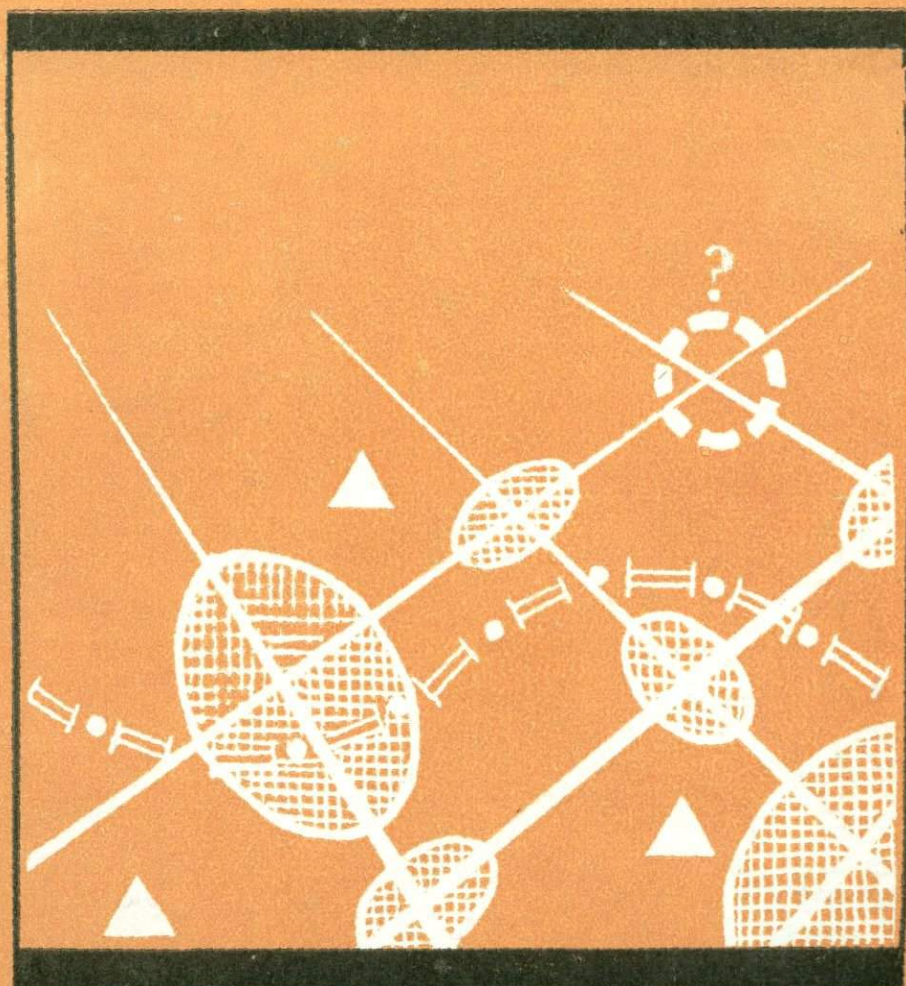


Сейсмичность территории УЗБЕКИСТАНА



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
Институт сейсмологии

СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ
УЗБЕКИСТАНА
(СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

5224

Ташкент
Издательство „Фан“ Узбекской ССР
1990



Сейсмичность территории Узбекистана. В.И.Уломов, И.Б.Яковлева, М.С.Якубов и др. Ташкент: Фан. 1990. 344 с.

В монографии освещены сейсмологические аспекты изучения сейсмичности и сейсмического режима в традиционных и принципиально новых формах в Узбекистане и на прилегающей территории. На основе инструментальных данных и разработанных методов интерпретации даются количественные оценки параметров региональной и локальной сейсмичности. Выявляются и анализируются закономерности пространственно-временного и энергетического развития сейсмического процесса. Предлагаются новые методы оценки сейсмической опасности и долгосрочного прогноза сейсмической обстановки.

Для сейсмологов, геофизиков, геологов.

Ил. - 75, табл. - 21, библ. - 205 назв.

Редакционная коллегия:

доктор физ.-мат.наук К.Н.Абдуллабеков (отв.редактор), член-кор.
АН УзССР В.И.Уломов (зам.редактора), кандидаты физ.-мат.наук
Е.М.Безродный, Л.М.Плотникова, С.С.Сейдузова, И.Б.Яковлева
(отв.секретарь)

Рецензенты:

доктор физ.-мат.наук Т.У.Артиков,
кандидат физ.-мат.наук Х.А.Атабаев

С 1803020000 - I47 96-90
M355(04) - 90

© Издательство "Фан"
Узбекской ССР, 1990

ISBN 5-648-00679-9

В в е д е н и е

Землетрясения возникают внезапно и это усугубляет их разрушительные последствия.

Предсказать время очередного подземного толчка, а тем более предотвратить его пока, к сожалению, невозможно. Следовательно, необходимо искать меры предосторожности и уметь противостоять подземной стихии. Для этого прежде всего необходимы высокий уровень сейсмологических знаний и надежность карт сейсмического районирования территорий, подверженных землетрясениям.

Традиционные методы изучения генезиса сейсмичности во многом устарели и не отвечают реальным природным условиям. Крупные землетрясения продолжают вносить свои коррективы в нормативные карты сейсмического районирования. Недавнее катастрофическое Спитакское землетрясение в Северной Армении вызвало 9–10-балльные сотрясения в 7- и 8-балльной зоне сейсмичности по карте СР-78. Еще более крупные по величине Газлийские землетрясения 1976 г. произошли в 6-балльной зоне согласно предыдущей карте сейсморайонирования СР-69 в Западном Узбекистане на участке, который за год до этих событий некоторыми сеймотектонистами предлагалось перевести в 5-балльную зону. Можно припомнить аналогичную ситуацию и перед катастрофическим Анхобадским землетрясением и т.д.

Давно очевидно, что неправомерно делать какие-либо выводы о степени сейсмической опасности той или иной территории, основываясь лишь на скудных исторических данных о крупных, но редких землетрясениях, на недостаточно аргументированной экстраполяции материалов о слабых землетрясениях в сторону максимально возможных, либо на эвристике распознавания сейсмо-геолого-геофизических образов при выделении мест потенциальных очагов землетрясений и др. Особенно неприемлем такой подход к изучению сейсмичности внутриплитовых регионов, которые в отличие от узких межплитовых сейсмоактивных зон, простирающихся вдоль большинства квазигомогенных границ между литосферными плитами, характеризуются

наиболее рассеянной в разнородном геологическом пространстве и поэтому трудно предсказуемой сейсмогеодинамической обстановкой. Еще более сложные процессы развиваются на равнинных территориях таких регионов и в районах, характеризующихся относительно низкой фоновой сейсмичностью, но нередко возникающими здесь чрезвычайно сильными разрушительными землетрясениями. Достаточно привести примеры крупнейших Северотяньшаньских землетрясений в конце прошлого—начале этого века севернее оз. Иссык-Куль, в долине Миссисипи на востоке США в 1811–1812 гг., в Восточном Китае в районе города Тяньшань в 1976 г. и, наконец, в Центральных Кызылкумах в том же 1976, а затем и в 1984 гг.

Современная сейсмология продолжает испытывать серьезный кризис в связи с накоплением большого числа задач, которые не могут быть решены в рамках господствующей парадигмы и стереотипных континуальных моделей сейсмогенеза, представляющих геофизическую среду в виде сплошного однородного субстрата, а сейсмические явления — "размазанными" в непрерывном пространстве и времени. Это относится к представлениям с позиций механики деформирования сплошных однородных сред о "сейсмическом течении" горных масс, о возможности возникновения очагов землетрясений максимальной величины в "любой точке" малореалистичных карт *Китая*, а отсюда и дискуссионности карт сотрясаемости. То же самое можно сказать практически обо всех феноменологических моделях "подготовки" очагов землетрясений.

Все сказанное обуславливает необходимость поиска новых путей и разработки новых методов изучения региональной сейсмичности, исследований по сейсмическому районированию и долгосрочному прогнозу сильных и разрушительных землетрясений, основанных не только на сеймостатистике, но прежде всего на сейсмогеодинамических построениях и системном подходе к проблемам геодинамики и сейсмичности.

Представления о фрактальном слоисто-блоковом, иерархически упорядоченном строении и движении геофизической среды открывают новые возможности в выявлении синергетических закономерностей в процессах образования, устойчивости, самоорганизации и разрушения упорядоченных геоструктур в сложной, нелинейной и неравновесной диссипативной системе, какой являются земная кора и вся

литосфера, подверженная постоянному действию динамических нагрузок на разных пространственно-временных и энергетических масштабных уровнях. Нелинейное поведение фрактальных материалов, по-видимому, связано не столько с локальными изменениями на микроскопическом уровне, как это имеет место при разрушении сплошных твердых тел, сколько с деформацией всей системы в больших пространственных масштабах. Обнаружены и другие удивительные особенности в поведении дискретной иерархической геофизической среды, имеющей фрактальную структуру и напоминающей упорядоченное канторово множество. Дробная (хаусдорфова или фрактальная) размерность количественного распределения больших и малых тектонических нарушений и блоков земной коры и всей литосферы, идентичность фракталам "углов наклона" графиков повторяемости землетрясений во времени, распределение сейсмических очагов разной величины в пространстве, соотношение энергетических характеристик в иерархии землетрясений – все это уже находит применение в сейсмологии.

Предлагаемая читателю книга отражает в какой-то мере новый подход, хотя большое число авторов и определенное различие в их взглядах сделали книгу не столь монографичной в этом отношении. Необходимость новых подходов возникла в процессе работы над материалом, который в общем соответствует названию книги, посвященной сейсмологическим аспектам изучения сейсмичности территории Узбекистана. В этом смысле в монографии подводится важный итог многолетним исследованиям большого коллектива сейсмологов в основном из Лаборатории региональной сейсмичности и сейсморайонирования, созданной в 1986 г. на базе Ташкентской сейсмологической обсерватории Института сейсмологии АН УзССР (В.И. Уломов, В.Г. Катренко, И.Б. Яковлева, М.С. Якубов, Б.Р. Буртман, М. И. Голованов, Р.С. Ибрагимов, Н.М. Сияница, М.В. Соколов, Е.И. Соколова, Р.П. Фадина, Е.А. Чилибьева, И.В. Уломов). В составлении монографии принимали участие сотрудники Лаборатории техногенной сейсмичности (М.Г. Фленова, Е.Г. Иванова), Лаборатории геодинамики (А.Р. Ярмухамедов), а также Института геологии и геофизики АН УзССР (С.С. Сейдузова, Л.М. Матасова, В.А. Головченко, С.Д. Рябова, Н.Н. Янковская) и ТашГУ (А.Ф. Бер).

В книге описаны как традиционные, так и нестандартные приемы и методы обработки и анализа сейсмологической информации. К последним следует отнести создание новых аппаратурных средств для современных сейсмометрических наблюдений, программные комплексы сбора и обработки цифрового сейсмографического материала, что, несомненно, является передовым не только для Узбекистана, но и в целом для страны. Принципиально новые результаты получены при изучении пространственно-временного и энергетического развития сейсмического процесса, представленного в виде вероятностно-детерминированного дискретного потока сейсмических событий. Предложена фрактальная решеточная модель очаговой сейсмичности и сейсмического режима, нашедшая практическое приложение при разработке новых подходов к районированию сейсмической опасности, долгосрочному прогнозу и локализации потенциальных очагов землетрясений. Выявлены закономерности в динамике и энергетике сейсмических процессов в период подготовки отдельных очагов землетрясений и активизации локальных территорий. Составлена и впервые публикуется опытная схема долгосрочного прогноза сейсмической обстановки на территории Центрального Узбекистана на ближайшие 3-5 лет.

В книге впервые иллюстрируется унифицированный сейсмологический материал, полученный инструментальным и макросейсмическим путем по всей территории Узбекистана и согласованный со всеми сейсмологическими институтами и опытно-методическими экспедициями союзных республик Средней Азии и Казахстана. Будучи высоко кондиционным, он может быть успешно использован другими специалистами-сейсмологами, геофизиками и геологами при решении интересующих их задач.

ГЛАВА I. СИСТЕМА СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Развитие сети сейсмометрических наблюдений

Достоверность сейсмометрической информации является основой для всех сейсмологических исследований. Как показано в работе "Землетрясения в СССР" (1962), развитие сейсмометрических наблюдений до 1957 г. подразделялось на следующие этапы:

I. С начала инструментальных наблюдений (1900 г.) до переоборудования сейсмостанций сейсмографами системы Голицына (1912 г.), когда действовали сейсмографы системы Боша, Ребер-Пашвица и Элерта, Мильна и др.

II. С момента переоборудования сейсмических станций сейсмографами системы Голицына с гальванометрической регистрацией (1910-1912 гг.) до начала работы региональных сетей (1926 г.).

III. С начала организации сетей региональных сейсмических станций, дооборудованных сейсмографами системы Никифорова (1926 г.), до переоборудования станций сейсмографами общего и регионального типа (1960 г.). На сейсмостанции I класса продолжали работать сейсмографы системы Голицына.

IV. С момента пересборудования станций сейсмографами общего и регионального типа (1949-1952 гг.) по настоящее время.

Сведения о сроках работы сейсмических станций Средней Азии и Казахстана, материалы о которых публиковались в бюллетенях до 1957 г. и могли быть использованы при обработке землетрясений до 1957 г., приведены в монографии "Землетрясения в СССР" (1962).

В табл. I приложения даны сведения об опорных и региональных сейсмических станциях, которые в разное время участвовали в обработке землетрясений Средней Азии и Казахстана. Как видно, в 1949 г. появились сейсмические станции двух типов: 1) общего типа (O), предназначенные для изучения общей сейсмичности территории СССР и всего земного шара; 2) регионального типа (P), предназначенные для детального изучения сейсмичности отдельных сей-

омоактивных районов.

Широкополосная характеристика сейсмографов системы Кирноса сейсмостанций общего типа позволяла записывать с малыми искажениями как близкие землетрясения, спектр сейсмических волн которых представлен периодами 0,1–3 с, так и удаленные, представленные волнами с периодами от 1–2 до 10–15 с. Эти сейсмографы хорошо регистрируют и микросейсмические колебания I-го рода с периодами от 2 до 10 с. Сейсмографы общего типа СК имеют увеличение около 2000–3000 и СВК-1000 с возможностью его регулировки в широких пределах.

Станции регионального типа оборудуются высокочувствительными сейсмографами типа ВЭГИК, ГСХ и ВСХ с увеличением порядка 10000–50000 в диапазоне периодов, соответствующих главной части спектра сейсмических волн слабых, близких и местных землетрясений. Рабочая полоса частотной характеристики узкополосная (0,05–0,8 с), что необходимо для понижения помех со стороны микросейсм I-го рода. Кривые увеличения сейсмографов, работавших на территории Средней Азии с начала инструментальных наблюдений, показаны на рис. 1. Типовые значения характеристик сейсмографов, установленных на станциях Средней Азии, приведены в табл. 2 приложения.

С развитием инструментального оснащения и расширением сети сейсмических станций усовершенствовалась и служба времени. Это позволило повысить точность определения координат землетрясений и ввести классификацию их.

Увеличение сети сейсмических станций и оснащение их более чувствительной аппаратурой привели не только к значительному росту числа регистрируемых землетрясений, но и, что самое важное, к повышению качества наблюдений.

Уровень магнитуд землетрясений, для которых стало возможным определять эпицентры, к 1955 г. понизился до 2–3. Число сейсмических станций в Средней Азии в 1951–1956 гг. (24–34 станции) увеличилось по сравнению с 1930–1940 гг. (7–8 станций) в 4 раза, число определенных эпицентров возросло в 23 раза.

В табл. 3–5 в приложении дан список основных сейсмических станций Узбекистана и соседних республик, участвовавших в обработке землетрясений Узбекистана, приведены сведения по организации станций и их оборудованию.

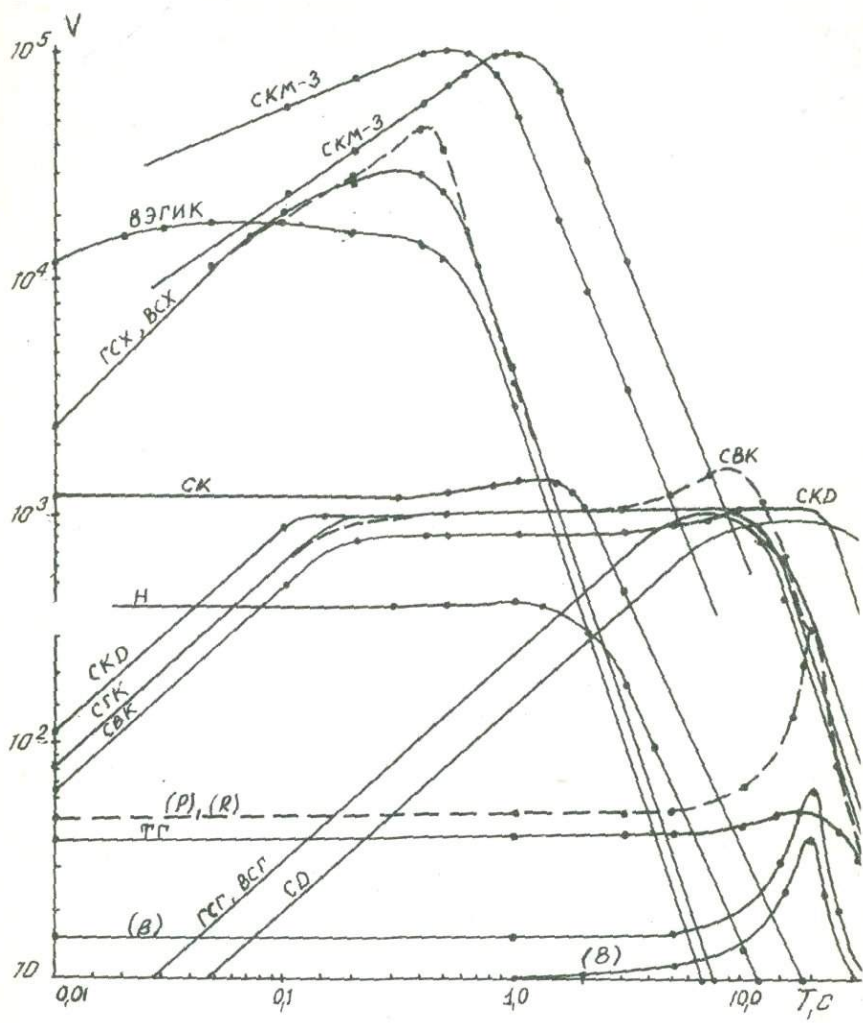


Рис. I. Амплитудно-частотные характеристики различных типов сейсмографов (усл.обозн. см. в тексте)

Количество сейсмических станций Узбекистана в период с 1968 до 1976 г. остается практически постоянным (рис. 2). С 1976 г. до настоящего времени число постоянно работающих станций возросло с 14 до 32.

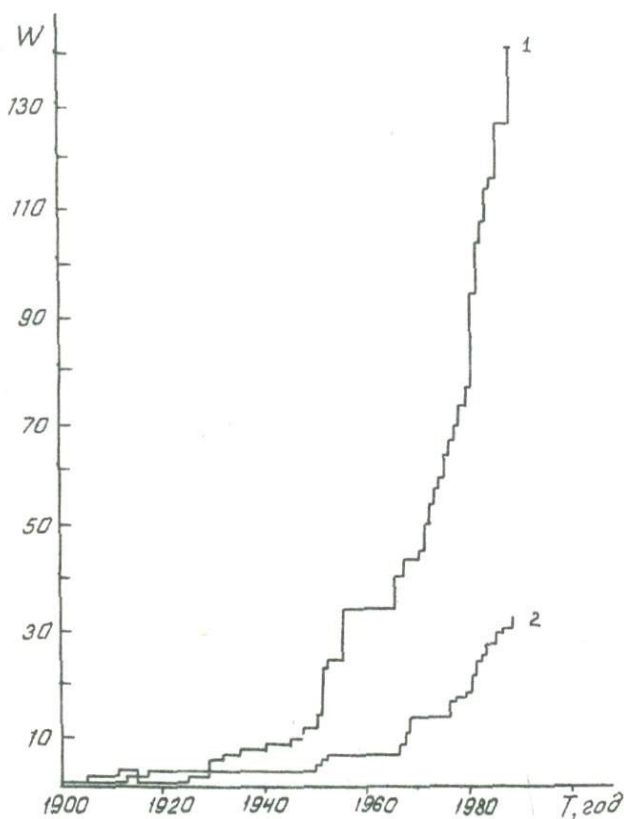


Рис. 2. Динамика роста числа сейсмических станций:
1 - в Средней Азии; 2 - в Узбекистане

Расширению сети станций способствовали происшедшие сильные землетрясения на территории или у границ республики (Газлийские, Таваксайские, Папские, Исфа́ра-Баткентское, Назарбекское, Кайра-

кумское и др.). В 1978 г. в связи с дополнительным финансированием и передачей сети сейсмических станций в опытно-методические экспедиции открываются новые сейсмические станции не только на территории Узбекистана, но и других среднеазиатских республик. Общее число постоянно работающих сейсмических станций в регионе достигло на 1 января 1988 г. 158. Кроме того, в республиках Средней Азии и Казахстане действуют сети временных экспедиционных и эпицентральных станций, данные которых в основном привлекаются для сводной обработки местных землетрясений и афтершоков.

