Современные движения земной коры в районе Ташкентского землетрясения. В сб. «Проблемы современных движений земной коры», М., Изд-во АН СССР, 1969.
- Мавлянов Г. А., Тетюхин Г. Ф. [и др.] Современные тектонические движения в Центральных Кызылкумах. В кн. «Проблемы современных движений земной коры», М., Изд-во АН СССР, 1969.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли, М., Изд-во «Недра», 1965.
- Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., Изд-во «Наука», 1968.
- Магницкий В. А., Калашникова И. В. Проблема фазовых переходов в верхней мантии и ее связь с развитием структуры земной коры. В сб. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, Изд-во «Наукова думка», 1971.
- Матвеева Н. Н., Лукк А. А. Оценка точности построения годографов Памиро-Гиндукушской зоны и машинный поиск скоростного разреза верхней мантии. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1968, № 8.
- Мельканович И. М. Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геофизическим данным. XXII сессия МГК, Доклады сов. геол., проблема 2, М., Изд-во «Недра», 1965.
- Мещеряков Ю. А. Изучение современных движений земной коры и проблемы прогноза землетрясений. В кн. «Современные движения земной коры», вып. 3. М. Изд-во АН СССР, 1968.
- Мирзаев В. М. [и др.]. Сейсмическое микрорайонирование территории города Ташкента. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Михайлова А. В. Методика количественной оценки перемещений деформаций и напряжений в пластических непрозрачных моделях. В сб. «Тектонофизика и механические свойства горных пород», М., Изд-во «Наука», 1971а.
- Михайлова А. В. Разрывы, деформации и перемещения в моделях надвиговой структуры. В сб. «Тектонифизика и механические свойства горных пород», М., Изд-во «Наука», 1971б.
- Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., Изд-во «Наука», 1967.
- Муди Дж. и Хилл М. Сдвиговая тектоника, В сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники», ИЛ, 1960.
- Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. Материалы по общей геологии, Петроград, 1919.
- Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника. ОНТИ, 1935.
- Мушкетов Д. И., Никифоров П. М. Гравитационно-сейсмическая экспедиция в Среднюю Азию. ДАН СССР, 1929, № 2.
- Мушкетов И. В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. СПб., 1890.
- Наливкин Д. В., Непрочнов Ю. П. [и др.]. Очерк геологии Туркестана, Ташкент, 1929. Глубинное сейсмическое зондирование в Индийском океане в совместной экспедиции исследовательских судов «Академик Курчатов» и «Витязь». ДАН СССР, т. 185, № 4, с. 417—420.
- Нерсесов И. Л., Грин В. П., Джанузак К. О сейсмическом районировании бассейна реки Нарын. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1960.
- Нерсесов И. Л., Раутиан Т. Г. Кинематика и динамика сейсмических волн на расстояниях до 3500 км от эпицентра. В сб. «Экспериментальная сейсмика», Труды Ин-та физика Земли АН СССР, № 32 (199), 1964.
- Нерсесов И. Л., Лукк А. А. Сейсмологические исследования коры и мантии на Памире и Тянь-Шане. Тезисы докл. на 2-й Всесоюз. конференции по проекту верхней мантии, М., Изд-во АН СССР.
- Нерсесов И. Л., Семенов А. Н. Возможность прогноза землетрясений по пространственно-временному распределению отношений времен пробега и отношений амплитуд погеречных и продольных волн для очагов землетрясений Гармского района. Труды III Всесоюз. симпозиума по сейсмич. режиму, ч. 1, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1969.
- Нерсесов И. Л., Чепкунас Л. С. Совокупность признаков, определяющих наличие волновода в земной коре Гармского района Средней Азии. ДАН СССР, 1970, т. 193, № 2.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Записки ВМО, вторая серия, ч. 62, вып. 2, 1933.
- Николаев Н. И., Шенкарева Г. А. Карта градиентов скоростей новейших тектонических движений территории СССР. В сб. «Тектонические

- движения и новейшие структура земной коры», М, Изд-во «Недра», 1967
- Николаев А. В., Трегуб Ф. С. Результаты исследования статистической модели земной коры. ДАН СССР, т. 189, № 6.
- Николаев А. В. Сейсмический метод изучения вариаций поля скоростей упругих волн «Изв. АН СССР», физика Земли, 1970, № 5
- Обручев В. А. Пограничная Джунгария. Отчет о путешествиях, совершенных в 1905, 1906, 1907, гг., Томск, изд. Технол. ин-та, 1914.
- Овчинников С. К. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. «Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН Тадж.ССР», № 1, 1959.
- Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. Решения Совещ по разработке унифицир. стратигр. схем для Средней Азии, Ташкент, 1959.
- Панюков П. Н. О природе напряжений в массивах горных пород. В сб. «Тектоника и технология открытых горных работ», М., Углетехиздат 1959.
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня, «Изв. АН СССР», 1938, № 5—6.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. «Изв. АН СССР», сер геол., 1945, № 5
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Структура земной коры и деформации горных пород. Доклады сов. геологов на XXI сессии Межд геол. конгресса, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. [и др.] Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Межд. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады сов геологов. Проблема 2, М., Госгеолтехиздат, 1964.
- Петрашень Г. И. Значение и развитие динамической теории распространения сейсмических волн В сб. «Сейсмические методы исследований», М., Изд-во «Наука», 1966
- Петрова Г. Н. Связь сейсмических процессов с магнитным полем Земли. «Земля и вселенная», 1967, № 6
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Петрушевский Б. А. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение «Геотектоника». 1963, № 2.
- Петрушевский Б. А. Новейшие тектонические движения континентальной Азии и сейсмологическая обстановка областей их проявления. В сб «Активизированные зоны земной коры», М., Изд-во «Наука», 1964а.
- Петрушевский Б. А. О принципе унаследованности развития вертикальных движений и проблема крупных горизонтальных перемещений. «Бюллетень об-ва исп природы», отд. геол. т XXXIX(1), 1964б.
- Плотников Л. М., Петров А. И., Юревич Г. Г. Неравномерность распределения механических напряжений в геологических телах и ее последствия В сб. «Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы», Л., изд. ВСЕГЕИ, 1969.
- Подъяпольский Г. С. О сущности коэффициента  $\gamma$  в статистике землетрясений. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1968, № 7.
- Померанцева И. В. [и др.]. Методика и основные результаты изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии с помощью станций «Земля» В кн. «Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований», Л., Изд-во «Наука», 1969.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком наук УзССР, 1938
- Попов В. И. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии — основа ее геологического районирования В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», М., Изд-во «Наука», 1964
- Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью В сб «Вопросы геологии Азии», т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Попов В. И., Рыжков О. А. О вращении простираний разновозрастных структур против часовой стрелки. Записки Узб. отд. ВМО, вып. 7, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1955.
- Предсказание землетрясений. М., Изд-во «Мир», 1968.
- Программа работ по поискам предвестников землетрясений М., Изд-во АН СССР, 1971
- Прочухан Д. П. Остаточные напряжения в скальных массивах и возникающие при их разгрузке деформации. Тезисы доклада к III совещанию по инж. геол. (Ленинград, 27—29 октября 1966 г.), изд. Лен. горн. ин-та, 1966.
- Пузырев Н. И., Крылов С. В., Потапов С. В. Точечные сейсмические зондирования. В сб. «Методика сейсморазведки», М., Изд-во «Наука», 1965.
- Пшенинников К. В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры, М., Изд-во «Наука», 1965.
- Пшенинников К. В. Различия физических процессов в очагах слабых и сильных землетрясений. ДАН СССР, т. 187, 1969а, № 1.
- Пшенинников К. В. Физика очага землетрясения. В кн. «Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму (3—7 июня 1968 г.)», ч. 1, Новосибирск, Изд-во «Наука», 1969б.
- Райзман А. П. Исследование Ташкентского землетрясения 1966—1968 гг. геодезическим методом. Автореф. канд. дисс., М., 1970.
- Раутиан Т. Г. Затухание сейсмических волн и энергии землетрясений. Труды Тадж. ин-та сейсмостойкого строительства и сейсмологии, Душанбе. Изд-во АН ТаджССР, 1960.
- Резвой Д. П. О Западно-Тянь-Шаньском поперечном глубинном шве, «Вестник Львов. ун-та», сер. геол., 1962, № 1.
- Резвой Д. П. О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского неотектонического поднятия. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Резвой Д. П. «Антитяньшаньское» структурное направление в тектонике Средней Азии. «Геол. сб. Львовского геол. об-ва», № 9, 1965
- Репников М. П. Сейсмичность Ташкентского района. Ташкент, Госиздат УзССР, 1939.
- Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима, «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1958, № 9.
- Ризниченко Ю. В. (ред). Методы детального изучения сейсмичности. Труды Института физики Земли АН СССР, № 9/178, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ризниченко Ю. В. О сейсмическом течении горных масс. В сб. «Динамика земной коры», М., Изд-во АН СССР, 1965.
- Ризниченко Ю. В. Проблемы физики землетрясений. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1966, № 2.
- Ризниченко Ю. В. Сейсмическая активность и энергия максимальных земных В кн. «Проблемы геофизики Ср. Азии и Казахстана», Ташкент, Изд-во «Наука» 1967
- Ризниченко Ю. В. Модель пространственно-временного хода сейсмичности Труды X Генеральной ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии, 3—11 сентября 1968, т. II, М., 1970.
- Ризниченко Ю. В., Косминская И. П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии. ДАН СССР, т. 153, 1963, № 2.
- Розова Е. А. Составление годографа и определение основных элементов для Средней Азии, Труды Сейсмологического института АН СССР, вып. 72, 1936а
- Розова Е. А. Строение земной коры в Средней Азии. Труды СО АН СССР, № 72, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936б.
- Руженцев С. В. Сдвиги Юго-Восточного Памира. В сб. «Разломы и гориз. движения земной коры», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Рыжков О. А. Схема структурно-тектонического районирования мезо-кайнозойских отложений Узбекистана, «Узб. геол. ж.», 1962, № 3.