Представительность данных о землетрясениях на разных этапах развития системы наблюдений

В настоящее время для оценки разрешающих возможностей станций Единой системы сейсмических наблюдений (ЕССН) широко используется методика, основы которой приведены в работе З.И.Арановича (1977). Эта методика получила развитие при исследовании эффективности современной региональной сети Среднеазиатского региона (Артиков, 1980). Созданные алгоритмы позволяют оценить возможности сети, а именно, найти энергетическую представительность землетрясений в разных районах и рассчитать карту ошибок при определении координат очагов землетрясений.

Оценка энергетической представительности сейсмометрической информации основана на применении эмпирических корреляционных зависимостей между энергией (E) землетрясений (энергетическим классом $K = \lg E$) и амплитудами смещения в группах продольных и поперечных волн в функции эпицентрального расстояния для конкретного типа регистрирующей аппаратуры. Такие зависимости для Средней Азии получены Т.Г.Раутиан и в виде номограммы используются в службе ЕССН при определении энергетических классов землетрясений в региональной зоне на расстояниях $\Delta < 9^\circ$ (Раутиан, 1960). Аналитическим выражением их являются формулы

$$K = 6,3 + 1,9 \lg [(1 + \beta) \chi_{p0}], \quad (I)$$

$$X_p = X_{p0} \left(\frac{\Delta}{\Delta_0} \right)^{-\alpha} \quad (2)$$

где $\beta = \frac{X_s}{X_p} \approx 4$ - отношение амплитуд поперечных X_s и продольных X_p волн; X_{p0} - амплитуда смещения почвы в волне Р (фаза P_{max}) на референц-сфере радиуса $\Delta_0 = 10$ км; X_p - смещение почвы (фаза P_{max}) на эпицентральной расстоянии Δ , км; α - эффективный коэффициент затухания амплитуд сейсмических волн, регистрируемых данным типом аппаратуры.

Критериями обнаружения полезного сигнала являются

$$A_p \min = 0,5 \text{ мм} \quad \text{или}$$

$$X_p \min = \frac{A_p \min}{V} \cdot 1000 \text{ (мкм)},$$

где $A_p \min$ - минимальная амплитуда записи волны Р, интерпретируемая по сейсмограмме; V - увеличение сейсмографа; $X_p \min$ - минимальная обнаруживаемая (регистрируемая) амплитуда смещения почвы в группе Р-волн.

Коэффициент затухания α зависит как от эпицентрального расстояния Δ , так и от типа регистрирующей аппаратуры - формы ее амплитудно-частотной характеристики (АЧХ). Значения эффективного коэффициента затухания α объемных сейсмических волн для различных интервалов расстояний Δ и используемых типов аппаратуры приведены ниже:

Δ , км	Тип аппаратуры		
	ВЭГИК α	СКМ α	СК(СКЦ) α
10-100	2,05	2,0	1,6
100-200	1,9	1,75	1,4
200-1000	1,8	1,6	1,3

ВЭГИК - полоса рабочих периодов от 0,5-1,2 с; СКМ - имеет четыре типа стандартных характеристик, верхняя граница обычно колеблется от 1,1 до 2,0, иногда 2,5 с. Среднепериодные кана-

ды СК имеют унифицированные АЧХ в диапазоне 0,3–11,0 с. Для региональных расстояний ($\Delta < 9^\circ$) каналы СКД (широкополосные) практически аналогичны по эффективности каналам СК.

Из приведенных данных видно, что при оценке эффективности необходимо учитывать тип аппаратуры, ее амплитудно-частотные характеристики. Из-за наличия дисперсии и различного затухания с увеличением расстояния максимум спектральной плотности волновых пакетов групп волн P и S начинает все больше смещаться за пределы низкочастотной границы фильтра (характеристики), что приводит к заметному ослаблению интенсивности видимых амплитуд на записи. Так как низкочастотный склон АЧХ сейсмографа формируется основными параметрами сейсмоприемника – его периодом T_s и затуханием D_s , становятся понятными большие значения коэффициента α для сейсмографов ВЭГИК, датчики у которых настроены на период $T_s = 0,6\text{--}1,1$ с, являющийся низкочастотной границей фильтра. За пределами этой границы АЧХ спадает пропорционально T^{-3} (T – период колебаний сейсмических волн).

Таким образом, фильтрующие свойства АЧХ каналов приводят к дополнительному (кажущемуся) затуханию амплитуд сейсмических волн.

Благодаря большой статистике приведенные коэффициенты α в среднем по региону правильно отражают картину затухания амплитуд, зависящую от добротности пород коры и верхней мантии, но только до расстояний не более 1000 км.

В качестве параметра энергетической чувствительности станций в работе принимается максимальное эпицентральное расстояние, на котором станция информативно регистрирует землетрясения с заданной энергией ($E = 10^K$). Под информативной регистрацией землетрясения понимается возможность выделения первого вступления P -волн. Далее при оценке энергетической представительности районов изолиниями равных классов K на картах показываются нижние пороги обнаружения землетрясений для заданного числа станций N . Описанный ниже алгоритм адаптирован и реализован для мини-ЭВМ Искра-1256, с помощью которой и проведены все необходимые вычисления для построения карт представительности землетрясений.

Алгоритм расчета карт представительности

1. Ввод входной информации – паспорт программы. Вводятся следующие исходные данные: границы исследуемого района в географических координатах: φ_n, φ_v и λ_n, λ_v , шаг изменения координат по широте $-\Delta \varphi$ и долготе $-\Delta \lambda$; значение энергетического класса K , представительность которого будет оцениваться. Число станций анализируемой сети $-N$.

2. Расчет значения $X_{po} = f(K)$ на референц-сфере по формуле $X_{po} = \frac{I}{I+\beta} \cdot 10 \frac{K-6,3}{1,9}$, где $\beta = 4$.

3. Расчет и занесение в символьную переменную SA: для i -й станции величины максимальной регистрируемой амплитуды смещения почвы $X_{p\ min\ i}$, являющейся функцией увеличения сейсмографа V_i :

$$X_{p\ min\ i} = \frac{A_{p\ min}}{V_i} \cdot 1000 = \frac{500}{V_i} \text{ [мкм]}, \text{ где } A_{p\ min} = 0,5 \text{ мм.}$$

4. Предварительная оценка для точки с координатами φ_k и λ_k стороны квадрата φ', φ'' и λ', λ'' , в пределах которого могут быть расположены интересующие нас станции, информативно зарегистрировавшие землетрясение. Анализ ведется по наиболее чувствительной станции, т.е. по максимальному значению увеличения V_{max} на каналах исследуемой сети. Значение V_{max} заносится в паспорт программы.

Рассчитывается дальность регистрации R_{max} наиболее "чувствительной" станции по формуле

$$R_{max} = 10 \left(\frac{X_{po} \cdot V_{max}}{A_{p\ min} \cdot 1000} \right)^{\frac{1}{\alpha}} = 10 \left(\frac{X_{po} \cdot V_{max}}{500} \right)^{-\alpha},$$

причем сначала находятся значения R_{max} для трех величин $\alpha = 2,0; 1,75; 1,6$ с обязательной проверкой условий:

для $\alpha = 2,0$, если $R_{max} > 100$ км, оно недействительно;

для $\alpha = 1,75$, если $100 > R_{max} > 200$ км, оно недействительно;

для $\alpha = 1,6$, если $R_{max} > 200$ км, оно недействительно.

Из полученных трех или менее значений R_{max} выбирается наибольшее, которое и участвует в дальнейших вычислениях границ квадрата:

$$d\varphi = \frac{R_{\max}}{R_0} \cdot \frac{180}{\pi}; \quad d\lambda = \frac{R_{\max}}{R_0 \cos \varphi} \cdot \frac{180}{\pi}.$$

Далее пункты 5-17 выполняются по внешним циклам.

5. Выбор координат (широты φ_k и долготы λ_k исследуемой точки):

$$1 \text{ цикл: } \varphi_k = \varphi_n + k \cdot \Delta \varphi;$$

$$2 \text{ цикл: } \lambda_k = \lambda_n + k \cdot \Delta \lambda;$$

где $k = 0, 1, 2, \dots, n$.

Условия выхода из циклов: $\varphi_k > \varphi_B$ и $\lambda_k > \lambda_n$.

6. Определение границ квадрата по широте и долготе:

$$\varphi' = \varphi_k - d\varphi; \quad \varphi'' = \varphi_k + d\varphi; \quad \lambda' = \lambda_k - d\lambda; \quad \lambda'' = \lambda_k + d\lambda.$$

Проводится предварительная отсортировка станций с помощью проверки условий:

если $\varphi' > \varphi_i > \varphi''$ и/или $\lambda' > \lambda_i > \lambda''$, то эта i -я станция в дальнейших расчетах не участвует.

7. Расчет эпицентральных расстояний Δ_i от каждой i -й станции до точки с координатами φ_k, λ_k .

8. Выбор коэффициента затухания α для i -й станции в зависимости от величины Δ_i :

если $T_B > 1,1$, то "А", иначе:

$$\text{для } \Delta_i < 100 \quad \alpha = 2,05;$$

$$\text{для } 100 \leq \Delta_i \leq 200 \quad \alpha = 1,9;$$

$$\text{для } \Delta_i > 200 \quad \alpha = 1,8;$$

"А". Если $T_B > 2,5$, то "В", иначе:

$$\text{для } \Delta_i < 100 \quad \alpha = 2,0;$$

$$100 < \Delta_i < 200 \quad \alpha = 1,75;$$

$$\Delta_i < 200 \quad \alpha = 1,6;$$

"В". Для $\Delta_i < 100 \quad \alpha = 1,6;$

$$100 < \Delta_i < 200 \quad \alpha = 1,4;$$

$$\Delta_i > 200 \quad \alpha = 1,3.$$

9. Расчет амплитуды смещения почвы на заданном расстоянии по формуле

$$X_{pi} = X_{po} \left(\frac{\Delta_i}{\Delta_0} \right)^{-\alpha} = X_{po} \left(\frac{\Delta_i}{10} \right)^{-\alpha} = X_{po} \left(\frac{10}{\Delta_i} \right)^{\alpha}.$$

10. Проверка информативности регистрации землетрясения i -й

станцией. Если $X_{pi} \geq X_{pi \min}$, то переходим к п. II, иначе повторяем п. 6.

II. Расчет азимутов направлений от точки φ_k, λ_k до i станций - α_i . В массивы МАСС Δ и МАСС α заносятся соответствующие значения Δ_i и α_i , а в счетчик N прибавляется 1.

12. Повтор расчета с пункта 6 для следующей станции ($i = i + 1$).

13. Оценка окружения станциями эпицентра. Анализ МАСС α - упорядочивание его по возрастающим значениям α ($\alpha_i < \alpha_{i+1}$).

Определение открытого угла $\theta = \max \alpha_{ij}$, где $\max \alpha_{ij}$ - максимальное значение разности $\alpha_i - \alpha_j$ или $\alpha_i - \alpha_{i+1}$ для упорядоченного массива МАСС α .

14. Оценка точности определения времени в очаге по разности $S_i - P_i$ подсети из N станций

$$\sigma_{t_0} = f [(S_i - P_i), SS_i, SP_i, \Delta_i].$$

15. Оценка распределения станций по интервалам эпицентральных расстояний для приблизительного определения ошибки глубины фокуса и эпицентра: N_1, N_2, N_3 .

16. Вывод на печать для точек φ_k, λ_k расчетных данных: $N, N_1, N_2, N_3, \theta, \sigma_{t_0}$.

17. Анализ величин $N, \theta, \sigma_{t_0}, \delta \Delta, \delta H$ с целью классификации землетрясений по классам точности а, б, в, А, Б, В их основных параметров.

Теоретические и экспериментальные параметры энергетической чувствительности станций

На основе формул (1) и (2) и значений эффективного коэффициента затухания α сейсмических волн рассчитаны теоретические значения энергетических классов (K_{min}) в зависимости от эпицентрального расстояния при различных уровнях увеличения сейсмографа. Такие данные составлены для трех типов сейсмографов: СКМ-3; ВЭГИК; СК(СКД). При этом средняя минимальная амплитуда $A_{p \min}$ первых вступлений фаз Р-волн принималась равной $A_{p \min} = 0,5$ мм. На рис. 3 приведены результаты этого расчета в графическом виде

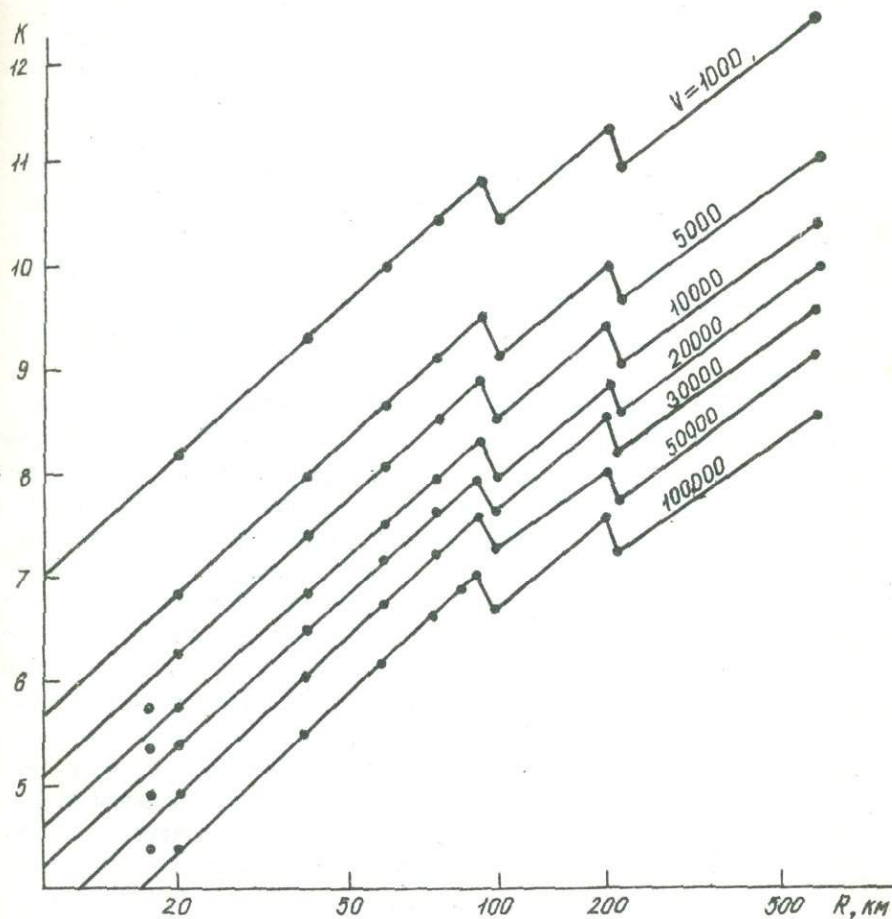


Рис. 3. Теоретическая зависимость максимального расстояния регистрации землетрясений (R_m) от их энергетического класса (K) для различных коэффициентов чувствительности сейсмометрических каналов (V)

для сейсмографа типа СКМ-3 при уровнях увеличения от 1000 до 100000. Из рисунка видно, что при эпицентральных расстояниях \approx 100 и \approx 200 км происходит излом графика в сторону понижения на 0,5 класса в каждом изломе. Излом на графике свидетельствует о том, что на расстояниях 100-110 и 200-210 км первыми приходят разные типы Р-волн, которые имеют меньшие коэффициенты затухания.

Для сравнения теоретического графика дальности регистрации землетрясений класса К с экспериментальными данными (на основе станционных бюллетеней за 1984-1985 гг.) построены реальные графики для 29 сейсмических станций Узбекистана. Результаты исследований сведены в табл. 6-7 приложения. В табл. 7 приведены данные еще 6 сейсмических станций Казахстана и ИФЗ АН СССР, полученные в ИС АН КазССР Н.И. Михайловой.

При аппроксимации графиков дальности регистрации были введены три классификации: предельная; представительная и уверенная. Отличаются они друг от друга на 0,5 класса. Линия предельной энергетической чувствительности проходит по нижней кромке области точек графика дальности регистрации, где по оси абсцисс отложены расстояния (Δ км), а по оси ординат - энергетические классы зарегистрированных землетрясений. Такой график выглядит как облако точек и статистически обеспечен данными не менее чем о 300 землетрясениях. Эта предельная чувствительность определяется рядом факторов - типом сейсмографа, увеличением, геологическим строением грунтов и их скоростными характеристиками на пути распространения сейсмических волн от очага до станции. Линия представительной регистрации образуется параллельным переносом предельной линии на +0,5 класса. При этом вероятность регистрации землетрясений данного энергетического класса возрастает до 0,95 при прочих равных условиях. Линия уверенной регистрации отличается от представительной также на +0,5 класса. Вероятность регистрации возрастает и равна единице.

Из теоретических и экспериментальных графиков дальности регистрации выявляется следующая закономерность. Для уверенной регистрации землетрясений данного энергетического класса при одних и тех же условиях предельной регистрации того же класса необходимо повысить уровень увеличения (V) в 2 раза, что уменьшает порог регистрации землетрясений на один класс.

Анализ эффективности региональной сети сейсмических станций Узбекистана на основных этапах ее развития

Предъявляемые в настоящее время требования к надежности и детальности сейсмических исследований вызываются необходимостью достоверного изучения сейсмического режима региона и получения количественной оценки сейсмической опасности.

На рис. 4-10 приведены карты $K_{m/l}$ для десятилетних этапов, свидетельствующие о том, что эффективность сети станций Узбекистана, за исключением западной части его территории, достаточно высока.

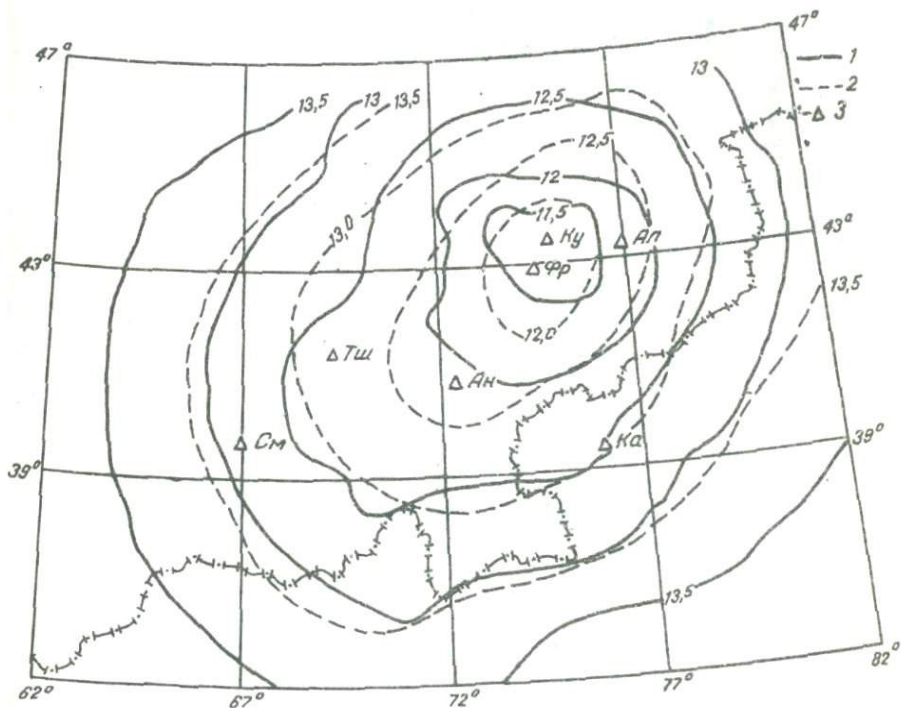


Рис. 4. Представительность землетрясений и сеть станций в 1930 г.:
 1 - для $N = 3$; 2 - для $N = 5$; 3 - сейсмические станции (коды названия станций см. на рис. 7)

До конца 1960 г. для обработки землетрясений с $K \geq 10$ использовались бюллетени почти всех сейсмических станций Среднеазиатского региона вне зависимости от их ведомственной и республиканской принадлежности. Для построения карт энергетической представительности до 1970 г. оказалось целесообразным привлечь данные всех сейсмических станций.