- Рыжков О. А. Альпийские блоковые поля Узбекистана. В сб. «Активизир. зоны земной коры, новейшие тектон. движения и сейсмичность», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Рябой В. З. Строение земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Копетдаг-Аральское море. «Советская геология», 1966, № 5.
- Саваренский Е. Ф., Монахов Ф. И. Применение азимутов и углов выхода сейсмической радиации к интерпретации наблюдений. Труды ГЕОФИ АН СССР № 1, 1948.
- Саваренский Е. Ф., Пешков А. Б. Об использовании скоростей поверхностных волн при выборе меделей строения земной коры «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1968, № 10.
- Саваренский Е. Ф., Шамина О. Г. Слой пониженной скорости в мантии. Труды X Генеральной ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии, 3—11 сентября 1968, т. 1, М., 1970.
- Саваренский Е. Ф. [и др.]. Строение земной коры некоторых районов Средней Азии по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн. «Узб. геол. ж.», 1972, № 5.
- Садовский М. А. Предвестники сейсмических ударов и предсказание землетрясений. «Вестник АН СССР», 1971, № 11.
- Садовский М. А. (ств. ред.). Экспериментальная сейсмология. М., Изд-во «Наука», 1971.
- Седергольм И. И. Проблемы образования гранитов, ИЛ, 1949.
- Сейсмическое районирование СССР. Под ред. С. В. Медведева. М., Изд-во «Наука», 1968.
- Синицын В. М. Общая схема Висской Азии. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 30, 1955, № 2.
- Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Синицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- Синицын Н. П. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. Ленингр. ун-та, 1960.
- Сиразутдинов А. М. [и др.] Результаты экспериментальных исследований природного поля напряжений массива горных пород в условиях Джезказганского месторождения. Труды Ин-та горн. дела АН КазССР, т. 40, Алма-Ата, 1969.
- Силаева О. И., Баяк Е. И. Изменение анизотропии скорости в горной породе при гидростатическом давлении. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1969, № 8.
- Соболев Г. А., Морозов В. Н. Локальные возмущения электрического поля на Камчатке и их связь с землетрясениями. В сб. «Физические основания поисков методов прогноза землетрясений», М., Изд-во «Наука», 1970.
- Соболева О. В. Влияние механизма очага землетрясения на положение зоны максимальных сотрясений, В сб. «Изучение сейсмического режима, Душанбе, Изд-во «Дониш», 1969.
- Соболева О. В. Механизм очагов гиндукушских землетрясений и его влияние на положение зоны максимальных сотрясений. Автореф. канд. дисс., Душанбе, 1967.
- Соллогуб В. Б. О природе сейсмических границ земной коры. Геофиз. сб., вып. 25, Киев, Изд-во «Наукова думка», 1968.
- Стишов С. М. Природа границы Мохоровичича. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1963, № 1.
- Субботин С. И. О причинах обращенности рельефа и природе границы Мох. В сб. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1971.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. М. Мантия Земли и тектогенез, Киев, Изд-во «Наукова думка», 1968.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 179, М., Изд-во «Наука», 1968.
- Таль-Вирский Б. Б. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геол. исследований). В сб. «Активированные зоны земной коры, новейшие тектон. движения и сейсмичность». М., Изд-во «Наука», 1964.
- Таль-Вирский Б. Б. Строение земной коры Южного и Западного Узбекистана и сопредельных районов. В кн. «Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям», Ташкент, Изд-во «Фан», 1971.
- Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г., Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и о значении в этом процессе явления метосоматоза. Доклады сов. геол. на Международн. геол. конгрессе, XXI сессия, Киев, 1960.
- Тихомиров В. В. О связи процессов перестройки земной коры с вертикально направленными тектоническими движениями. ДАН СССР, 151, 1963, № 5.
- Точер Д. Энергия землетрясений и разрыв земной поверхности. В сб. «Слабые землетрясения», ИЛ, 1961.
- Трутце Ю. Л. Разогрев верхней атмосферы инфразвуковыми волнами. В кн. «Космические исследования», вып. 1, 9, 1971.
- Уломо В. И. Региональный разрез земной коры в Средней Азии и мощность наносов в Приташкентском районе, «Изв. АН УзССР», сер. физ.-мат. наук, 1959, № 2.
- Уломо В. И. Некоторые особенности строения земной коры Средней Азии по записям мощного взрыва. «Изв. АН СССР», сер. геоф. 1960, № 1.
- Уломо В. И. Статистический анализ записей близких землетрясений и строение земной коры в Средней Азии. «Изв. АН УзССР», сер. физ.-мат. наук, 1960, № 6.
- Уломо В. И. О моделировании очагов тектонических землетрясений при помощи ультразвуковых излучателей. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1961, № 2.
- Уломо В. И. О результатах исследования глубинного строения земной коры в Средней Азии по данным сейсмологии. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1962, № 10.
- Уломо В. И. Искажение глубинного рельефа в зависимости от погрешностей в определении координат эпицентров землетрясений. Труды Ин-та математики им. В. И. Романовского АН УзССР, вып. 26, Ташкент, 1963.
- Уломо В. И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1966.
- Уломо В. И. Карта изосейст. Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. «Строительство и архитектура Узбекистана», 1966, № 8.
- Уломо В. И. Карта сейсмического микрорайонирования Ташкента. «Строительство и архитектура Узбекистана», 1966, № 9.
- Уломо В. И. Номограмма для определения относительной глубины залегания границ раздела в земной коре. В сб. «Геология, стратиграфия и сейсмология Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1966.
- Уломо В. И. Землетрясение в Ташкенте 26 апреля 1966 г. и особенности его проявления. Тезисы докладов научной сессии по обсуждению результатов изучения Ташкентского землетрясения Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967а.
- Уломо В. И. Об организации Единой системы сейсмических наблюдений в Средней Азии. В сб. «Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана». М., Изд-во «Наука», 1967б.
- Уломо В. И. На пути к прогнозу землетрясений. «Земля и Вселенная», 1968, № 3.
- Уломо В. И. Деформация горных пород в области очага Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1970, № 9.
- Уломо В. И. Внимание! Землетрясение! Ташкент, Изд-во «Узбекистан», 1971.