Из практики расчета кинематических параметров землетрясений ("кручения" эпицентров) видно, что оптимальное число станций, одновременно участвующих в сводной обработке землетрясений с $9 \leq K \leq 12$, не превышает 10, минимальное их число равно 3,4 или 5 в зависимости от выбираемой надежности (уровня доверия).

Как показали расчеты, значения K_{min} при $N = 3, 4$ и 5 в пределах Среднеазиатского региона за весь период сейсмометрических наблюдений меняется от 7 до 13,5. Расчеты производились с шагом $0,5^{\circ}$ по широте и долготе. Энергетический класс землетрясений $K = \lg E$, Дж, задавался через $0,5$ класса.

На картах энергетической представительности за разные этапы развития сети сплошными линиями изображены области для $N = 3$, пунктирными линиями — для $N = 5$.

В 1930 г. (см. рис. 4) в регионе работали следующие сейсмические станции: Алма-Ата, Фрунзе, Андижан, Кашгар, Курдай, Самарканд, Ташкент. Минимальный энергетический класс $K_{3min} \geq 11,5$ и $K_{5min} \geq 12$ охватывает район с координатами $\varphi = 42,5-44,0^{\circ}$ и $\lambda = 73,5-76,5^{\circ}$. Для территории Узбекистана представительными являются землетрясения с $K \geq 13$.

В 1940 г. (рис. 5) число станций также равно 7: Алма-Ата, Андижан, Ташкент, Самарканд, Фрунзе, Сталинабад, Чимкент. Представительны землетрясения с $K \geq 12$, имеются небольшие области с $K = 11,5$ с координатами $\varphi = 41^{\circ}$, $\lambda = 68^{\circ}$ и $\varphi = 41,5^{\circ}$, $\lambda = 71,5^{\circ}$.

В 1950 г. (рис. 6) число станций равно 18: Алма-Ата, Самарканд, Андижан, Ташкент, Сталинабад, Фрунзе, Чимкент, Ашхабад, Оби-Гарм, Фергана, Нарын, Пржевальск, Кызыл-Арват, Гарм, Куляб, Мургаб, Дуначарское, Мары. Для всей территории Средней Азии представительны землетрясения с $K \geq 12,0$. В восточной части Узбекистана регистрируются землетрясения с $K \geq 10,5$, в южной и западной — с $K \geq 11,5$.

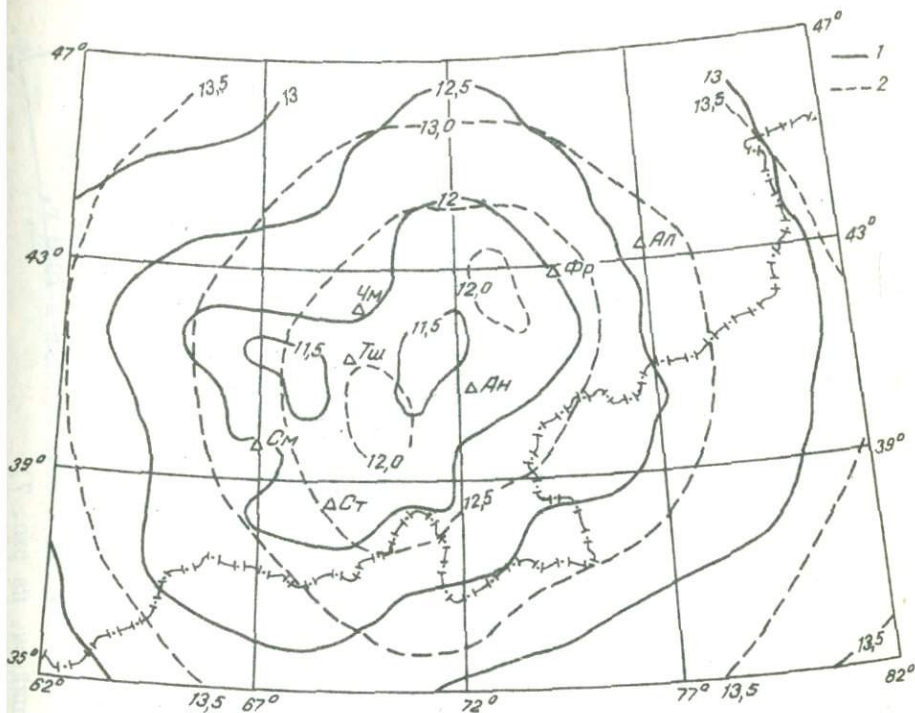


Рис. 5. Представительность землетрясений и сеть станций в 1940 г. (коды названия станций см. на рис. 7)

Как видно из рис. 7 (1955 г.), число сейсмических станций, постоянно участвующих в сводной обработке землетрясений, достигло 27. В регионе энергетический класс представлен и меняется в диапазоне от $K \geq 8$ до $K \geq II$ при $N = 3$ и от $K \geq 9,5$ до $K \geq 12$ при $N = 5$.

Наибольшей регистрационной чувствительностью обладает сеть станций в районах Алма-Аты ($K \geq 8$), Душанбе ($K \geq 9$), в восточной части Ташкентской области ($K \geq 9,5$), Ашхабада ($K \geq 10$).

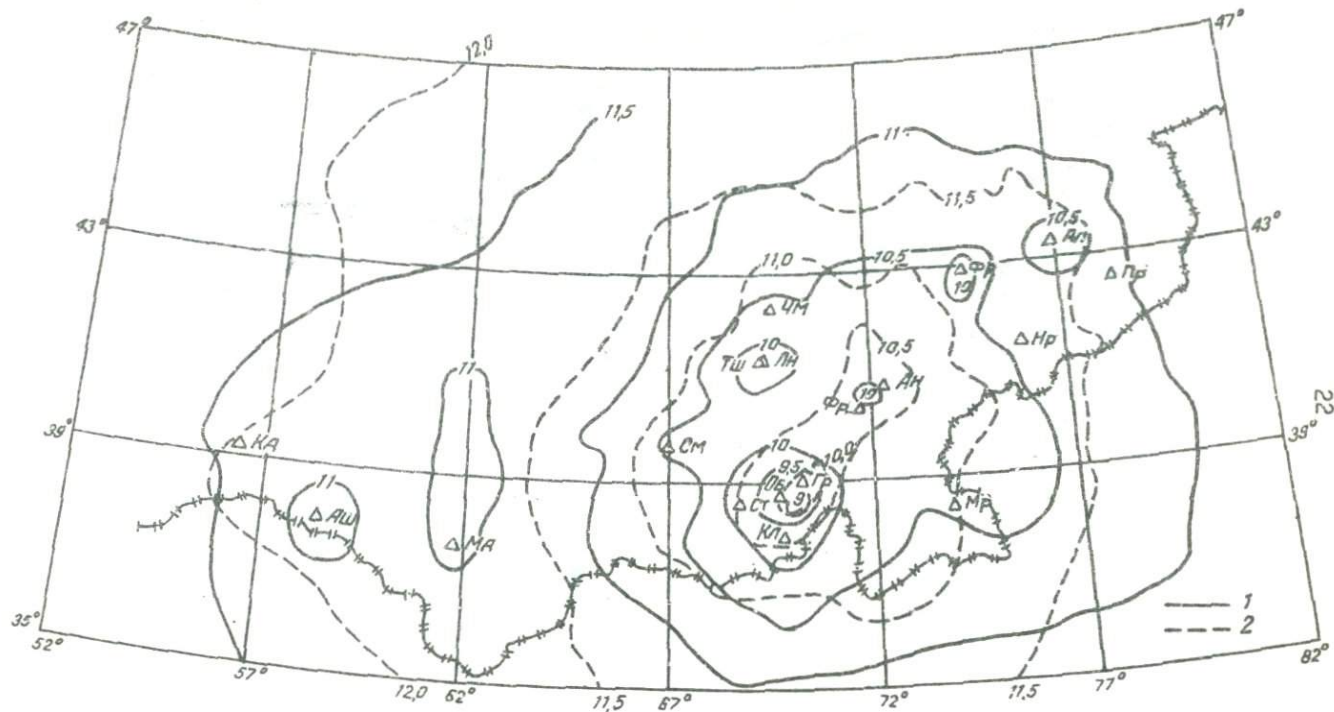


Рис. 6. Представительность землетрясений и сеть станций в 1950 г.
(коды названий станций см. на рис. 7)

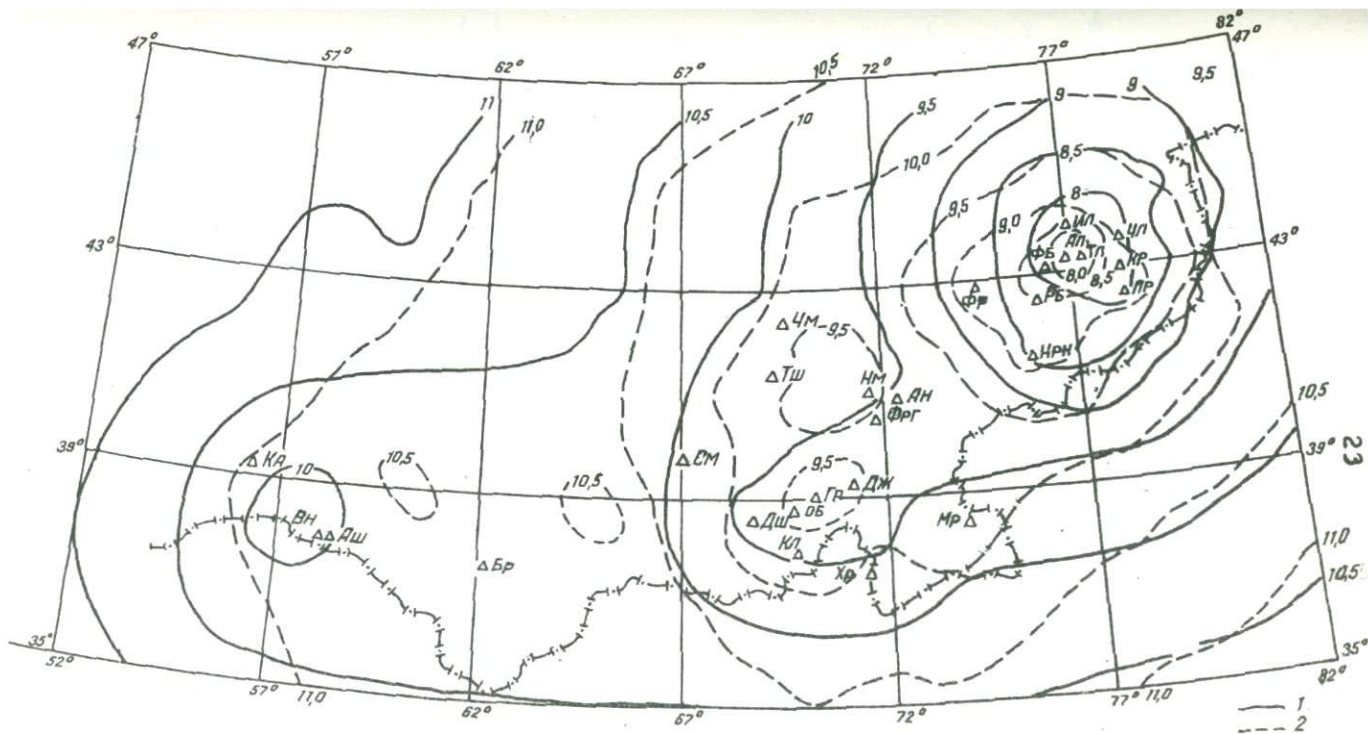


Рис.7. Представительность землетрясений и сеть станций в 1955 г. (Ал - Алма-Ата; Ан - Андижан; Ка - Кашгар; Ку - Курдай; См - Самарканд; Тш - Ташкент; Фр - Фрунзе; Ст - Сталинабад; Чм - Чимкент; Тл - Талгар; Бр - Байрам-Али; Вн - Ванновская; Гр - Гарм; Об - Оби-Гарм; Фрг - Фергана; Нр - Нарын; Пр - Пржевальск; Ка - Кызыл-Арват; КЛ - Куляб; Мр - Мургаб; Ма - Мары; Нм - Наманган; Рб - Рыбачье; Дш - Душанбе; Фб - Фабричная; Хр - Хорог; Чл - Чилик)

С 1965 г. число станций составляет 60, в Душанбинско-Гармском районе регистрируются землетрясения с $K \geq 7,0$, в остальных районах - с $K \geq 9$ до $K \geq 10,5$ (рис. 8). На территории Узбекистана представительны землетрясения с $K \geq 8,5$ в восточной части и с $K \geq 10$ в западной и южной.

В 1975 г. число сейсмических станций возрастает до 95. К этому времени в зависимости от территориального расположения станции подчиняются республиканским учреждениям, которые ведут обработку землетрясений в своей республике, привлекая некоторые дополнительные данные сети станций соседних республик. Сводная карта энергетической представительности за 1975 г. представлена на рис. 9. Изолинии показывают, что при $N = 3$ регистрируемый энергетический класс меняется в интервале от $K \geq 7$ до $K \geq 10$.

Начиная с 1975 г. сеть Среднеазиатского региона в целом, за исключением северной части Туркмении, регистрирует землетрясения с $K \geq 9$. Наибольшей регистрационной возможностью обладают геодинамические полигоны, созданные на территориях с высокой сейсмичностью: Ташкентский, Алмаатинский, Фрунзенский, Душанбинский, Гармокий, Ашхабадский, где появляется возможность регистрировать слабые землетрясения с $K \geq 7$ при $N = 3$ и с $K \geq 8$ при $N = 5$ для детального изучения динамики сейсмического процесса и поиска предвестников землетрясений.

Карта энергетической представительности землетрясений Среднеазиатского региона за 1985 г. показана на рис. 10. Изолинии энергетической представительности очень искривлены, что свидетельствует о неравномерности расположения станций на территории и разной их чувствительности. В районах с большой плотностью станций уверенно регистрируются землетрясения с $K \geq 7,0-7,5$.

Таким образом, опыт обработки землетрясений показывает некоторую общую избыточность сейсмических станций в Среднеазиатском регионе. Однако из-за недостаточного обмена станционными бюллетенями, отсутствия оперативной связи и плохой координации работ по сводной обработке эта избыточность становится целесообразной и нередко приходится открывать дополнительно другие станции в каждой из республик, особенно в приграничных районах. Предварительный анализ показывает, что число сейсмических станций можно без ущерба сократить на 20%, сохранив ту же энергетическую представительность при хорошей координации работ по обмену первичными данными.

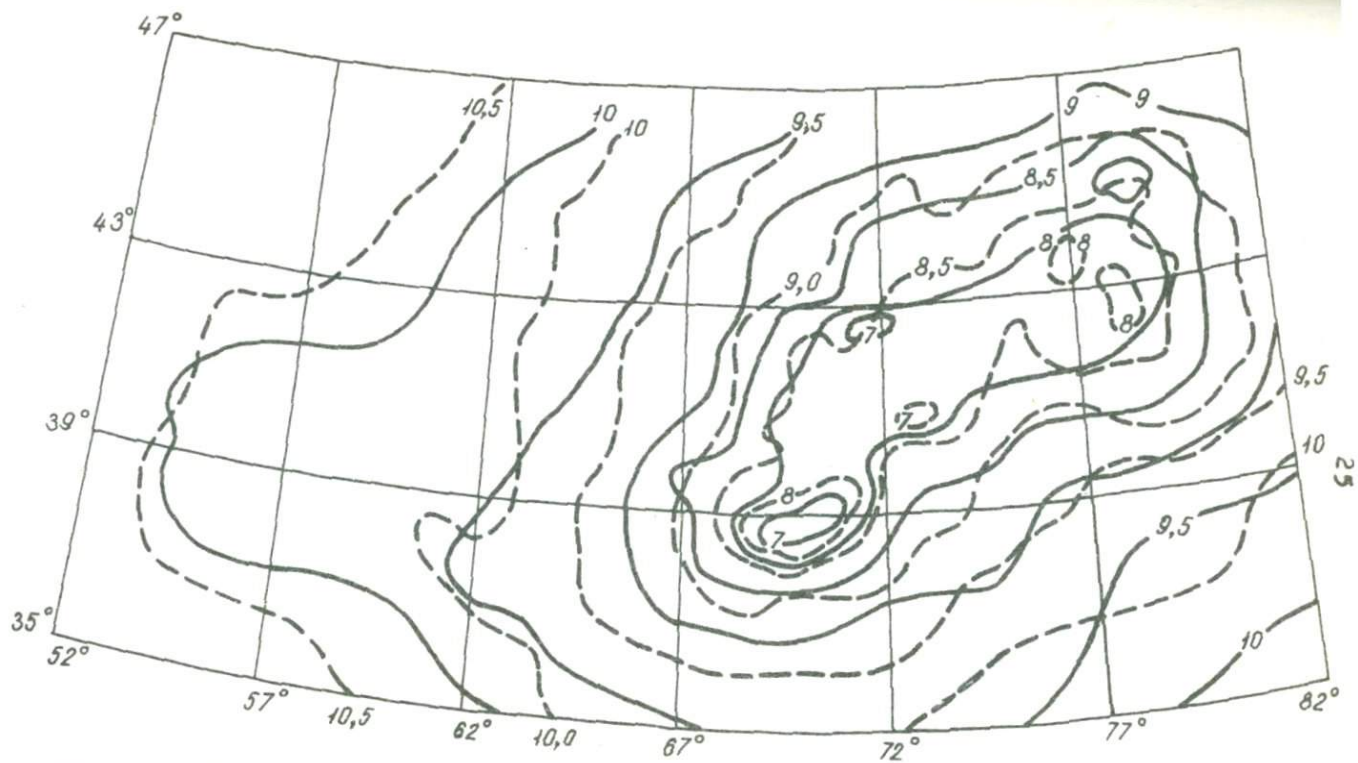


Рис. 8. Представительность землетрясений в 1965 г.:

1 - для $N = 3$; 2 - $N = 5$

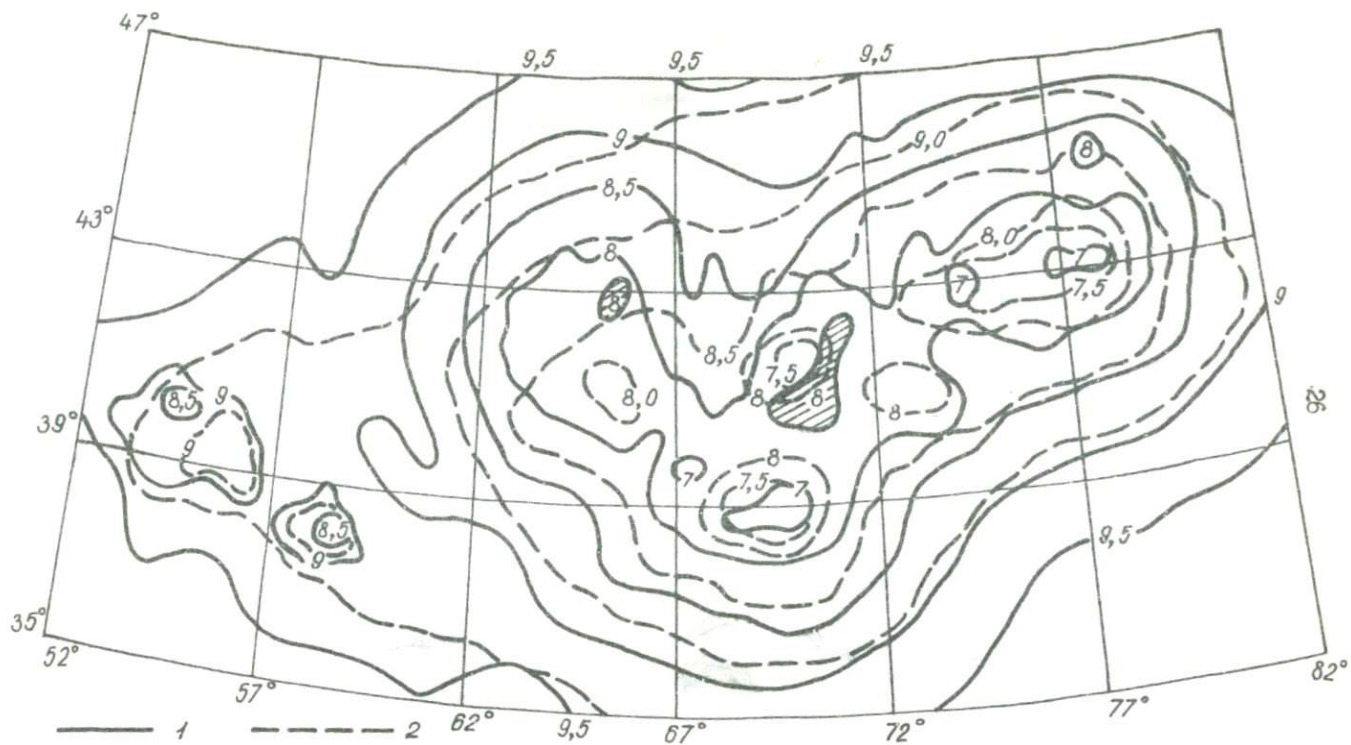


Рис. 9. Представительность землетрясений в 1975 г.:

1 - для $N = 3$; 2 - $N = 5$

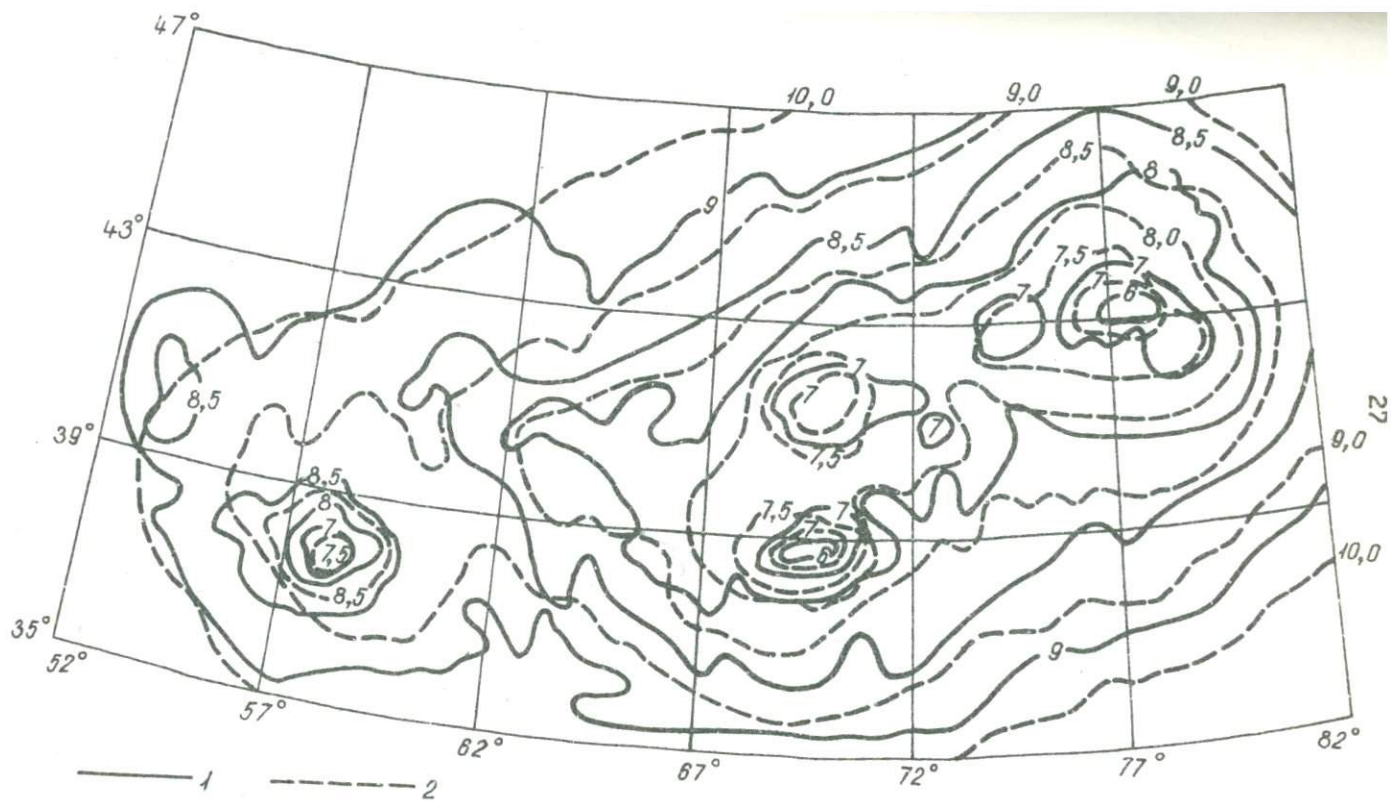


Рис. 10. Представительность землетрясений в 1985 г.:
 1 - для $N = 3$; 2 - $N = 5$

Об оценке точности определения гипоцентров землетрясений

В зависимости от ряда факторов, к которым прежде всего относятся расположение станций системы наблюдений относительно очага землетрясения, случайные ошибки снятия с сейсмограмм моментов вступления основных фаз волны, а также степень соответствия используемого в обработке годографа реальной картине распространения сейсмических колебаний, местоположения очага, его глубина и время начала разрыва определяются с той или иной точностью.

Классификация землетрясений по точности определения их основных кинематических параметров была предложена Н.А.Введенской в 1955 г. Существующая в то время сеть сейсмических станций, данные которых использовались для обработок землетрясений, позволила согласно этой классификации определять координаты эпицентров землетрясений с точностью, которая подразделялась на три класса: А, Б и В. К классу А относились землетрясения, эпицентры которых не должны выходить за пределы круга радиуса $\delta R = 25$ км, к классу Б - $\delta R \leq 50$, к классу В - $\delta R > 50$ км.

Начиная с 1957 г. в связи с ростом экспедиционных сетей и использованием локальных годографов вместо регионального годографа Е.А.Розовой точность определения координат землетрясений на территории Узбекистана возросла. В результате появилась необходимость дополнения и расширения классификации сейсмических источников по точности определения их эпицентров и глубины фокусов. По достоверности определяемых параметров с помощью локальной сети наблюдений все местные землетрясения были подразделены Е.М.Бутовской на три класса: а - ошибка в оценке положения эпицентров не превышает 5 км; б - не более 10 км; в - не более 25 км (Фленова, 1973). В литературе приводится также более расширенная оценка классификации по точности, разработанная под руководством Е.М.Бутовской (1971): "... класс а - эпицентр с доверительным уровнем $P = 95-99\%$ попадает в эллипс, линейные размеры которого 1,5-3 км, глубина очага с тем же доверительным уровнем колеблется в пределах $\delta h = \pm 2,0-2,5$ км; класс б - $P = 95\%$, линейные размеры эллипса около 3-4 км, ошибка в определении глубин $\delta h = \pm 5$ км; класс в - $P = 90\%$, линейные размеры эллипса 6-8

км, ошибка в определении глубины $\delta h = \pm 5$ км".

В классификации Е.М.Бутовской, по нашему мнению, явно завышены возможности обработки землетрясений. При благоприятном расположении системы наблюдений относительно очага землетрясения удается добиться иногда точности определения координат эпицентра не менее $\pm 2,5$ км. Однако эта величина является характеристикой только случайных ошибок расчета местоположения эпицентра и не содержит никакой информации о возможных систематических смещениях координат в результате действия целого ряда факторов. Приведенная надежность ошибки величиной в 95%, а тем более в 99% на данном этапе недостижима и чисто формальна, так как при сводной обработке станционных данных приходится отбраковывать наблюдения отдельных фаз волн фактически с доверием 80-90%. Возможность определения глубины с ошибкой менее 2,5 км также вызывает сомнения ввиду наличия "парадокса ближней станции", нерешенного до настоящего времени.

В новом каталоге сильных землетрясений (1977) приведены классы точности с величинами соответствующих ошибок основных параметров очага:

Ошибка параметров	Класс точности					
	а	б	в	А	Б	В
Время, t_0 , с	$\pm 1,0$	$\pm 1,0$	$\pm 1,0$	$\pm 2,0$	$\pm 3,0$	$\pm 5,0$
Координаты, км	2-5	5-8	10	25	50	50
Глубина, км	± 5	± 5	± 10	± 10	± 10	-

Следует обратить внимание на противоречивость приведенных данных. Дело в том, что ошибка времен в очаге δt_0 , равная $\pm 1,0$ с, должна привести к смещению очага по глубине примерно на 10 км (при точно найденном эпицентре), что не находит своего отражения. Градация по ошибкам координат классов а, б и в с такой степенью точности (до ± 1 км) также практически невозможна. Реально можно оценить ошибку смещения эпицентра в пределах 5 км (иногда до 2,5 км). С учетом всего сказанного мы рекомендуем вариант классификации землетрясений в зависимости от точности определения их основных параметров:

Ошибка параметров	Класс точности				
	а	б	А	Б	В
Время $\pm t_0$, с	0,5	0,5-1,0	1,1-2,0	2,1-3,0	3,0
Радиус, $\pm R$, км	0-5	5-10	10-25	25-50	50
Глубина, $\pm h$, км	0-5	5-10	10	-	-
Координаты (\pm), град	0,035	0,036-0,07	0,071-0,20	0,21-0,40	0,4

Эмпирические критерии для классификации землетрясений по классу точности их основных параметров

Приводимые ниже критерии выработаны сейсмологами в результате обобщения многочисленных экспериментальных данных при сводной обработке землетрясений.

По Каталогу сильных землетрясений (1975) к классу точности А могут быть отнесены те землетрясения, положение эпицентра которых находилось по данным не менее четырех близких сейсмических станций, расположенных не далее 800 км от очага, или трех на расстояниях, не превышающих 200 км, и одной удаленной до 1000 км. При этом угол между направлениями на крайние станции должен быть не менее 150° (открытый угол $\varphi < 210^\circ$). Должно выполняться также требование, чтобы средняя величина ошибок определения времени в очаге δt_0 не превышала 2 с.

Класс точности Б - положение эпицентра определяется по данным не менее четырех близких станций, трех близких и одной удаленной или шести удаленных. Удаленные станции должны располагаться по азимуту не менее чем в трех квадрантах относительно эпицентра.

Если для обработки землетрясений, которые по точности относятся к классам А или Б, может быть использован какой-нибудь один обобщенный региональный годограф, то для обработки землетрясений по классу а или б необходимо применять свои локальные (специфические) годографы.

М.Г.Фленова (1979) из анализа доверительных эллипсов ошибок для выборки, состоящей из более 100 событий, делает следующие выводы:

линейные размеры доверительных фигур зависят от количества сейсмических станций, участвующих в обработке;

размеры фигур зависят также от заданного доверительного уровня вероятности и от "открытого" угла θ - угловой меры части планшета (θ - наибольший угол на планшете, в створе которого отсутствуют станции, зарегистрировавшие землетрясение).

Автор отмечает также, что при неполном окружении эпицентра сейсмическими станциями невозможно однозначно определить глубину очага. Для оценки точности местоопределения предполагается в этом случае строить не один доверительный эллипс для фиксированной глубины источника, а огибающую нескольких фигур, построенных для различных глубин. Размеры этой огибающей и будут являться оценкой точности координат эпицентра. Большой интерес для уточнения критериев представляют значения инструментальных ошибок δR , полученные на экспериментальном материале (Фленова, 1973) для различных систем наблюдений и обработки. Сочетание данных экспедиционных и стационарных станций с использованием в обработке локальных годографов позволяет определить эпицентр землетрясения с точностью $\delta R = \pm 8$ км. По данным только стационарных станций с разверткой 60-120 мм/мин, $\delta R = \pm 17$ км. При обработке землетрясений по годографу Е.А.Розовой, обретенному для орогенной части территории Средней Азии, $\delta R = \pm 35-40$ км.

Согласно Атласу ... (1962), критерии класса а следующие: землетрясения обработаны по записям не менее пяти близких станций. При этом должна существовать запись ближайшей станции, отстоящей от очага на расстоянии не более 20 км, положение эпицентров определяется при полном окружении станциями наблюдения. В случае одностороннего расположения должно соблюдаться условие $(S_i - P_i)_{min} \leq 3$ с. Отклонения отдельных значений времени в очаге t_{oi} от среднего t_0 должны быть меньше 0,5 с. Если $(S_i - P_i)_{min} \leq 2$ с, то достаточно трех близких станций.

К классу б относятся землетрясения, у которых $(S_i - P_i)_{min} < 4$ с или $(\Delta i)_{min} < 30$ км), а станционные отклонения t_{oi} от среднего значения времени в очаге не превышают 2 с.

К классу в относятся землетрясения, записанные не менее чем тремя близкими станциями.

Анализируемые критерии обобщены в приведенных ниже данных, которые использовались для классификации землетрясений по клас-

сам точности:

Класс точности	N	$\delta t_0, c$	$\theta, ^\circ$	$\delta R, км$	$\delta h, км$	$\Delta i, мп, км$
а	5	0,5с	90 ⁰	5	5	20
б	4	0,1с	120 ⁰	10	5	30
А	4	2	210 ⁰	25	10-20	200
Б	4	3	-	50	10-20	800
В	3	5	-	100	-	-

Классы в и А неразличимы по точности δR , если опираться на работу М.Г.Фленовой (1973), б и в - если следовать приведенным у нас данным. Поэтому класс в мы вообще исключили из рассмотрения.

Ошибка времени в очаге δt_0 более или менее приведена в соответствие с оценкой погрешности глубины источника δh ; δR - это радиус круга, в пределах которого с вероятностью 0,9 (90%) должен находиться эпицентр землетрясения.

Совместное определение гипоцентров землетрясений и скоростного разреза

Одной из наиболее важных проблем в сейсмологии является определение гипоцентров землетрясений с учетом скоростных неоднородностей литосферы.

Лабораторией региональной сейсмичности и сейсмрайонирования Института сейсмологии АН УзССР совместно с лабораторией общей сейсмологии Института физики Земли (Л.П.Винник, Ю.А.Бурмаков) разработана вычислительная программа *HYPVEL* по одновременному уточнению координат гипоцентров и скоростной модели, которая реализована на языке Фортран-IV на ЭВМ ЕС-1055 и IBM PC AT.

Постановка задачи. В соответствии с алгоритмом Кроссона (Crosson, 1976) запишем квазилинейную систему уравнений, используя разложение первого порядка относительно функции времени пробега. В наборе времен вступлений для совокупности V событий, записанных на P сейсмостанциях, теоретическое время прихода от

i -го события на j -ую сеймостанцию будет равно:

$$T_{ij}^{CAL} = T_{ij} (X_{1i}, X_{2i}, X_{3i}, X_{4i}, V_1, \dots, V_l) \quad \begin{matrix} i = 1, q \\ j = 1, p \end{matrix}, \quad (3)$$

где $X_{1i}, X_{2i}, X_{3i}, X_{4i}$ - параметры i -го гипоцентра; V_1, \dots, V_l - параметры модели.

Тогда, согласно Кроссону, квазилинейное уравнение относительно малых приращений времени пробега к малым приращениям гипоцентра и параметров модели можно представить в виде

$$\Delta T_{ij} = \sum_{\kappa=1}^4 \left(\frac{\partial T_{ij}}{\partial X_{\kappa i}} \right) \Delta X_{\kappa i} + \sum_{\kappa=1}^l \left(\frac{\partial T_{ij}}{\partial V_{\kappa}} \right) \Delta V_{\kappa}, \quad (4)$$

где $\Delta T_{ij} = T_{ij}^{OBS} - T_{ij}^{CAL}$; $\Delta X_{\kappa i} = X_{\kappa i} - X_{\kappa i}^0$; $\Delta V_{\kappa} = V_{\kappa} - V_{\kappa}^0$.

Величины $X_{\kappa i}^0$ и V_{κ}^0 являются точками гипоцентра и пространства модели, где оцениваются частные производные. После вычисления частных производных по этим параметрам выражение (4) интерпретируется как набор $pq (= n)$ линейных уравнений с $4q + 1 (= m)$ неизвестными, в которых неизвестные являются поправками к первоначальному решению, определяемыми инверсией уравнения (3).

Для наблюдаемых времен вступлений также применимо соотношение (3), но уже с вектором ошибки e , включающим ошибки измерений и ошибку результатов из-за недостаточной параметризации модели:

$$T^{OBS} = F(x) + e, \quad (5)$$

где $X = (H, V)$.

Если $n (= pq)$ больше, чем $m (= 4q + 1)$, то для получения взаимосвязанных параметров по модели и гипоцентрам необходимо минимизировать ошибку e в уравнении (5) в смысле наименьших квадратов:

$$\| T^{OBS} - F(x) \|^2 = \| e \|^2 \rightarrow \min. \quad (6)$$

Столбцы в правой стороне A , содержащие частные производные времени пробега относительно параметров модели, связаны через отдельные события, так как параметры модели являются общими для всех событий. Если эти столбцы, называемые матрицей скоростных параметров B (II), $\frac{\partial T_{ij}}{\partial v_k}$ — нулевые, система возвращается к самостоятельной задаче определения положения гипоцентров. Данная матрица B с элементами $\frac{\partial T_{ij}}{\partial v_k}$ представляет особый интерес, поскольку именно в ней наиболее ярко различаются способы задания скоростной модели, предлагаемые разными авторами.

Нами, в отличие от Кроссона, рассчитывающего частные производные численными методами, предлагается модификация его метода, позволяющая вычислять производные Фреше аналитическим способом.

Для решения систем линейных уравнений, в которых уравнений больше, чем параметров оценки, обычно используют классический метод наименьших квадратов, в котором функционал вида $S = (A \bar{\Delta x} - \bar{\Delta t})^T x (A \bar{\Delta x} - \bar{\Delta t})$ минимизируется для некоторого набора оценок параметров.

Как видно из выражения (4), решение уравнения (6) может быть получено через линеаризацию нелинейной функции $F(x)$ около начального значения $x^{(0)}$, если продифференцировать уравнение (6) относительно x и приравнять результат выражения к нулю. В этом случае вектор поправки $\bar{\Delta x}$ получается путем решения классических нормальных уравнений:

$$\bar{\Delta x} = (A^T \cdot A)^{-1} A^T \bar{\Delta t}, \quad (8)$$

где A — якобиан матрицы производных Фреше функции времени пробега F относительно вектора модели x , т.е.

$$A = \nabla F.$$

Таким образом, невязка времени пробега между наблюдаемыми данными T^{obs} и теоретическими значениями T^{calc} вычисляется с начальным модельным вектором $x^{(0)}$.

Решение системы линейных уравнений (7) не является тривиальным и содержит все недостатки теории линейной инверсии. Фактически из-за ошибок в данных и недостаточных характеристик модели (плохое распределение событий и станций) обратная задача плохо обусловлена. Следует отметить, что при обращении матрицы

А стандартной процедурой, использующей решение системы нормальных уравнений по Гауссу, некоторые составляющие вектора поправки $\overline{\Delta X}$ приобретали большие и нестабильные изменения и система "рассыпалась". Это означает, что решение уравнения (7) является неустойчивым и не единственным и обладает высокой ковариацией. Однако устранение неустойчивости и уменьшение ковариации, получавшихся при регуляризации обратной задачи, приводят к ухудшению пространственной разрешенности (Тихонов, Арсенин, 1986). В итоге происходит уменьшение соответствия модели исходным данным.