- Уломов В. И. Световые и электрические явления, сопровождающие землетрясения В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Уломов В. И. Глубинная структура земной коры сейсмоактивной территории Западного Узбекистана. В сб. «Сейсмичность Западного Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан», 1972.
- Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и методика изучения ее горизонтальных движений, «Информационное сообщение АН УзССР», № 76, Ташкент, Изд-во «Фан», 1973.
- Уломов В. И., Безроднов А. Н. Моделирование сложных сейсмологических границ раздела, «Узб. геол. ж.», 1966, № 1.
- Уломов В. И., Мавашев Б. З. О предвестнике сильного тектонического землетрясения. ДАН СССР, т. 176, 1967, № 2.
- Уломов В. И., Захарова А. И., Уломова Н. В. Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. и его повторные толчки. ДАН СССР, т. 177, 1967, № 3.
- Уломов В. И., Захарова А. И., Уломова Н. В. Землетрясение в Ташкенте 26 апреля 1966 г. В сб. «Землетрясения в СССР в 1966 г.», М., Изд-во «Наука» АН СССР, 1969.
- Уломов В. И., Уломова Н. В., Катренко В. Г. Сейсмический эффект по инструментальным наблюдениям в плейстоценовой зоне В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Уломов В. И., Ибрагимов Р. Н., Безродный Е. М. Деформация земной коры и особенности тектонических движений. В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Уломов В. И., Безродный Е. М. Некоторые особенности строения земной коры в Приташкентском районе по сейсмологическим данным, В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.», Ташкент, Изд-во «Фан», 1971.
- Уломов В. И., Щеглов Н. В. Об исследовании динамических особенностей сейсмических волн на фотоупругих моделях. В сб. «Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан», 1971.
- Уломов В. И., Уломова Н. В. Формирование гипоцентральной области и сейсмический режим повторных толчков. В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Уломов В. И., Заугольникова И. Г. Измерение высокочувствительным уровнем наклонов земной поверхности в эпицентральной зоне Ташкентского землетрясения. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1973, № 1.
- Уломова Н. В., Захарова А. И., Уломов В. И. Очаговая область повторных толчков Ташкентского землетрясения. В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.», Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1971.
- Ушаков С. А., Красс М. С. Динамика коры и верхней мантии в областях материковых оледенений. В сб. «Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов», М., Изд-во «Наука», 1969.
- Федотов С. А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии. В сб. «Сейсмическое микрорайонирование», Труды ИФЗ АН СССР, № 36 (203), 1965.
- Физические основания поисков методов прогноза землетрясений сб. статей, М., Изд-во «Наука», 1970.
- Хагивара Т. Случай видимых формаций перед катастрофическими землетрясениями. В кн. «Предсказание землетрясений», М., Изд-во «Мир», 1968.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Хайн В. Е. Современные представления о причинах и механизме тектогенеза — опыт критического анализа и некоторые выводы. «Изв. высш. учебн. заведений, геология и разведка», 1972, № 6.
- Халевин Н. И., Юнусов Ф. Ф. К использованию упругих волн промышленных взрывов для зондирования земной коры на Урале. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1962, № 11.
- Хаст Н., Нильсон Т. Напряжения в массивах пород и их изучение в естественных условиях и на моделях. В сб. «Проблемы инженерной геологии», вып. 4, М., Изд-во «Мир», 1967.
- Хаузер Дж. Свойства сильных землетрясений. В сб. «Слабые землетрясения», ИЛ, 1961.
- Хилс Е. Тектоническое строение Австралии. В сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники», ИЛ, 1960.
- Храмов А. Н., Родионов В. П., Комиссарова Р. А. Новые данные о палеозойской истории земного магнитного поля на территории СССР. В сб. «Настоящее и прошлое магнитного поля Земли», М., Изд-во «Наука», 1965.
- Церфас К. Э. Явления атмосферного электричества, предшествующие землетрясениям. В сб. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.», Ташкент, Изд-во «Фан», 1971.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Чедия О. К. Новейшие структурные формы Гиссаро-Алая (на примере Зиддинской впадины). «Изв. АН ТаджССР», отд. геол.-хим. и техн. наук. (13), 1963, № 4.
- Чепкунас А. С. Слой пониженных скоростей в земной коре Гармского района. Автореф. канд. дисс., М., 1969.
- Чернышев Ф. М., Бронников М. М., Вебер В. Н. [и др.]. Андижанское землетрясение 3—16 декабря 1902 г., Труды Геологического комитета, нов. сер., вып. 54, СПб, 1910.
- Чернявский Е. А. Атмосферно-электрические и электротеллурические явления при землетрясениях. «Сигналистическая наука и техника», Ташкент, 1936, № 6.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и Геосинклинали. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1946, № 4.
- Шебалин Н. В. Балльность, магнитуда и глубина очага землетрясений. В кн.: «Землетрясения в СССР», М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шебалин Н. В. К вопросу о природе глубоких землетрясений. ДАН СССР, т. 181, 1968.
- Шейнманн Ю. М. Возможные связи магм со строением внешних оболочек Земли. Материалы конференции «Химия земной коры», Л., Изд-во «Наука», 1964.
- Широкова Е. И. Общие закономерности в ориентациях главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1967, № 1.
- Широкова Е. И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1961, № 5.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Записки ВГО, нов. сер., т. 3, М., Географиздат, 1948.
- Юркевич О. И. Вязкие деформации земной коры. В сб. «Динамика земной коры», М., Изд-во «Наука» 1965.
- Яковлева И. Б. О скоростном разрезе земной коры в районе Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1969, № 5.
- Belousov V. V., Gzovsky M. V. — Experimental tectonics. «Physics and Chemistry of the Earth», Pergamon Press, London, 1965.
- Benioff H. Earthquakes and rock creep (pt. 1: Creep characteristics of rocks and the origin of aftershocks). «Bull. Seism. Soc. Am.» 41, No. 1, 1951.
- Benioff H. Global strain accumulation and release as revealed by great earthquakes. «Bull. Geol. Soc. Am.», 62, 1951.
- Benioff H. Earthquake and rock creep. «Bull. Seism. Soc. Am.», 4, No. 1, 1951.
- Benioff H. Crustal strain characteristics derived from earthquake sequences. «Trans. Amer. Geoph. Union», 32, No. 4, 1951.
- Benioff H. Mechanism and strain characteristics of White Wolf fault as indicated by aftershock sequence. Kern. Country, Cal, Earthquake of 1952. «Bull., No. 171, Cal. Div of Mines», 1954.
- Benioff H. Relation of the White Wolf fault to the regional tectonic pattern.