Неустойчивость $\overline{\Delta X}$ в выражении (8) вызывает отклонение нового начального вектора от разыскиваемого минимума и тем самым препятствует итерации, сводящей к минимуму уравнение (6). Для подавления неустойчивости обычно применяется LM-алгоритм, предложенный Levenberg (1944) и Marquardt (1963). В уравнение (8) вводится заглушающий вектор поправки ΔX с помощью добавления к диагонали матрицы $A^T A$ константы K:

$$\overline{\Delta X} = (A^T A + \kappa I)^{-1} A^T \overline{\Delta t}. \quad (9)$$

Данная константа подбирается таким образом, чтобы шаг вектора от итерации обеспечивал сходимость. Это достигается путем увеличения K в пределах итеративного цикла до выполнения условий уравнения (10) (Koch, 1985):

$$S(x^{(i+1)}) < S(x^{(i)}). \quad (10)$$

Вычисление производных Фреше. Теория обобщенной инверсии требует, чтобы якобиан матрицы $A = \nabla F$ производных Фреше в уравнении (7) вычислялся в каждом итеративном шаге. Эта процедура выполняется подпрограммой DERIVS. Для задачи одновременного определения гипоцентров землетрясений и скоростной модели матрица A имеет следующую форму (Crosson, 1976):

$$A = \begin{vmatrix} C_1 & 0 & \dots & 0 & : \\ 0 & C_2 & \dots & 0 & : \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & : \\ 0 & \dots & \dots & C_q & : \end{vmatrix} B, \quad (11)$$

где C_i является подматрицами частных производных времен вступлений относительно четырех гипоцентральных параметров X, Y, Z, T_0 i -го сейсмического события. Подматрица C_i обычно используется для классической задачи определения гипоцентров в латерально однородной Земле (Лес, Lahr, 1972; Buland, 1976).

Матрица B в уравнении (II) представлена частными производными времен вступлений от i -го события на j -ую станцию по скоростным параметрам данной модели. Для элемента в матрице B в столбце S и строке Z (где $Z = (i-1)\rho + j$) они имеют следующие значения:

$$b_{zs} = \frac{\partial T_{ij}}{\partial V_s} = - \frac{L}{V_s^2}, \quad (12)$$

где L - длина лучевой траектории в слое ℓ , вычисленная данной процедурой лучевого трассирования. Таким образом, в одномерном случае производные Фреше по скоростным и гипоцентральному параметрам могут быть вычислены аналитически.

Матрица B в уравнении (II) устанавливает связь различных подматриц C_i , получаемых для определения гипоцентров, которые в случае $B=0$ (отсутствует уточнение скоростной модели) могут быть решены независимо друг от друга.

Процедура обобщенной инверсии. На практике в классическом методе наименьших квадратов трудности часто обусловлены тем, что нормальные уравнения матрицы $A^T A$ являются сингулярными или окоლოსингулярными. Это происходит из-за недостатка информации в наблюдаемых данных относительно определенных параметров решения или их линейных комбинаций (Ланцош, 1961; Wiggins, 1972). Если параметризация до некоторой степени спорна, то необходимо изменить количество и сочетание параметров (Crosson, 1976; Семенов, 1987).

К уравнению (7) было применено разложение по Ланцошу (Ланцош, 1961):

$$A = U \cdot \Lambda \cdot V^T, \quad (13)$$

где $U (n \times p)$ - пространство данных; $\Lambda (p \times p)$ - диагональная матрица ненулевых собственных значений; $V (m \times p)$ - пространство ре-

шений; p - ранг нормальных уравнений коэффициентов матрицы $A^T A$; U и V - прямоугольные матрицы.

Следовательно, при таком разложении решением уравнения (7) будет

$$\overline{\Delta x} = V \Lambda^{-1} U^T \overline{\Delta t}, \quad (14)$$

где

$$\Lambda^{-1} = \begin{vmatrix} 1/\lambda_1 & & & 0 \\ & 1/\lambda_2 & & \\ & & \ddots & \\ 0 & & & 1/\lambda_p \end{vmatrix}, \quad (15)$$

$\lambda_1, \lambda_2, \dots$ - собственные значения матрицы A .

Собственные значения, тождественные нулю, являются в разложении A теоретически отбрасываемыми, однако при вычислениях из-за количественных ошибок обычно встречаются очень малые собственные значения. Таким образом, в окрестности особой точки одно или более λ_i в формуле (15), являющиеся очень малыми, переходят через преобразование (14) в большие и нестабильные изменения в одной или более составляющих вектора поправки Δx .

Levenberg (1944) и Marguardt (1963) предложили алгоритм, который приводил к подавлению этих изменений компонент, связанных с недостаточной информацией в пространстве наблюдений, т.е. небольших или околонулевых собственных значений коэффициентов матрицы A .

Для решения подобной неустойчивой задачи нами использована процедура сингулярного разложения (Форсайт, 1980), которая реализована в подпрограмме HELD. Обусловленность матрицы A характеризуется соотношением

$$\text{cond}(A) = \frac{\lambda_{\max}}{\lambda_{\min}},$$

где λ_{max} и λ_{min} - соответственно максимальное и минимальное сингулярные числа.

Для уменьшения эффекта случайных ошибок в исходных данных при обращении матрицы Λ отбрасываются сингулярные числа, меньшие значения порога $\tau = \epsilon \lambda_{max}$, где ϵ - величина, зависящая от относительной ошибки исходных данных. Решение $\Delta \bar{x}_g$ системы (5) может быть представлено в виде (Структура и динамика литосферы..., 1958)

$$\Delta \bar{x}_g = Vg \Lambda^{-1} g^T U g^T \Delta t,$$

где g - количество сохраненных при отборе сингулярных чисел; матрицы $Vg \Lambda^{-1} g^T U g^T$ получены из V, Λ, U^T путем исключения части собственных векторов и сингулярных чисел.

Тестирование программы HURVEL. Ввиду того что метод является "инструментом точной настройки", здесь особенно важны выбор начального приближения и правильная параметризация модели. С помощью программы БР-5 (при заданной скоростной модели) с шагом дискретизации времени в очаге $T_0 = 0,1$ с выбирались такие оптимальные положения гипоцентров, при которых среднеквадратичная ошибка данного решения была бы минимальной.

Для численного моделирования нами использовались локальная сеть из девяти сейсмических станций на площади $100 \times 50 \text{ км}^2$, расположенная на Балканах, и два землетрясения, отмеченные близости от этой сети и имеющие четкие первые вступления. Была введена 3-слойная модель со следующими параметрами:

Номер слоя	V_p , км/с	H , км
1	5,00	8,00
2	6,30	25,00
3	7,85	∞

Далее процедурой лучевого трассирования ТДЛТ рассчитывались траектории лучей по трассам гипоцентр-станция и времена пробега вдоль этих лучей. После этого подпрограммой DERIVS вычислялись производные Фреше по скоростным и гипоцентральному параметрам для заполнения матрицы Кроссона. В данном случае она

имеет размерность (18x9). Для ее обращения использовалась процедура сингулярного разложения, реализованная в подпрограмме NEFD. Полученные сингулярные числа λ_i исходной матрицы A приведены ниже:

i	1	2	3	4	5	6	7	8	9
λ_i	11,273	2,880	0,442	0,260	0,150	0,120	0,087	0,048	0,003

Как видно, максимальным сингулярным числом является $\lambda_{max} = 11,273$. Граница относительной погрешности исходных данных выбрана $\epsilon = 0,01$, поэтому граница абсолютной ошибки $\tau = \epsilon \lambda_{max} = 0,113$.

Приращения в результате инверсии уравнения (7) для параметров гипоцентров двух землетрясений получены по формуле (14) и приведены ниже:

Номер гипоцентров	Приращения к параметрам		
	Δx	Δy	Δz
1	-0,35	-3,48	-0,03
2	-0,79	23,76	-3,60

Приращения к параметрам среди оказались в пределах ошибки, так как граница абсолютной ошибки τ превышает сингулярные числа λ_7, λ_8 и λ_9 , поэтому скоростная модель осталась без изменений. Небольшое количество исходных данных (уточнялось положение всего двух гипоцентров) объясняется тем, что они были взяты только для отладки разрабатываемой программы и принципиальной оценки ее возможностей.

Общее число лучей в модели - 18, неизвестных параметров, подлежащих оценке ($X_1, Y_1, Z_1, X_2, Y_2, Z_2, V_1, V_2, V_3$), - 9. Для хорошего разрешения на каждый неизвестный параметр, по мнению ряда исследователей (Swenson, 1976; Thurber, 1983), желательно иметь по 4 независимых луча. Вследствие этого в процедуру было введено упрощение: совместная оценка скоростной модели и координат гипоцентров осуществлялась без изменения времени в очаге (оно предварительно оптимизировалось программой EPI-5). В настоящее

время по этой методике проводится обработка землетрясений Ферганской долины. Включение одновременного уточнения параметров скоростей модели в проблему оценки гипоцентров землетрясений Средней Азии дает новый и потенциально мощный метод интерпретации для локальных сетей сейсмических станций.

ГЛАВА II. АППАРАТУРНЫЕ И ПРОГРАММНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СБОРА И ОБРАБОТКИ ЦИФРОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Исследования и техника построения автоном- ных программируемых сейсмических станций цифровой обработки

В настоящее время все большее внимание уделяется вопросам повышения эффективности производства сейсмических наблюдений на основе научно-технического прогресса, технического перевооружения сейсмических станций, внедрения новейших достижений микроэлектроники, обеспечивающих повышение точности и качества сейсмографического материала, частичную или полную автоматизацию процессов сейсмических наблюдений и внедрение новых принципов построения сейсмической аппаратуры, основанных на получении цифрового сейсмографического материала.

Представление сейсмической информации в цифровой форме с возможностью ввода ее в ЭВМ, через каналы связи, либо с магнитной ленты позволяет обеспечить обработку сейсмических сигналов, такую как: цифровая фильтрация, спектральный, поляризационный и корреляционный анализ, деконволюция, автоматическое обнаружение и выделение "полезных" сейсмических сигналов, определение кинематических и динамических параметров очага.

За рубежом созданы и создаются глобальные сейсмологические автоматизированные сети IDA, GDSN, SRO, WWSSN и др., состоящие из автономных цифровых сейсмостанций, обеспечивающих не только цифровую запись, но и предварительную селекцию и запоминание "полезных" сейсмических сигналов с возможностями обработки на месте и передачей результатов по спутниковым и телефонным каналам связи. Начиная с 70-80 годов в СССР проводятся научно-технические исследования по разработке и созданию автономных, частично автоматизированных сейсмических станций: это станция Черепаша с ана-

логовой записью на магнитный носитель; Н-052 для регистрации в аналоговой форме сильных движений; АСС в трех модификациях: буйковая, донная и наземная. Разработаны станции с цифровой регистрацией: СЦР, ПРС, МИК, ЭЦСС. В рамках развития работ по прогнозу землетрясений несколько опорных сейсмических станций оснащены информационно-вычислительными комплексами ИВК-1, 2, 4, 7, построенными на базе мини-ЭВМ типа СМЗ, СМ4 и аппаратуры КАМАК. Предполагалось, что комплексы станут ядром цифровых систем сбора и первичной обработки сейсмологической и другой геофизической информации в стране. Однако из-за множества технических недоработок, отсутствия программно-математической поддержки эти комплексы широко не применяются. Некоторые из перечисленных комплексов цифровой регистрации выпущены малыми сериями и используются в различных организациях в качестве аппаратуры для экспериментальных исследований.

Таким образом, несмотря на развитие техники измерения и обработки техническое оснащение большинства отечественных сейсмических станций по-прежнему находится на крайне низком уровне. Так, число цифровых сейсмограмм по сравнению с общим количеством сейсмографического материала, записанного в аналоговой форме, составляет сотне, а возможно и тысячные доли процента.

Что же сдерживает проникновение прогрессивных технологий в производство сейсмических наблюдений? Главное — отсутствие дешевой и доступной цифровой техники и сложность обслуживания (эксплуатации). Большие возможности в этом плане открывают успехи микропроцессорной техники последних лет, что позволяет внедрить новые принципы построения сейсмической аппаратуры на базе одноплатных или однокристалльных микро-ЭВМ.

Использование микропроцессорного комплекта и системы кристаллической памяти позволяет спроектировать и создать автономную автоматическую сеймостанцию, имеющую законченный технологический цикл, — от приема, регистрации и запоминания "полезной" сейсмической информации до ее анализа и цифровой обработки с выдачей результатов на видеотабло, магнитный накопитель и (или) канал связи. Основным элементом такой станции является микропроцессор с пакетом обслуживающих и функциональных программ, записанных на ячейках кристаллической памяти.

Ниже приводится описание автономной программируемой сейсмо-станции цифровой обработки (АПСС), разработанной в Институте сейсмологии АН УзССР. Аппаратура предназначена для регистрации и обработки землетрясений с эпицентрными расстояниями до 700 км.

На рис. II приведена структурная схема аппаратуры АПСС. Станция конструктивно разделена на две самостоятельные части: приемную и обрабатывающую. Приемная часть, именуемая в дальнейшем тексте блоком БУПС, содержит сейсмометры; предварительный трехканальный усилитель; коммутатор; аналого-цифровой преобразователь с "плавающей" запятой; передатчик цифровой информации в блок ЦО; устройство выдачи тест-сигнала (калибровка); блок питания. Обрабатывающая часть, именуемая в дальнейшем тексте блоком ЦО, включает приемник цифровой информации; блок буферной памяти; микро-ЭВМ на базе контроллера MC 2709 (KI-20); пульт-дисплей (видеотабло); блок питания.

Блок БУПС располагается в месте непосредственной установки сейсмоприемников. Блок ЦО находится в здании, в месте, удобном для обслуживания. Электрическое соединение блоков обеспечивается сигнальным кабелем длиной до 500 м. Выделение БУПС в самостоятельный конструктивный блок и его установка около сейсмоприемников объясняются необходимостью минимизации уровня электромагнитных наводок от различного рода электрических устройств. Приемная и обрабатывающая части аппаратуры имеют гальваническую развязку через оптроны. Передача цифровой сейсмической информации и служебных сигналов из приемной в обрабатывающую часть осуществляется последовательным двоичным кодом.

Станция АПСС рассчитана на длительную круглосуточную работу в автоматическом режиме, имеет звуковую и световую сигнализацию обнаружения сигнала, окончания обработки и готовности к снятию показаний. Отображение уровня входного сигнала, результатов обработки, текущего времени и служебных меток воспроизводится на видеотабло в виде десятичных цифр и русской мнемоники. Контроль работоспособности аппаратуры АПСС производится подачей электрического тест-сигнала, имитирующего землетрясение.

Динамический диапазон регистрируемых сейсмических сигналов составляет 114 дБ, частотный диапазон каналов измерения - на уровне 3 дБ от 0,5 до 15 Гц, частота квантования сейсмической ин-

формации по каждому каналу – 36,87 Гц. Погрешность измерения входного сейсмического сигнала: в конечной точке шкалы – не более 0,5%, в начальной точке – не более 1/2 величины младшего значащего разряда. Блок БУК питается переменным напряжением 36 В, 50 Гц. Пониженное напряжение введено в целях обеспечения техники безопасности. Мощность потребления в рабочем режиме около 5 Вт. Блок ЦО питается от сети напряжением 220 В, 50 Гц. Мощность потребления около 50 Вт.

Принцип работы станции. Электрический сигнал сейсмоприемников, адекватный регистрируемому элементу движения почвы (смещение, скорость или ускорение), усиленный предварительным усилителем, поступает на коммутатор, обеспечивающий последовательную выборку каждого из трех сейсмических каналов с частотой дискретизации 36, 87 Гц. С коммутатора сигнал поступает на аналого-цифровой преобразователь, который преобразует входное напряжение в цифровой код в формате плавающей запятой. Формат одного слова АЦ-преобразования содержит: 2 разряда – номер канала, 1 разряд – знак, 4 разряда – порядок, 8 разрядов – мантисса. Слово параллельно записывается в регистр передатчика, а затем в последовательном коде, дополненном синхросигналом, выводится в кабель, связывающий приемную и обрабатывающую части аппаратуры.

В блоке ЦО текущая последовательность информационных слов поступает в приемник, который по наличию синхроимпульса записывает слово в регистр-накопитель и посылает запрос в микро-ЭВМ о готовности приемника к записи информации в буферную память. По получении запроса микро-ЭВМ приостанавливает текущую работу и программно записывает информационное слово в буферную память, после чего посылает в приемник сигнал разрешения приема следующего информационного слова.

Блок буферной памяти (БП) представляет собой ОЗУ объемом 16384 пятнадцатиразрядных слов. Процессор осуществляет адресацию памяти и служебные сигналы "выборка", "запись/чтение" через каналы ввода-вывода. Назначение буферной памяти – обеспечить промежуточное накопление и хранение "полезной" цифровой сейсмической информации длительностью 148,1 с. Поступающая в процессор ин-

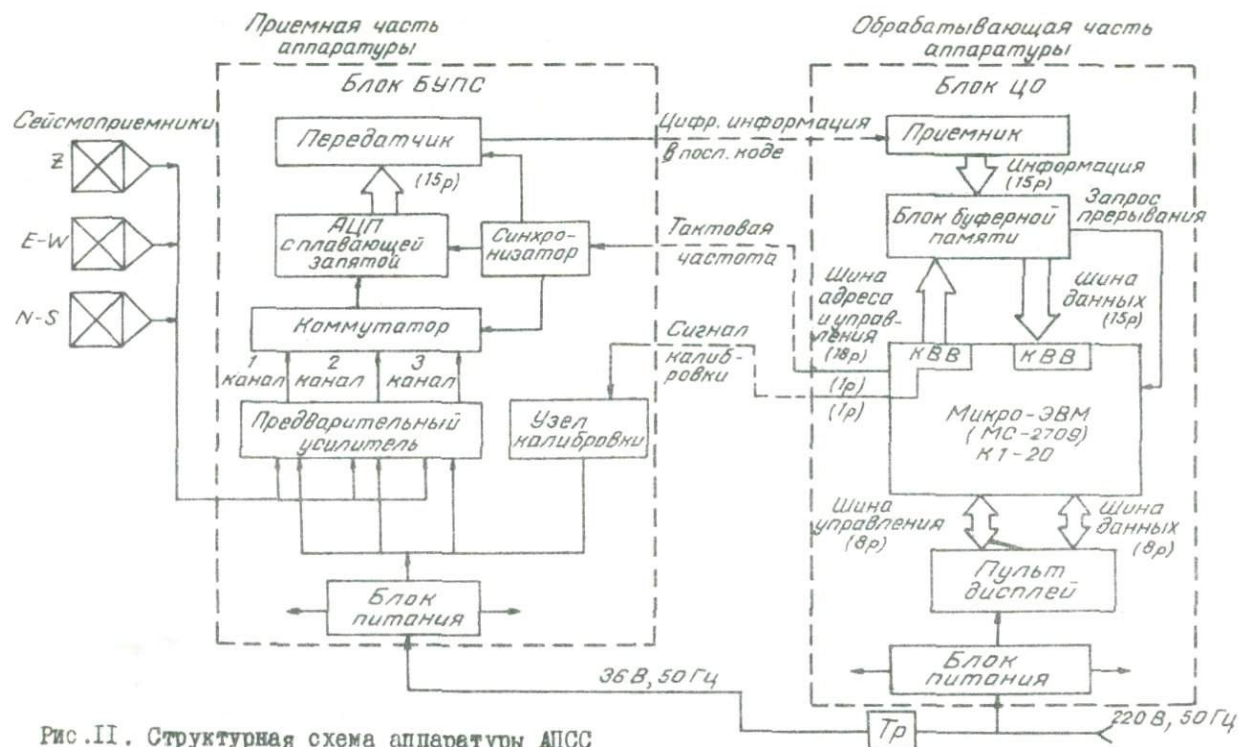


Рис. II. Структурная схема аппаратуры АПСС

формация задержана относительно текущей информации на время, равное длине хранимого массива данных. При работе в режиме слежения (обнаружения) адрес считываемой информации опережает на 550 адресов начальный адрес записи текущего сейсмического события. Этим приемом обеспечивается запоминание не только "полезного" сейсмического сигнала, но и предшествовавшего ему пятисекундного сейсмического шума.

Считываемая с ББП информация через каналы ввода-вывода поступает в микро-ЭВМ, где обрабатывается программой "обнаружение" в режиме реального времени. При обнаружении сигнала микро-ЭВМ запрещает запись в ББП новой информации и переходит к обработке сейсмического сигнала, записанного в буферную память. Адрес останова является адресом начала запомненного массива данных. Обработка информации производится микро-ЭВМ по встроенным программам обработки сейсмической информации. В процессе обработки микро-ЭВМ обращается к любому адресу буферной памяти.

По окончании обработки микро-ЭВМ выдает на дисплей метку готовности результатов обработки, сопровождая ее звуковой сигнализацией. Оператор в соответствии с полученным сигналом производит вывод результатов обработки на видеотабло и журнал регистрации, после чего производится запуск аппаратуры в режим дальнейшего слежения.

Диалог оператор с микро-ЭВМ осуществляется через пульт, имеющий 20 клавиш, обеспечивающих выдачу ПП служебных команд и набор чисел в десятичном или в шестнадцатиричном формате.

Узел калибровки представляет собой имитатор трехкомпонентного сейсмического сигнала. На его выходах формируются электрические аналоговые сигналы, соответствующие виду сейсмического процесса - землетрясения, выбранного за эталон. Сигналы подаются непосредственно на входы предварительных усилителей. Аппаратура АПСС воспринимает их как естественный сейсмический процесс и проводит весь комплекс измерения, преобразования, обнаружения и обработки с выдачей результатов. Таким приемом производится сквозной контроль работоспособности всего комплекса аппаратуры в целом.

Микро-ЭВМ. При построении специализированных вычислительных устройств, предназначенных для решения группы заранее известных задач, как правило, в реальном масштабе времени чаще применяют

функциональный блок, содержащий микропроцессорный комплект МПК, оформленный в виде платы и выполняющий роль микро-ЭВМ, встраиваемой в прибор. Такой блок называют контроллером. К концу 1985 г. (началу разработки аппаратуры АПСС) к одному из таких широко распространенных типов относился контроллер КИ-20 (МС2709). Перспективность применения контроллера КИ-20, построенного на МПК580 (Алексеевко и др., 1984), объяснялась его достаточной скоростью и производительностью обработки - 0,5 млн операций/с; функциональной законченностью процессора и всего МПК в целом; большой емкостью ПЗУ, предоставляемой пользователю; наличием в составе МПК самостоятельных контроллеров ввода-вывода прерывания, таймеров, КПП, обслуживания пульта и дисплея, программируемость режима работы которых обеспечивает большую гибкость подключения и меньшее время обслуживания нестандартных внешних устройств; широкими условиями эксплуатации, технологичностью установки и надежностью,

Основными недостатками микро-ЭВМ на базе контроллера КИ-20 являются: программная несовместимость с отечественными мини-ЭВМ (СМЗ, СМ4, Электроника 100-25) и микро-ЭВМ (Электроника-60 и Электроника НМС.Ш-001) (Нестеров и др., 1986); использование в качестве основного языка программирования Ассемблера; 8-разрядный формат слова. Применение Ассемблера вызвано ограниченным объемом памяти ПЗУ и требуемой скоростью обработки, затрудняющими использование компилирующих программ. Ассемблер позволил более гибко и рационально разработать управляющую программу функционирования аппаратуры, ориентированную на обработку в режиме реального времени.

На рис. 12 приведена структурная схема микро-ЭВМ, работающей в составе аппаратуры АПСС. В интерфейсе микро-ЭВМ обеспечено два режима обмена информацией между устройствами: программный обмен и обмен в режиме прерывания программы. Последний выполняется по инициативе внешних устройств, подключенных к микро-ЭВМ.

В разработанное программное обеспечение микро-ЭВМ входят:

- а) управляющие программы;
- б) программы функциональной обработки;
- в) программы диалогового взаимодействия оператор - ЭВМ.

В стандартное программное обеспечение входят библиотека программ обработки чисел с плавающей запятой, тригонометрические

логарифмические и показательные функции. Программы хранятся в ППЗУ, выполненном на микросхемах 573РФ5. Подробное описание разработанного программно-математического обеспечения АПСС приводится в последующих разделах главы.

Устройство записи цифровых сейсмограмм на магнитную ленту

Для сохранения записей землетрясений АПСС была доукомплектована стандартным ленточным накопителем (НМД) СМ5300 и специально разработанным одноплатным контроллером, обеспечивающим управление перезаписью данных из буферной памяти станции на магнитную ленту (МЛ). При разработке контроллера учитывалось следующее:

устройство должно быть ориентировано только на вывод данных из АПСС на НМД в стандартном формате, совместимом с форматом наиболее распространенных в стране ЭВМ серии ЕС и СМ;

контроллер должен обеспечивать защиту от сбоев НМД типа: отката ленты, самопроизвольного включения режима записи при "мигании" и прерывании сетевого питания; позволять производить автоматическое отключение НМД от сети в целях исключения холостой работы НМД и снижения общей потребляемой мощности.

Контроллер (КНМД) осуществляет асинхронный обмен с АПСС и формирует стандартную файловую структуру данных на МЛ. В состав КНМД входят (рис. 13): буферные регистры ввода, вывода данных, вывода кода циклического контроля - *RGI, RGO, RGC*; мультиплексор - *ММХ*; блоки: начального сброса - *IRU*, начальной установки и загрузки НМД - *LDU*, формирования кода циклического контроля и бита поперечного контроля - *CCU* и *PBU*, обработки входных команд - *PPU*, синхронизации - *CLG*, а также блоки формирования управляющих сигналов записи служебных кодов конца зоны и конца файла - *CNT*, выработки кода ленточного маркера ТМГ и начальной установки КНМД - *RSU*.

Контроллер НМР использует штатные и некоторые внутренние

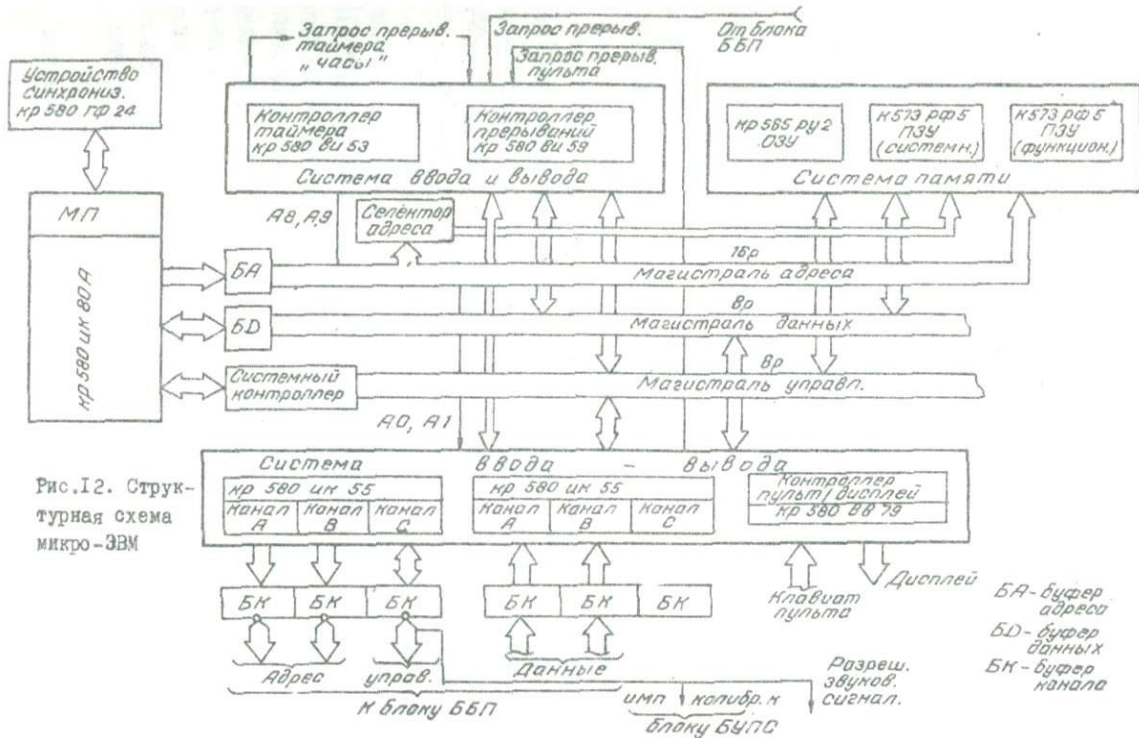


Рис.12. Структурная схема микро-ЭВМ

сигналы НМЛ, выведенные при доработке на незадействованные контакты интерфейсных разъемов, и работает следующим образом. После обнаружения сейсмического сигнала и идентификации его как подлежащего сохранению АПСС подает питание на КНМЛ. В *RSU* вырабатываются сигнал начальной установки для схемы КНМЛ и команда на инициализацию и загрузку НМЛ, поступающая в *LDU*; *LDU* с определенными фазовыми задержками генерирует сигналы на включение сетевого питания *PWR* для НМЛ, внутренние сигналы загрузки НМЛ *LOAD*, аналогичные вырабатываемым при ручной работе и загрузке с НМЛ, и сигнал *TBGN*, блокирующий движение ленты при установлении режима начальной загрузки. По этим сигналам НМЛ подключается к сети, входит в режим дистанционного управления и вырабатывает сигналы готовности *RDY*, подтверждения состояния начала ленты *TPBGNACK* и режима дистанционного управления *SLV*. По этим сигналам *PPU* выдает в АПСС готовность записи *ROYW*, после чего становится возможным информационный обмен между АПСС и КНМЛ с НМЛ. При отсутствии бобины с лентой на НМЛ, отрыве или окончании ленты, а также при снятом с бобины кольце защиты записи сигнал *ROYW* не вырабатывается, а АПСС сообщает о возникшей ситуации звуковым сигналом. Получив сигнал *ROYW*, АПСС вырабатывает команды на начало движения МЛ *SFW*, при этом начинается движение МЛ с рабочей скоростью и дается разрешение *SW* на работу усилителей записи НМЛ. Спустя 100 мс, отводимых на разгон и стабилизацию движения МЛ, начинается информационный обмен.

На магистрали данных АПСС и соответственно на входе *RGI* выставляются младший байт информационного слова АПСС и сигнал синхронизации записи *DOUT*. По его переднему фронту в *CLG* формируются сдвинутые по фазе импульсы стробирования, по которым байт данных заносится в *RGI, CCU, PCU* и *RGD*. В *RGD* к байту данных подмешивается бит поперечного контроля. Сигналами выбора магистрали *SEL 1, SEL 2* поддерживается подключение мультиплексора к выходу *RGD* в течение записи одной зоны данных, и 9-разрядные слова данных из *RGD* поступают на шину записи НМЛ. При установлении очередного слова на шине записи *CLG*

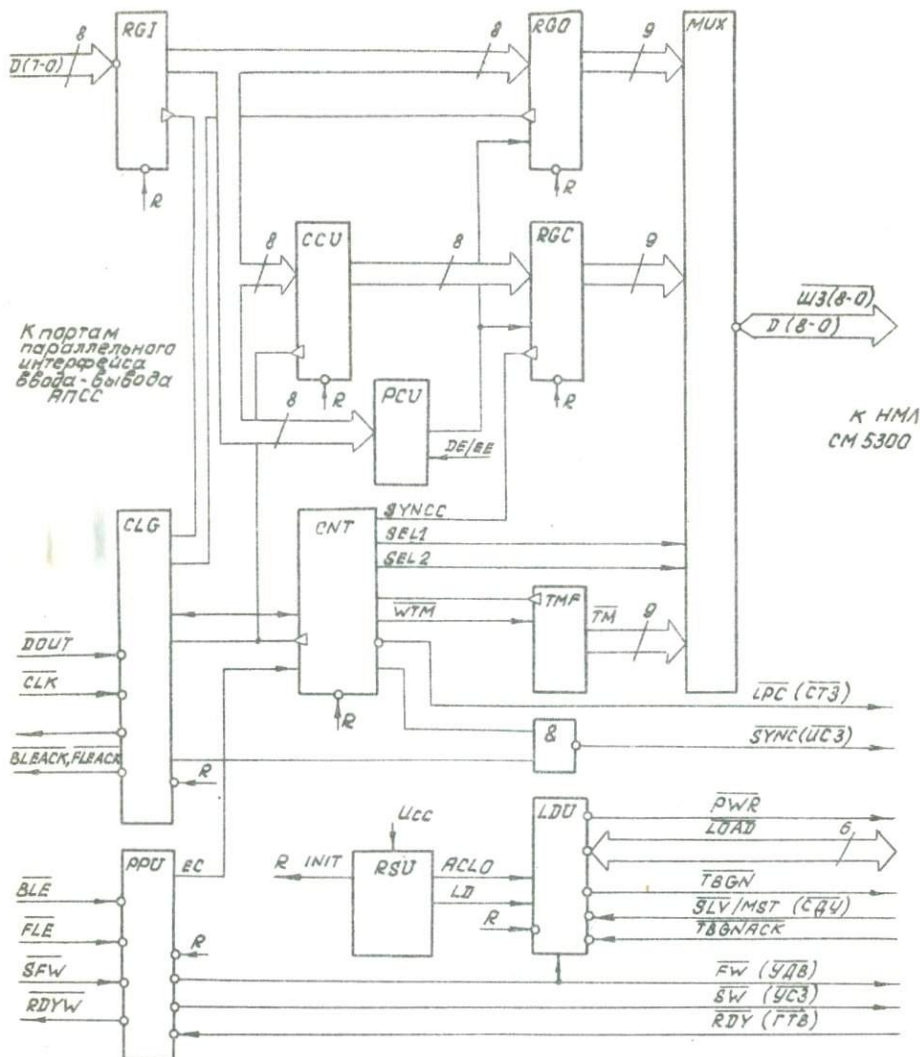


Рис.13. Функциональная схема КНМЛ

вырабатывает импульс сопровождения записи \overline{SYNC} , передним фронтом которого производится запись 9-разрядного слова данных с Д (8-0) в НМЛ и на МЛ; задний фронт формирует в CLG подтверждение записи слова $WACK$. В ответ АПСС снимает сигнал синхронизации \overline{DOUT} , после чего КНМЛ снимает \overline{WACK} . На этом цикл записи одного байта данных завершается и процесс повторяется до тех пор, пока на ленте не окажется записанной одна зона данных длиной 512 байтов (счетчик количества байтов организован в АПСС программно и может изменять начальное значение).

После записи последнего байта в зоне АПСС выставляет сигнал завершения формирования зоны \overline{BLE} . По этому сигналу КНМЛ в течение восьми циклов производит запись двух слов контрольных сумм — циклической и продольной, которые следуют друг за другом после последнего байта зоны данных с промежутками в три цикла. Для записи байта циклического контроля мультиплексор подключается к выходу RGC . Слово продольного контроля записывается сигналом \overline{LPC} внутренней схемой НМЛ. По окончании формирования зоны, которое подтверждается сигналом \overline{BLEACK} со стороны КНМЛ, АПСС снимает \overline{BLE} , после чего КНМЛ снимает \overline{BLEACK} . Затем на ленте выдерживается межзональный физический промежуток и может записываться очередная зона данных.

Кроме заголовка и других атрибутов файловой организации данных, которые формируются программно, на НМЛ должен присутствовать код ленточного маркера TM , представляющий минимальную служебную информацию, по которой в дальнейшем ЭВМ сможет различить файлы. Ленточный маркер TM представляет собой два одинаковых байта (байт с кодом 0238 и байт продольного контроля) с промежутком в три цикла. Запись маркера происходит аппаратно по команде \overline{FLE} и подтверждается сигналом \overline{FLEACK} . Сигналы \overline{FLEACK} и \overline{BLEACK} разнесены во времени и поэтому используют одну физическую линию. После окончания процесса записи на НМЛ движение ленты прекращается, НМЛ и КНМЛ обесточиваются.

Стандартная плотность записи на МЛ (32 линии/мм) обеспечивается выставлением данных с периодом 100 мкс. Обмен синхронизируется сигналом \overline{CLK} . Однако его использование не обязательно, так как КНМЛ может работать с автосинхронизацией по сигналу \overline{DOUT} , который реализуется АПСС программно. При этом нестабильность плотности записи не превышает 5%.

Связь КНМД с АПСС осуществляется посредством БИС программируемого параллельно интерфейса KP580BB55, встроенной в АПСС. При этом данные передаются через порт А, прием и передача сигналов управления — через порт С. Упрощенная система сигналов управления обменом с КНМД позволяет применять его в составе устройств, не содержащих микропроцессоры. Для работы НМД в автономном режиме в КНМД предусмотрено переключение режимов в блоке LDU .

Драйвер КНМД написан на языке Ассемблер в системе команд микропроцессора МП580. Управляющая программа создания файлов на МД сформировала структуру файла длиной 65 стандартных зон. Первая зона идентифицирует очередное событие временной маркой и порядковым номером записи и содержит служебную информацию. В остальных зонах находятся данные сейсмического события (32 Кбайта). Управляющая программа также контролирует сбои по информационному обмену и зависание канала обмена, при которых происходят перезапуск программы, инициализация КНМД, после чего данные вводятся заново.

Алгоритм выделения сейсмических сигналов

Создание программно-математического обеспечения автономных автоматизированных сейсмических станций потребовало разработки более надежных алгоритмов выделения "полезных" сейсмических сигналов и их S -волн. Предлагаемые алгоритмы ориентированы на решение задач выделения землетрясений ближней зоны (эпицентральные расстояния до 700 км) в диапазоне магнитуд $2 < M < N < 6$ по трехкомпонентной записи колебаний почвы одного пункта наблюдения.

Задача выделения землетрясений решается в два этапа. Первоначально необходимо с наибольшей вероятностью обнаружить сейсмический сигнал на фоне помех в режиме реального времени, затем оценить принадлежность обнаруженного сейсмического сигнала к категории землетрясений ближней зоны и определенного выше диапазона энергий.

Как известно, задача обнаружения сводится к ответу на вопрос: имеется ли на входе сейсмометра сигнал плюс шум или только шум? В региональных системах наблюдений основную роль играет высокочастотный сейсмический шум, который при временных интерва-

дах до нескольких минут и интенсивностях амплитуды $A_{\text{ш}} > 10^{-7}$ - 10^{-8} м можно отнести к категории узкополосных случайных процессов с нормальным законом распределения

$$X(t) = A(t) \cos(\omega_0(t) + \theta(t)), \quad (16)$$

все параметры которого - огибающая $A(t)$, фаза $\theta(t)$ и частота $\omega_0(t)$ - являются случайными, медленно меняющимися функциями времени.

Отличие $A(t)$ от $X(t)$ заключается в том, что дисперсия σ_A , определяемая выражением

$$\sigma_A^2 = 2\sigma_x^2 - \frac{\pi}{2} \sigma_x^2 \approx 0,43\sigma_x^2, \quad (17)$$

почти в два раза меньше дисперсии входного сейсмического шума σ_x , а энергетический спектр $W_A(\Omega)$ сдвинут на величину ω_0 (в направлении нулевой частоты при сохранении структуры спектра) $W_A(\Omega) = 2W_x(\omega_0 + \Omega)$, где коэффициент 2 учитывает сложение мощностей, приходящихся на оба лепестка спектра. Это свойство огибающей сейсмического шума используется для построения обнаружителя с улучшенными характеристиками при малых соотношениях сигнал/шум. Уменьшение процента ложных срабатываний по отношению к простому амплитудному адаптивному обнаружителю выражается так:

$$\frac{1 - \Phi(Z\beta_{\text{слх}})}{1 - \Phi(Z\beta_x)}, \quad (18)$$

где $\Phi(Z)$ - интеграл вероятностей; $Z\beta_x = X(t)/\sigma_x$; $Z\beta_{\text{слх}} = X(t)/\sigma_A$. Согласно формуле (18), увеличение соотношения сигнал/шум в два раза для слабых сигналов даст уменьшение числа ложных срабатываний более чем в 1000 раз.

Для получения огибающей сейсмического процесса проводится операция линейного детектирования и низкочастотной фильтрации с отделением постоянной составляющей:

$$y(t) = |x(t)| \cdot [\kappa_1(i\omega) - \kappa_2(i\omega)], \quad (19)$$

где модули передаточных функций $\kappa_1(\omega) = (1 + 4\zeta^2)^{-1/2}$;

$$K_2(\omega) = (1 + U_2^4)^{-1/2};$$

$$U_1 = \frac{\omega}{\omega_1};$$

$$U_2 = \frac{\omega}{\omega_2};$$

ω_1, ω_2 - граничные частоты ФНЧ фильтров, $\omega_1 \approx 1,5$ рад/с;
 $\omega_2 \approx 0,5$ рад/с.