- Earthquakes in Kern Country, California, during 1952. «Bull. No. 171, Cal. Div. of Mines», 1955.
- Benioff H. Movements on Major Transcurrent Faults. Continental Drift. «Acad. Press. N. Y. and London», 1962.
- Berckheimer H. Die ausdehnung der Bruchfläche im Erdbeherd und ihr Einfluss auf das Seismische wellen spectrum. «Gerl. Beitr. z. Geoph.», 71, i, 1962.
- Biot M. A. Rheological stability with couple stresses and its application to geological folding. «Roy. Soc. London Proc.», Ser. A, 298, No. 1455, 1967.
- Birch F. Interpretation of the seismic structure of the crust in the light of experimental studies of wave velocities in rocks. «Contributions in Geophysics a. o., Pergamon Press», 1958.
- Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. «J. Geophys. Res.», pt. 1, 65, No. 4, 1960; pt. 2, 65, No. 7, 1961.
- Blanchard F. G. Perry B. A. study of a well gage as a seismograph. «Bull. Seism. Soc. Am.», 25, No. 4, 1935.
- Breiner S. Piezomagnetic effect of the time of local earthquakes. «Nature», 202, 4934, 1964.
- Bullard E. C. The Origin of the Oceans. «Scientific American», No 3, 1969
- Bune V. I., Sorsky A. A. — Seismotectonic principles of distinguishing zone of probable origin of strong earthquake foci on the example of the Caucasus. «Pap. Press», at 9-th Ass. FSC, IASPEI, IUGG, Kopenhagen, 1967.
- Butovskaya E. M., Ulomov V. I. Hodographs of seismic waves produced by powerful explosions; some features of crustal structure in Soviet Central Asia. «International Geological Rev.», 1968.
- Coates D. F., Grant F. Stress measurements at Elliot Lake. «Canad. Mining and Metallurg. Bull.», V, 59, No. 649, 1966.
- Coates D. F., Ignatieff A. Prediction and measurement of pillar stresses. «Canad. Mining. J.», V, 87, No. 1, 1966.
- Coates D. F. Rock mechanics developed for nuclear defence applied to underground openings. «Canad. Mining. J.», V, 83, No. 12, 1962.
- Chapple W. M. A mathematical theory of finite-amplitude rock folding. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 79, No. 1, 1968.
- Cook K. L. The problem of the mantle-crust-miksta lateral in homogeneous in the Upper Mantle part of the Earth Mantle. «Advances Geophys.», London, 1962, V. 9.
- Davis G. H., Worts G. F., Wilson H. D., Water-level fluctuations in wells caused by the Arvin-Tehachapi earthquake, «U. S. Geol. Surv.», openfile report, 1953.
- Devies K., Raker D. M.—«J. Geoph. Res.», 1965, 70, No. 9, 2251.
- Duda I. S. Phanomenologische Untersuchung Linder Nachbebenseril aus dem Gebiet der Aleuten-Inseln», «Freiberger Forschunghefte», c. 132, Akademie-Verlag-Berlin, Mai, 1962.
- Evans D. M. Man-made earthquakes — a progress report. «Geotimes», V, 12, No. 6, Washington, 1964
- Evans D. M. Man-made earthquakes in Denver. «Geotimes», V, 10, No. 9, 1966.
- Evison F. F. Earthquakes and faults. «Bull. Seism. Soc. Am.», No. 2, 1963.
- Frank F. C. Discussion on the paper «Dilatancy in relation to seismic sources» by E. Orwan.—Author reply. «Revs. Geophys.», V, 4, No. 3, 1966.
- Galitzin B. Vorlesungen uber Seismomefrie, herausgegeben von O Hekker. Leipzig, 1914.
- Gansser A. Geology of the Himalayas. London, New York, Sydney, 1964.
- Gonrad V. Sautzeitkurven des Tauernbebens vom 28 November 1923. Wien und Leipzig, 1925, S, 23.
- Griesbach C. L. Geology of Central Himalayas». Mem. Geol. Surv. India», v. 23, 1891.
- Grigoriev A. S. Tensile instability in cases of large deformations. «Geophys. T. R. Astr. Soc.», 1967, 14.