Работа алгоритма при цифровой обработке запишется в виде

$$y_{\omega_1}(n) = a_1 \cdot x(n) - b_1 y_{\omega_1}(n-1) - c_1 y_{\omega_1}(n-2); \quad (20)$$

$$y_{\omega_2}(n) = a_2 \cdot x(n) - b_2 y_{\omega_2}(n-1) - c_2 y_{\omega_2}(n-2).$$

Обнаружение фиксируется в момент времени t_0 выполнения условия

$$K y_{\omega_2}(n) - y_{\omega_1}(n) < 0, \quad t_0 = n \cdot \Delta t, \quad (n = 0, 1, 2, \dots), \quad (21)$$

где K - установленный коэффициент превышения; Δt - шаг дискретизации цифрового сигнала.

Пример обнаружения сигнала по данному алгоритму показан на рис. 14,а (при малом соотношении сигнал/шум). Алгоритм содержит 6 умножений и 4 сложения и реализуем в режиме реального времени на микро- и мини-ЭВМ. Однако зарегистрированный сигнал может быть вызван взрывом, всплеском сейсмического шума "культурного" происхождения, далекими землетрясениями или их "хвостами". Эти причины приводят к ложным срабатываниям обнаружителя (2I). Их отбраковку осуществляет алгоритм "Редактор", являющийся вторым этапом выделения "полезного" сигнала. В основе алгоритма редактирования лежит анализ цифровой записи сигнала, зарегистрированного в буферной памяти автономной станции. Он представляет собой формализацию структурных признаков, наиболее характерных для рассматриваемого класса землетрясений. При моделировании набора признаков "полезного" сигнала необходимо учитывать чувствительность аппаратуры регистрации, возможности обработки и объем памяти микро-ЭВМ, региональные географы, параметры среды и конечно состав задач, на решение которых ориентирована автономная сейсмическая станция.

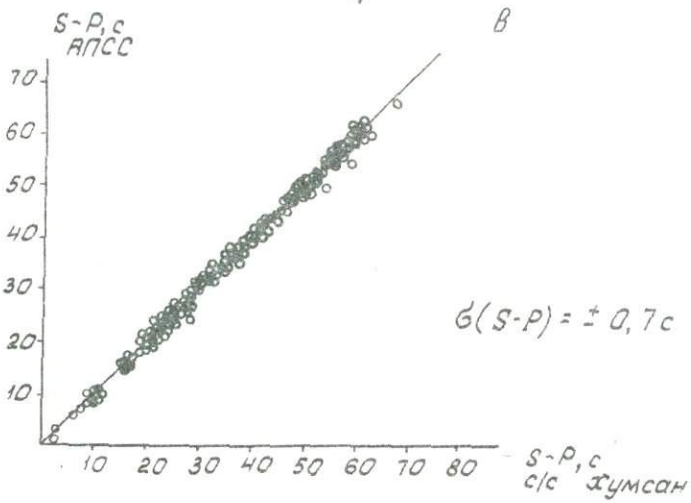
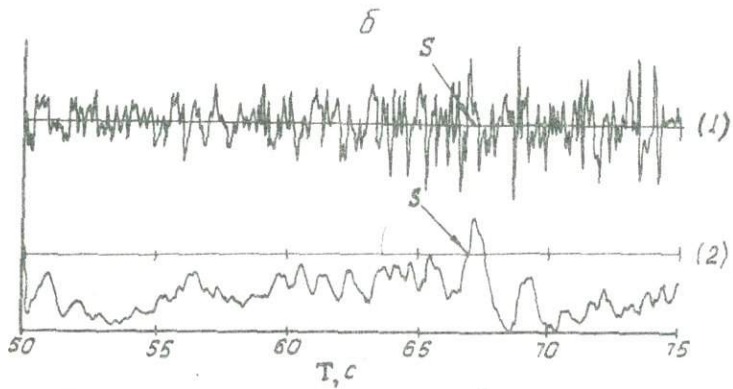
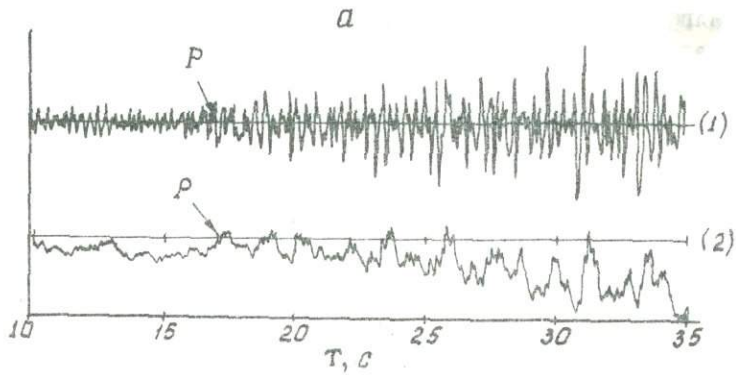


Рис. 14.

Наш алгоритм редактирования осуществляет проверку: минимальной интенсивности сигнал для отбраковки очень слабых, мало пригодных к дальнейшей обработке событий;

максимальной и минимальной удаленности землетрясения ($10 \text{ км} \leq \Delta \leq 700 \text{ км}$), которая определяется постановкой задачи и возможностями аппаратуры;

соотношений максимумов продольных и поперечных волн на вертикальной и горизонтальных компонентах в предположении, что максимум записи землетрясений ближней зоны соответствует группе S -волн;

наличия в начальной части записи характерных периодов;

скорости спада энергии колебаний в хвостовой части информационного массива, зарегистрированного в памяти микро-ЭВМ.

Невыполнение хотя бы одного из признаков является достаточным условием для снятия режима обработки и перехода к режиму слежения за сейсмической обстановкой. В случае положительного прохода по всем признакам происходит переход к программам обработки и определения параметров сигнала.

Заметим, что применение описанного алгоритма редактирования событий в составе программно-математического обеспечения станции АПСС позволило нам снизить число ложных срабатываний до одного в десять суток.

Выделение S -волны. Трудность выделения S -волны состоит в том, что ее вступление происходит на фоне сопоставимых по амплитуде колебаний продолжающихся прямых, отраженных, головных продольных и обменных волн. В связи с этим необходимо проводить процедуру преобразования входной информации, позволяющую получить на выходе сигнал S -волны с улучшенным соотношением сигнал-шум.

Рис. 14. Примеры и результаты выделения прямых объемных волн методом огибающей (индексами (1) и (2) показаны исходная и отфильтрованная сейсмограммы соответственно):

а - пример выделения P -волны; б - то же S -волны; в - график корреляции значений S - P по данным АПСС и результатам ручной аналогичной обработки на сейсмостанции Хумсан

При решении задачи выделения S -волны применим подход, аналогичный (I9)-(21), где под шумом естественно принять все колебания продольных и обменных фаз, предшествующие прямой или головной поперечной волне. Представим сейсмическое колебание аналогично (I6) в виде

$$F(t) = \sum_i A_i \cdot e^{-\beta_i(t)} \cdot \cos [\omega_i(t) + \varphi_i(t)]. \quad (22)$$

Такое представление правомерно, так как с физической точки зрения сейсмограмма формируется наложением (суперпозицией) распределенных во времени цугов продольных и поперечных волн или их модификаций (т.е. отраженных и преломленных волн), каждая из которых характеризуется своими значениями огибающей $A_i(t)$, частоты $\omega_i(t)$, затухания $\beta_i(t)$ и фазы $\varphi_i(t)$. Форма и параметры каждого цуга определяются параметрами среды и очагового импульса. Отсюда можно заключить, что наблюдаемая изменчивость формы записи сейсмических процессов обусловлена совокупностью параметров $A_i, \omega_i, \varphi_i, \beta_i$.

В сейсмической практике до настоящего времени многие исследователи выделяли S -волны, основываясь на спектральном анализе волновой картины. Такой подход опирался на теоретические предположения о существенном различии частотного состава P - и S -волн. Однако по данным исследования спектров землетрясений ближней зоны неправомерно принимать параметр ω_i в качестве решающего для идентификации S -волны.

Исследования огибающей записей землетрясений показали идентичность ее форм с точностью до масштабирующего коэффициента для смещения $F(t)$, скорости $\dot{F}(t)$ и ускорения $\ddot{F}(t)$, что подтверждает вывод о малой информативности параметра ω_i в задачах выделения сигналов и о преимуществе амплитудного параметра A_i и параметров затухания. Это объясняется тем, что спектры знакопеременного сигнала в P - и S -волнах перекрываются, затрудняя их выделение, а спектры огибающих могут сильно различаться, но их трудно разделить в спектре знакопеременного сигнала из-за разностных частот.

Построение огибающей проводится методом линейного детектирования с последующей низкочастотной фильтрацией. При этом процедура (20)-(21) при $K = I$ повторяется.

Алгоритм определения момента вступления S -волны реализован в три этапа. На первом этапе производится расчет окна поиска S -волны (\mathcal{T}_S) по формулам

$$\left. \begin{aligned} \mathcal{T}_S &= 0.1(t_{sm} - t_p) + 2c, \text{ при } 9c \leq t_{sm} - t_p < 26c, \\ \mathcal{T}_S &= 0.55(t_{sm} - t_p) - 8c, \text{ при } 26c \leq t_{sm} - t_p < 70c. \end{aligned} \right\} (23)$$

Выражение (23) получено экспериментально с учетом годографов для прямых и головных волн.

На втором этапе в широком ($0 - f_1$) и узком ($0 - f_2$) спектральных окнах проводится построение огибающих дисперсий модуля "полезного" сейсмического сигнала по формулам

$$\begin{aligned} y_{f_1}(n) &= a_1 \cdot x(n) - b_1 \cdot y_1(n-1); \quad y_{f_2}(n) = a_2 \cdot x(n) - b_2 \cdot y_2(n-1), \\ Y(n) &= |y_{f_1}(n) - y_{f_2}(n)|^2, \end{aligned} \quad (24)$$

$$F_{f_1}(n) = a_1 \cdot Y(n) - b_1 \cdot F_{f_1}(n-1),$$

$$F_{f_2}(n) = a_2 \cdot Y(n) - b_2 \cdot F_{f_2}(n-1),$$

где $X(n) = [z^2(n) + N - S^2(n) + E - W^2(n)]^{1/2}$; f_1 - частота среза широкополосного фильтра; f_2 - частота среза узкополосного фильтра; $a_{1,2}; b_{1,2}$ - коэффициенты фильтров.

В интервале \mathcal{T}_S начиная от момента $t_{sm} - \mathcal{T}_S$ осуществляется поиск возможных вступлений S -волны. При этом фиксируются моменты t_i , отвечающие условию

$$K F_{f_2}(n) - F_{f_1}(n) > 0, \quad t_i = n \cdot \Delta t, \quad (n = 0, 1, 2, \dots), \quad (25)$$

где K - начальный коэффициент превышения.

Если на участке записи начиная с момента $t_{sm} - \mathcal{T}_S$ отсутствуют точки, удовлетворяющие условию (25), то значение K уменьшают, если же существует не менее одной такой точки, то самая первая по времени принимается окрестностью возможного вступления S -волны.

На третьем этапе производится доопределение момента вступления S -волны, соответствующее началу периода, на котором выполняется условие (25). Пример выделения S -волны по приведенному алгоритму показан на рис. 14,б (пример нечеткого вступления).

Описанные алгоритмы реализованы в аппаратуре АПСС и прошли годовые испытания на сейсмостанции Хумсан. Статистическая обработка полученного материала показала, что программа обнаружения и выделения "полезного" сигнала дает 9,6% ложных срабатываний или пропусков землетрясений от ожидаемого потока событий, среднеквадратичная ошибка выделения первого вступления $\sigma_P = \pm 0,1$ с, выделения S -волн $\sigma_S = \pm 0,5$ с. График взаимной корреляции значений S - P по данным аппаратуры АПСС и сейсмостанции Хумсан приведен на рис. 14, в.

Комплекс программно-математического обеспечения (ПМО) обработки сейсмической информации автономной программируемой сейсмической станцией

Выбор методов обработки сейсмической информации (СИ) и их программная реализация обуславливались особенностями регистрации скорости колебания почвы землетрясений ближней зоны и возможностями используемой в АПСС микро-ЭВМ.

Структура ПМО СИ. Программно-математическое обеспечение СИ написано на языке Ассемблер для микропроцессора К580ИК80 и реализовано на твердотельной памяти. Структура ПМО СИ определена составом стоящих перед АПСС задач:

- согласование функционирования технических и программных средств АПСС в автоматическом режиме;
- непрерывная регистрация сейсмической информации;
- обнаружение "полезного" сейсмического сигнала в режиме реального времени;
- анализ структуры сейсмического сигнала, заключающийся в проверке последовательности вступлений пугов продольных и поперечных волн, распределения энергий P - и S -волн по вертикальной и горизонтальным компонентам, наличия характерных для сейсмической записи периодов;
- определение кинематических и динамических параметров измеряемого сигнала (максимальные амплитуды P - и S -волн, их периоды, времена вступлений, длительность сейсмического события и др.), необходимых для текущей обработки;

расчет основных параметров очага землетрясений по данным

одного пункта наблюдений: время в очаге, эпицентральное расстояние, азимут на эпицентр, географические координаты очага, характеристика глубины, энергетический класс, магнитуда, интенсивность в пункте наблюдения и в эпицентре;

представление промежуточных и конечных результатов обработки на дисплее.

Интеллектуальный блок АПСС-микро-ЭВМ выполнен на базе контроллера КИ-20 (МС 2709). Модуль ПМО ОСИ микро-ЭВМ состоит из одиннадцати основных программ, восьми специальных сервисных подпрограмм, библиотеки стандартных программ микро-ЭВМ, которые подразделяются на программы: управления, классификации, функциональной обработки, сервисные подпрограммы, библиотеку стандартных программ (БСП). Общий объем ПМО ОСИ составляет 16 Кбайт. Общая схема функционирования и взаимодействия ПМО ОСИ аппаратуры АПСС приведена на рис. 15.

Блок управляющих программ включает программы Диспетчер, Пульт, Часы, объединенные общей задачей - согласование технических средств и программного обеспечения АПСС.

Работоспособность микро-ЭВМ и функционирование ПМО ОСИ осуществляет управляющая программа Диспетчер. В ее функции входят инициализация и подготовка к работе микро-ЭВМ и периферийных устройств; управление записью цифровой сейсмической информации (ЦСИ) в блок буферной памяти (ББП); прием, сортировка и промежуточное хранение в ОЗУ цифровой сейсмической информации; контроль и диагностика входной ЦСИ и режимов работы АПСС; осуществление диалога с оператором; подключение основных блоков ПМО в соответствии с условиями обработки; управление режимами работы дисплея и пульта; обслуживание прерываний; хранение и выдача результатов обработки "полезного" сигнала на видеотабло, а также выдача сигнала "калибровка" по запросу программы Пульт.

Работа программы Диспетчер осуществляется в четырех режимах: начальная установка (НУ); настройка работы (НР); рабочий режим (РР); вывод информации (ВИ).

При включении питания АПСС программа Диспетчер входит в режим НУ, где производится инициализация микро-ЭВМ, каналов ввода-вывода, таймера, контроллера прерываний, контроллера пульта и дисплея, начальная установка времени, дается разрешение на прием и запись входной информации в ББП. Далее производится переход на режим НР.

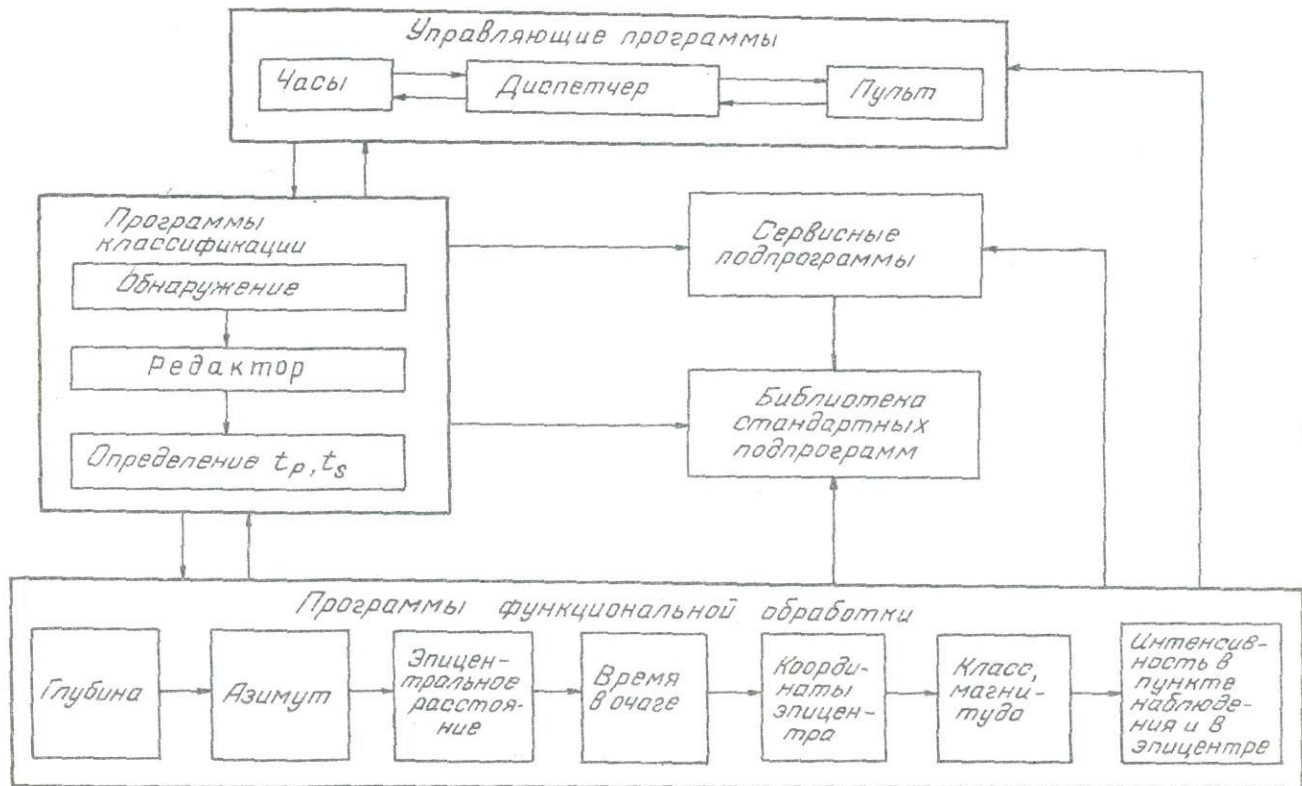


Рис.15. Общая структура программно-математического обеспечения аппаратуры АУСС

В режиме НР программа Диспетчер производит обнуление рабочих ячеек памяти; по прерыванию сигнала "входная информация" первичное заполнение ББП цифровой сейсмической информацией; настройку цифровых фильтров программы Обнаружение. Время нахождения в режиме НР составляет около 208 с, после чего АПСС входит в режим РР.

В режиме РР программа Диспетчер по прерыванию сигнала "входная информация" продолжает запись текущих информационных слов (ИС) в буферную память и чтение задержанных ИС из буферной памяти в регистры и ОЗУ микро-ЭВМ. При этом осуществляется контроль записи ИС в буферную память по номеру канала.

Если считанное из ББП информационное слово принадлежит вертикальной (Z) компоненте, то производится переход на программу Обнаружение, работающую в реальном времени. Результат работы этой программы определяет дальнейший режим работы программы Диспетчер:

а) если обнаружение не состоялось, то программа Диспетчер переходит на программу Часы, в случае наличия прерывания Запрос пульта переходит на программу Пульт, после чего устанавливается в режиме ожидания поступления прерывания сигнала "входная информация";

б) если обнаружение состоялось, то выдается команда на запрет записи входной информации в ББП, в рабочие ячейки ОЗУ заносятся время обнаружения и начальный адрес запомненного в ББП массива, выдается сообщение на дисплей и осуществляется переход к программе Редактор.

Программа Редактор классифицирует зарегистрированный сейсмический сигнал для его дальнейшей обработки. Если информация в результате работы программы Редактор отбраковывается, то программа Диспетчер возвращается в режим НР. Если поступившая информация в результате работы программы Редактор классифицируется как "полезный" сейсмический сигнал, происходит переход к программе выделения S -волны и далее к программам функциональной обработки, после чего производится переход в режим "вывод информации". В этом режиме программа Диспетчер выдает сообщение

на дисплей, подключает устройство звуковой сигнализации и устанавливается в режиме диалога с оператором по прерыванию программы Пульт. В процессе работы программа Диспетчер выдает диагностические сообщения на дисплей.