- Griggs D. T., Turner F. J., Heard H. C. Deformation of rocks at 500°C to 800°C. «The Geol. Soc. Am.», Memoir 79, Rock Deformation (A. Symposium), 1960.
- Gutenberg B., Richter C. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, 11, «Bull. Seism. Soc. Am.», 46, No. 2, 1956.
- Gzowsky M. V. A. State of Stress in the Earth's Crust and the Energy of Tectonic Processes Associated with the Upper Mantle. «Geophys. J. Roy. Astr. Soc.», No. 14, 1967.
- Heim A., Gansser A. Central Himalaya, «Denkschr. Schweiz, Naturb. Ges.», Bd. 73, 1, 1939.
- Hafner W. Stress distributions and faulting. «Bull. Geol. Soc. Am.», 62, No. 4, 1951.
- Handin J., Hager R. V. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at high temperature. «Bull. of the Amer. Assoc. of Petroleum Geologists», V, 42, No. 12, 1958.
- Hast N. The measurement of rock pressure in mines. «Swerges Geol. Undersokning», ser. C. No. 560, Arsook 58, No. 3, Stockholm, 1958.
- Hast N. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust. «Engng. Geol.», V, 2, No. 1, 1967.
- Hast N. The state of stresses in the upper part of the crust. «Tectonophysics», V, 8, No. 3, 1969.
- Hatuda Z. Radon Content and its Change in Soil Air near the Ground Surface. «Memoirs of the College of Science, University of Kyoto», ser. B, XX, 4, Article 6, 1953.
- Hausner G. W. Properties of strong ground motion earthquakes. «Bull. Seism. Soc. Am.», 44, 1954.
- Hayashi T. Geodetic survey in the area of Matsushiro earthquake swarms. «Bull. Geograph. Survey Inst.», 12(2), 1966.
- Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and the structure of the land. «Bull. Geol. Soc. Am.», 22, 1911.
- Hoerner R. Der Einfluss der Erderschutterungen auf Quellen, «Zeitschr. F. Balneol.», III Jahrg, No. 3, 1 Mai 1910.
- Hubbert M. K., Rubey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. «Bull. Geol. Soc. Am.», V, 70, 1959.
- Isaks B., Oliver J., Sykes L. R., Seismology and the new global tectonic, «J. Geophys. Res.», 73, 5885, 1968.
- Mckenzie D., Parker R. L. The North Pacific: an Example of tectonics on a Sphere. «Nature», 216, 1276, 1967.
- Kieslinger A. Residual stress and relaxation in rocks. «Intern. Geol. Cong.», session 21, pt. 18, Copenhagen, 1960.
- Knopoff I. Energy release in earthquake. «Report at XI Ass IUGG», Toronto, 1957.
- Kondo G. The Variation of the Atmospheric Electric Field at the time of earthquake. «Memoirs of the Kakioka Magnetic Observatory», V, 13, No. 1, Japan, 1968.
- Leeman E. R. The determination of the complete state of stress in rock in a single borehole-laboratory and under-ground measurements. «Int. J. Rock Mech. Min. Sci.», V, 5, No. 1, 1968.
- Leonardo P. S., Barnes R. A. «J. Geoph. Res.», 1965, 70, No. 5, 1250.
- Loczy L. Beobachtungen in ostlichen Himalaya (von. 1887). Budapescht, 1907.
- Matsuzawa T. Study of earthquakes, Tokyo, 1964.
- Mavlyanov G. A., Ulomov V. I. The Tashkent earthquake. «Science Journal», London, June, 1968.
- Mavlyanov G. A., Ulomov V. I., Koreschkov N. A. and others. Recent movements of the Earth crust in the area of the Tashkent earthquake. (Summary), «Problems of recent crustal movements, III Intern. Symposium, Leningrad, USSR, Moscow, 1969.
- Medlicott H. B. On the geological structure and relations of the southern portion of the Himalayan ranges between the rivers Ganges and Ravee. «Mem. Geol. Surv. India», v. 3, pt. 2, 1864.
- Meinzer O. E. Hydrology, Physics of the Earth. «Ser. 9, Mcoraw Hill Book Co., Inc. and Dover Publ., Inc.», 1942.
- Meshcherikov I. A. Recent crustal movements in seismic regions: geodetic

and geomorphic data «Tectonophysics», 6 (1), Amsterdam, 1968.

Middlemiss C. S. Geology of Sub-Himalaya of Garhwal and Kumaon. «Mem. Geol. Surv. India», v. 24, pt. 3, 1890.

Mohorovicic A. M. Das Beben vom 8-10-1909, Jahrbuch des Meteorologischen Observatorium, Zagreb. «Agtam 9, Teil 4, ser. 1, 1910.

Moldenhauer F. Seismische Einwirkungen auf den Character der Lebensthatigkeit intermittirender Quellen. «Mess. Perman. Seism. Commission Imperial Acad. Sci.», S.-Petersburg, 1912.

Moore G. W. Magnetic disturbances preceding the 1964 Alaska earthquake. «Nature», 203, NN. 49, 44; 1964.

Okano K., Nakamura M. The small earthquakes accompanied by aftershocks. «Zisin», 20, No. 2, 1967.

Orowan E. Mechanism of seismic faulting. «Mem. Geol. Soc. Am.», No. 79, 1960.

Orowan E. The origin of the Oceanic Ridges. «Scientific American», V. 221, No. 5, 1969.

Le Pichon X. Sea—floor spreading and continental drift. «J. geophys. Res.», 73, 3661, 1968.

Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. «McGraw-Hill Book Compan.», N. Y., 1967.

Reid H. F. The elastic rebound theory of earthquakes. «Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol.», V. 6, 1911.

Richter C. F. Foreshocks and aftershocks. «Bull. California Div. Mines», 171, 177, 1955.

Riecker R. E., Evidence bearing on earthquake origin. «Earthquake Notes Seism. Soc. Am.», V. 37, No. 1, 1966.

Rikitake T., et al. Geomagnetic and Geoelectric studies of the Matsushiro earthquake swarm. «Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.», 44, No. 1, 1966.

Rothe I. P. Les seismes alpins et les sources in La seismicite des Alpes occidentales. «Annales Inst. Phys. Glove Strasbourg 3», 3me partie, 1941.

Rexin E. E. A well water oscillation seismograph. «Earthquake Notes», 23, No. 2, 1952.

Sadovsky M. A., et al. The processes preceding strong earthquakes in some regions of Middle Asia. «Tectonophysics», 14(3/4), 1972.

Scheidegger A. E. Principles of geodynamics. «Springer. Berlin. Göttingen. Heidelberg», 1958.

Schultetus H. R. «Zeitschrift fur Geophys.», No. 8, 1932.

Stacey F. D. The seismomagnetic effect. «Pure and applied geoph.», 58, 1964.

Sykes L. R. The seismicity and deep structure of island arcs. «J. Geophys. Res.», 71, 2981, 1966.

Terada T. On luminous phenomena accompanying earthquakes. «Bull. ERI», 9, 1931.

Tsubokawa I., Ogawa Y., Hayashi T. Crustal movements before and after the Niigata earthquake. «J. Geol. Soc. Japan», 10 (3-4), 1965.

Ulomov V. I., Zacharova A. I., Ulomova N. V. The Tashkent earthquake and its nature. «Abstr. Papers IUGG», V. 2, Zurich, 1967.

Ulomov V. I. Earth's crust dynamics and mechanics of Tashkent earthquake focus. «Abstr. Gen. Sci. Ass», V. 1, Madrid, 1969.

Vasui Y. A Study on the Luminous Phenomena Accompanied with Earthquake. «Mem. Kakioka Mag. Obser.», V. 13, No. 1, Kakioka, Japan, 1968.

Vening—Meinesz F. A. Major tectonic phenomena and the hypothesis of convection currents in the Earth. «Geol. Soc. London Quart. J.», 103, pt. 3, No. 411, 1947.

Vening—Meinesz F. A. Shear patterns in the Earth's crust. «Trans. Am. Geoph. Union», V. 28, No. 1—2, 1947.

Vorhis R. C. Milwaukee «hydroseismograms» and their interpretation. «U. S. Geol. Surv. open-file report», 1953.

Wadia D. N. Geology of India. London, 1949.

Wegener A. Die Entstehung der Kontinent und Ozeane. «Braunschweig», 1922.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. . . . .	3
Глава I. Современные представления о глубинном строении и движении земной коры. . . . .	5
Новейшие данные о глубинном строении земной коры и верхней мантии. . . . .	5
Современные представления о геодинамике. . . . .	15
Глава II. Разработка и применение метода сейсмических аномалий (МСА). . . . .	26
Графоаналитические построения МСА. . . . .	26
Вычисление на ЭВМ пространственных координат глубинного рельефа. . . . .	31
Оценка точности метода сейсмических аномалий. . . . .	35
Глава III. Глубинное строение и особенности деформирования земной коры Востока Средней Азии. . . . .	44
Взгляд на тектонику скружающей территории. . . . .	44
Основные черты деформирования земной коры Средней Азии по геологическим данным. . . . .	53
Глубинное строение земной коры Средней Азии по сейсмологическим данным. . . . .	69
Связь геофизических полей с глубинным строением и подвижностью земной коры. . . . .	78
Динамика земной коры Средней Азии и методика изучения ее горизонтальных движений. . . . .	95
Глава IV. Изучение деформирования земной коры с целью поиска предвестников землетрясений. . . . .	107
О возможных процессах в очагах землетрясений и проблема прогноза. . . . .	107
Глубинное строение земной коры Ташкентского геодинамического полигона. . . . .	112
Взаимодействие блоков земной коры Туранской плиты и Чаткало-Кураминского орогена. . . . .	124
Эпицентральная зона Ташкентского землетрясения. . . . .	138
Деформация пород в области очага землетрясения. . . . .	143
Формирование гипоцентральной области и сейсмические предвестники афтершоков. . . . .	159
Динамика деформирования земной поверхности в эпицентральной области и прогностические признаки медленных наклонов. . . . .	170
Электрические явления, сопутствующие и предшествующие землетрясению. . . . .	175
Гидрорежимные предвестники землетрясений. . . . .	180
Автоматизация сейсмологических наблюдений на Ташкентском геодинамическом полигоне. . . . .	187
Заключение. . . . .	191
Литература. . . . .	196

**Валентин Иванович Уломов**

ДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ  
И ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*Утверждено к печати  
Ученым советом Института сейсмологии  
и Отделением „Науки о Земле“*

Редактор *Л. Ежова*  
Художник *Е. Владимиров*  
Техред *М. Сухарева*  
Корректор *А. Айрапотова*

Р05265. Сдано в набор 2/II-74 г. Подписано к печати 29/III-74 г. Формат 60×90<sup>1/4</sup><sub>16</sub>. Бумага тип. № 1. Бум. л. 6,625. Печ.л. 13,5. Учетно-изд. 16,0. Изд. № 670. Тираж 1000. Цена 1р. 60к. Заказ 39.

Типография издательства: „Фан“ УзССР, г. Ташкент, проспект М. Говького, 21.  
Адрес издательства: Ташкент, ул. Гоголя, 70.

Цена — 1 руб. 60 коп.

В. И. Уломо́в

# Динамика земной коры и прогноз землетрясений