Программа Пульт по прерыванию осуществляет диалог оператора с микро-ЭВМ посредством команд, заносимых с клавиатуры пульта. Имеется набор следующих команд: сброс; пуск; ввод времени; коррекция времени (+)(-); вывод на табло текущего времени; ввод адреса выводимой ячейки; вывод на табло содержимого трех последовательных ячеек памяти ЦЗУ, ОЗУ; вывод на табло входной информации по заданному с пульта номеру канала; вывод на табло результатов обработки; калибровка.

Работа программы Часы осуществляется в двух режимах: по опросу через каналы ввода-вывода и по прерыванию процессора через контроллер прерываний. В рабочих ячейках программы формируются двоично-десятичный код текущего времени.

Программы классификации решают задачи обнаружения и выделения "полезного" сейсмического сигнала и проводят структурный анализ цифровой сейсмограммы, хранимой в блоке буферной памяти. В этих программах производится также расчет временных и динамических параметров зарегистрированного сейсмического сигнала.

В силу того что скорость вычислений микро-ЭВМ недостаточна для реализации сложных алгоритмов обработки реального времени, выделение "полезного" сейсмического сигнала осуществляется в два этапа. На первом этапе работает программа Обнаружение - простой быстрый предобнаружитель, работающий в темпе поступления данных, на втором - программа Редактор, подтверждающая событие и работающая с массивом данных, запомненных в БП.

Подробно методика и алгоритмы обнаружения и выделения "полезного" сейсмического сигнала рассматривались в предыдущем разделе.

Программы функциональной обработки. Программы функциональной обработки осуществляют определение основных параметров зарегистрированного землетрясения: категорию глубины источника (коровое, глубокое, h), азимут на эпицентр (α), эпицентральное расстояние (Δ), время в очаге (t_0), географические ко-

ординаты эпицентра (φ, λ), энергетический класс (K), магнитуду (M), балльность в пункте наблюдения (\mathcal{U}_i), балльность в эпицентре (\mathcal{U}_0).

В результате анализа существующих методов обработки каждого из перечисленных параметров предпочтение отдано традиционным методам, проверенным многолетней сейсмологической практикой с учетом возможностей аппаратуры АПСС и региональных особенностей. Обработка каждого параметра осуществляется последовательно с заполнением рабочих ячеек ОЗУ результатами обработки.

На современном этапе сейсмологических исследований вопрос определения глубины источника остается одним из самых сложных, даже если для решения его привлекаются данные разветвленной сети станций. Естественно, что возможности определения глубины по данным одной станции значительно ниже. В связи с этим АПСС решает только задачу оценки характеристики глубины: КОРОВОЕ, ГЛУБОКОЕ. Классификация типа глубины проводится по четырем признакам, характеризующим глубокое землетрясение:

величина отношения амплитуды максимума Р-волн к среднему уровню вертикальных амплитуд \bar{a}_z во временном окне длительностью \mathcal{T}_p начиная с момента $t_{pm} + 1$ с;

величина отношения амплитуд максимума Р-волны по вертикальной (A_{pmz}) и горизонтальной (A_{pmh}) компонентам во временном окне \mathcal{T}_p ;

число подупериодов Π от начала события t_p до момента наступления максимума Р-волны на компоненте Z;

величина периода T_{pm} , соответствующего максимальной амплитуде в группе Р-волн $0,65 \text{ с} \leq T_p \leq 1,3 \text{ с}$.

Следует отметить, что в связи с многообразием вида записей и с большим рассеянием динамических характеристик отдельный признак может не подтверждаться для некоторых событий, а совокупность признаков позволит установить категорию глубины землетрясения. Поэтому каждому признаку придается весовая характеристика. В случае, если \bar{L} -й признак подтверждается, ему присваивается вес $V_i = 1$, в противном случае $V_i = 0$ ($i = \bar{1}, 4$). При выполнении условия $\sum_i V_i \geq 3$ устанавливается категория ГЛУБОКОЕ, при $\sum_i V_i < 3$ - КОРОВОЕ.

Для улучшения работы алгоритма используется условие минимальной удаленности пункта наблюдения от зоны глубоководных зем-

летрясений, что характеризуется величиной $t_s - t_p$.

В основу алгоритма определения азимута на эпицентр положен принцип нахождения главного направления движения точки земной поверхности в горизонтальной плоскости на отрезке записи от t_p

до $t_p + \tau_d$, где

$$\tau_d = \frac{t_s - t_p}{20} + 0,5 \text{ с}, \quad (26)$$

как средневзвешенного направления текущего вектора движения точки по формуле

$$\varphi = \frac{\sum_i (\varphi_i \cdot P_i)}{\sum_i P_i}, \quad (27)$$

где φ_i - численное значение угла, образуемого направлением текущего вектора движения точки и направлением $N-S$,

$$\varphi_i = \arctg \frac{\Delta A_i (E-W)}{\Delta A_i (N-S)}; \quad (28)$$

ΔA_i - приращение амплитуды сигнала по соответствующей компоненте; P_i - весовая функция

$$P_i = |\Delta \varphi_i|^{-1}, \quad (29)$$

которая определяет меру прямолинейности движения точки.

Расчетные формулы (27)-(29) имеют ошибку в определении главного направления движения точки, зависящую от степени поляризации сигнала, которую можно оценить как

$$\varphi' = \begin{cases} + \arctg \sigma, & \text{при } \sigma < 1 \\ - \arctg (\sigma)^{-1}, & \text{при } \sigma \geq 1 \end{cases}, \quad (30)$$

где

$$\sigma = \left[\frac{I^+}{I^-} \right]^2,$$

$$\begin{aligned} \bar{I}^+ &= \sum i, & \text{при } \varphi_i > 0, \\ \bar{I}^- &= \sum i, & \text{при } \varphi_i \leq 0. \end{aligned}$$

Таким образом, направление на эпицентр находится как

$$\alpha' = \varphi + \varphi'. \quad (31)$$

Для однозначного определения азимута на эпицентр привлекается информация о характере движения точки в вертикальной плоскости, получаемая как

$$F = \sum_i A_i (N-S)' \cdot A_i (Z). \quad (32)$$

Отсюда значение азимута

$$\alpha = \alpha' + \begin{cases} 0, & \text{при } F > 0, \alpha' \geq 0, \\ 2\pi & \text{при } F > 0, \alpha' < 0, \\ \pi & \text{при } F \leq 0. \end{cases} \quad (33)$$

Расчет эпицентрального расстояния (Δ , км) проводится с помощью разностного годографа $t_s - t_p$, представленного в аналитическом виде. В качестве рабочих годографов выбраны годограф УЛАР (Уломов, Аронов, 1982) для глубины 20 км

$$\begin{aligned} \Delta &= 10,38(t_s - t_p) - 62,45 & \text{при } t_s - t_p > 27,3 \text{ с}, \\ \Delta &= 7,69(t_s - t_p) - 8,46 & \text{при } t_s - t_p \leq 27,3 \text{ с} \end{aligned} \quad (34)$$

и годограф Лукка для глубины 200 км

$$\Delta = 11,36(t_s - t_p) - 92. \quad (35)$$

Для определения времени в очаге рассчитывается время пробега Р-волны по указанным выше годографам. Время в очаге находится как разность между временем обнаружения события, определяемым в программе Обнаружение, и рассчитанным временем пробега Р-волны с учетом запаздывания петли задержки.

Координаты эпицентра оцениваются по стандартным формулам перевода полярных координат Δ и α в географические координаты φ и λ .

$$\psi = \frac{\Delta \cos \alpha + R_0 \varphi_0}{R_0},$$

$$\lambda = \frac{\Delta \sin \alpha + R_0 \cos \varphi_0 \lambda_0}{R_0 \cos \varphi_0}, \quad (36)$$

где φ_0 и λ_0 - географические координаты пункта наблюдения;
 R_0 - радиус Земли.

Энергетический класс K определяется по номограмме Г.Г.Рау-тиан, представленной в аналитическом виде и преобразованной для окоростной характеристики

$$K = 12,875 + 0,825 \lg (A_{pm} T_{pm} + A_{sm} T_{sm}) + 1,44 \lg \Delta. \quad (37)$$

Магнитуда MLH рассчитывается по традиционной в практике сейсмологических наблюдений в Средней Азии формуле

$$MLH = \frac{K-4}{1,8}. \quad (38)$$

В основу алгоритма определения интенсивности в пункте наблюдения \mathcal{Y}_i заложен расчет по корреляционной зависимости между балльностью и величиной максимальной скорости колебаний почвы в пункте наблюдений согласно шкале $MSK-64$.

$$\mathcal{Y}_i = 3,322 \lg A_{sm} + 11,645. \quad (39)$$

Расчет интенсивности колебаний почвы в эпицентре для ощутимых в пункте наблюдения событий ($\mathcal{Y}_i \geq 1$) осуществляется по формуле Шебадина

$$\mathcal{Y}_0 = \mathcal{Y}_i + \nu \lg \sqrt{\frac{A^2}{h^2} + 1}, \quad (40)$$

а для неощутимых событий ($\mathcal{Y}_i < 1$)

$$\mathcal{Y}_0 = 3,31 MPV - 14,5 \quad \text{для глубоких,} \quad (41)$$

$$\mathcal{Y}_0 = 2,38 MPV - \nu \lg h - 2,95 \quad \text{для коровых.}$$

В ходе расчета значения параметров заносятся в рабочие ячейки ОЗУ микро-ЭВМ для последующего вывода по запросу оператора на видеотабло.

Программирование и отладка ПМО ОСИ производились при помощи системы отладки СО-04 и микро-ЭВМ

Результаты наблюдений. Аппаратурой АПСС был проведен годичный цикл наблюдений на сейсмической станции Хумсан Приташкентского района. За весь период полевых наблюдений сбоев в работе АПСС по причинам технического отказа какого-либо из ее блоков или узлов не зарегистрировано. Аппаратура работала круглосуточно при колебаниях температуры в месте установки обрабатываемого центра от 5 до 40⁰С и влажности до 100% и показала себя высоконадежной и простой в эксплуатации современной аппаратурой сбора и оперативной обработки сейсмической информации. Всего за период наблюдений АПСС зарегистрировано и достоверно обработано 339 землетрясений. За этот же период на станции Хумсан, оснащенной высокочувствительной короткопериодной аналоговой аппаратурой, зарегистрировано и обработано 357 событий. Коэффициент надежности регистрации аппаратурой АПСС составляет 90,4%. На рис.16 показана карта очагов землетрясений с $M \geq 3$, зарегистрированных и обработанных аппаратурой АПСС.

Работа алгоритма определения категории глубины источника оценивалась величиной количественного коэффициента надежности. Данные об истинной глубине источника снимались непосредственно с лент. Причем события с $h > 70$ км считались глубокими, с $h \leq 70$ км - коровыми. Коэффициент надежности определения h составил 85,1%. Погрешность определения остальных параметров оценивалась величиной его среднего квадратичного отклонения (СКО). В статистической оценке погрешности $S - P$ участвовало 292 события, что обеспечило при сохранении однородности выборки значение $\sigma(S - P) = \pm 0,7$ с. Причем 80,5% событий имеют $\sigma(S - P) \leq \pm 0,5$ с. График взаимной корреляции значений $S - P$, определенных АПСС и станцией Хумсан, приведен на рис.14, в.

Погрешность определения эпицентрального расстояния оценивалась отдельно для коровых и глубоких землетрясений и составила расчетные значения: для глубоких $\sigma(\Delta r) = \pm 19,5$ км при $N = 40$; для коровых $\sigma(\Delta k) = \pm 29,8$ км при $N = 252$. Графики взаимной корреляции Δ для АПСС и станции Хумсан приведены на рис. 17, а.

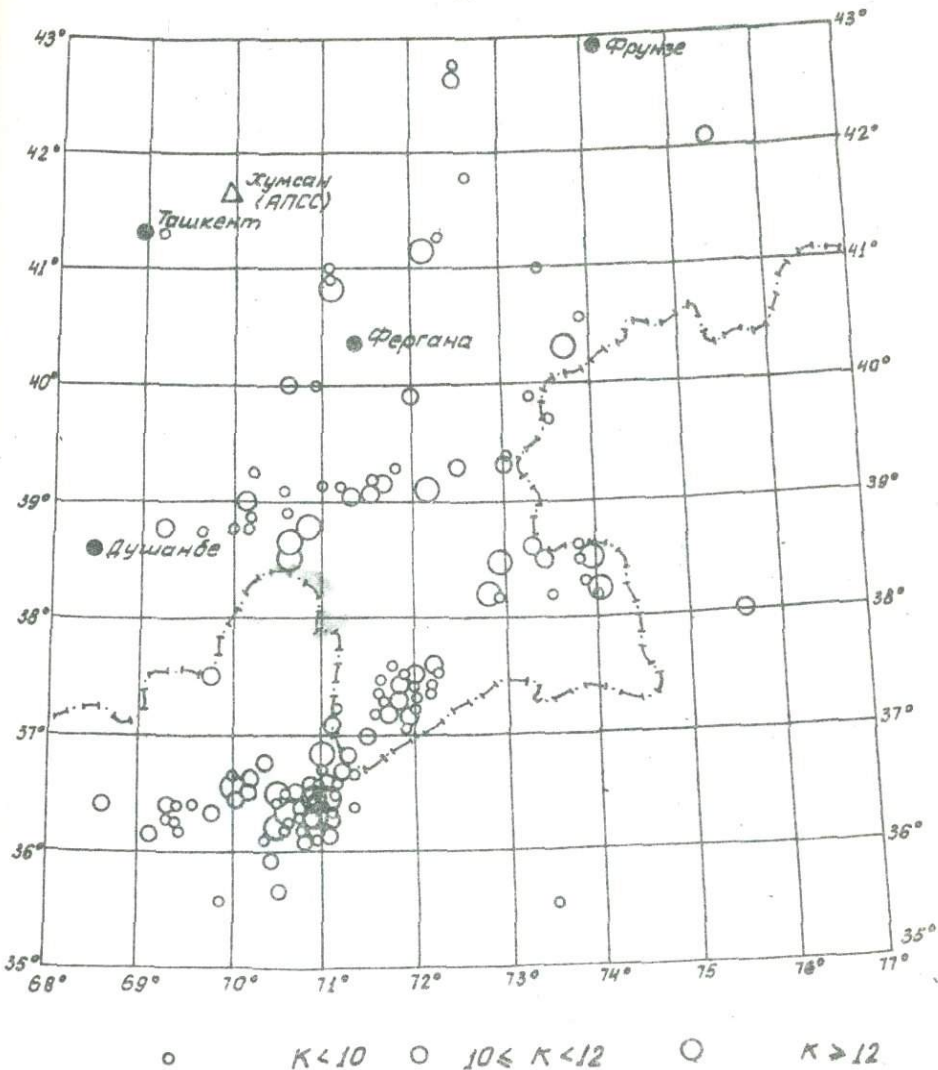


Рис. 16. Карта эпицентров землетрясений с $M \leq H \leq 3$, зарегистрированных и обработанных аппаратурой АПСС за период полевых испытаний

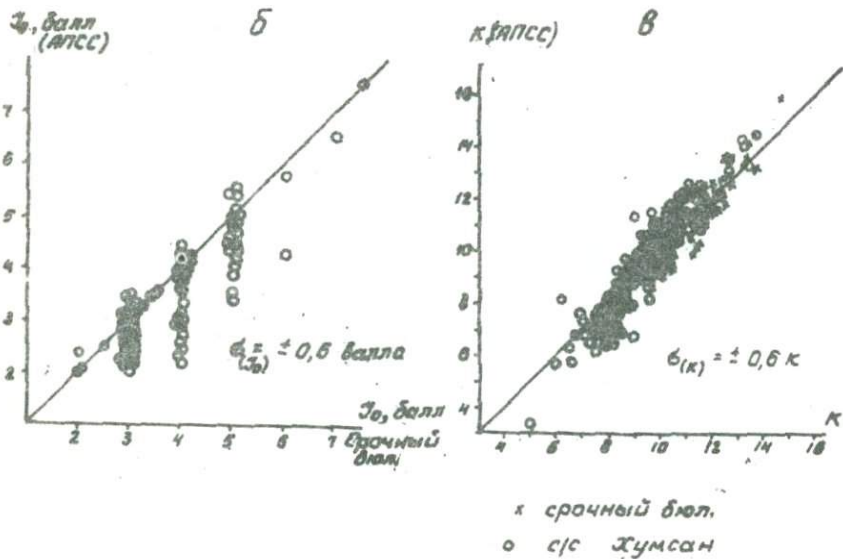
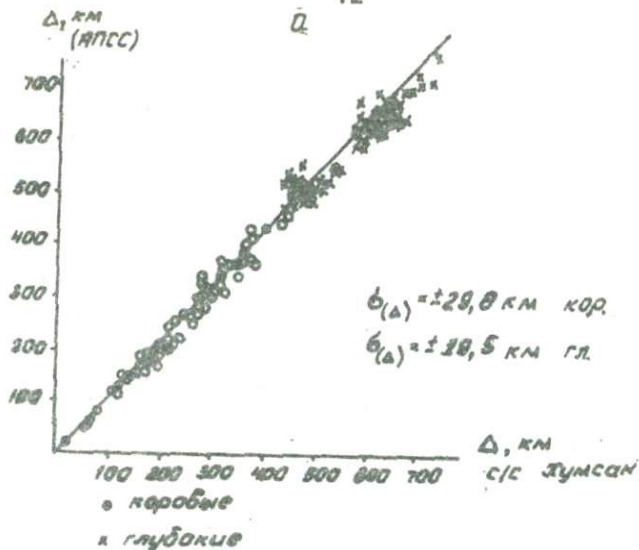


Рис. 17. График корреляции параметров землетрясений, рассчитанных аппаратурой АПСС и интерпретатором:

а - эпицентральный расстояние; б - интенсивность колебаний почвы в эпицентре; в - энергетический класс

Погрешность определения энергетического класса оценивалась по данным срочного бюллетеня землетрясений Средней Азии и Казахстана и бюллетеня станции Хумсан (рис.17, в). Значение СКО для сводного бюллетеня определялось по 153 событиям и составило $\sigma(K) = \pm 0,6K$, для станции Хумсан при $N = 290$ - $\sigma(K) = \pm 0,6K$. Погрешность M_{LN} и J_0 определялась по данным срочного бюллетеня. В расчете M_{LN} участвовало 151 событие $\sigma(M_{LN}) = \pm 0,3 M_{LN}$. Для расчета J_0 привлекались данные 105 событий, получено значение $\sigma(J_0) = \pm 0,6$ балла. График взаимной корреляции J_0 (АПСС - сводный бюллетень) приведен на рис.17, б.

Таким образом, разработанная аппаратура АПСС, являясь принципиально новой сейсмометрической аппаратурой экспресс-обработки сейсмологической информации, безотказна в работе, проста в эксплуатации, экономична и эффективна, обеспечивает высокую надежность обнаружения землетрясений и точность определения их параметров.

Методика и опыт поляризационной обработки цифровых сейсмологических данных

Некоторые аспекты проектирования баз данных цифровой сейсмологической информации. В настоящее время системы цифровой регистрации постепенно вытесняют традиционную аналоговую, в связи с чем вполне актуальными и своевременными являются постановка и решение задачи о создании базы данных цифровых сейсмограмм (БДЦ), с помощью которых можно было бы решать как традиционные задачи обработки сейсмологических наблюдений, так и имеющие фундаментальное и прикладное значение. В отличие от банков данных дискретной информации, функционирование которых замкнуто в рамках аппаратных средств данной вычислительной системы и, как правило, без всяких изменений может быть перенесено на другую ЭВМ этой системы, БДЦ тесно связана с цифровыми сейсмическими каналами - аппаратными средствами регистрации.

Как уже отмечалось, предметной областью БДЦ является волновое поле, образованное сейсмическими событиями и зарегистрированное цифровыми установками. Информационным представлением волнового поля служит многоканальная цифровая сейсмограмма, записанная на магнитном носителе или в памяти ЭВМ в виде последовательности отсчетов

$$X_p(t_0 + k\Delta t/N), \quad k = 1, K, \quad (42)$$

где t_0 - момент начала регистрации (с); k - текущий номер отсчета; Δt - шаг квантования по одному каналу (с); p - номер канала; N - число каналов; X_p - амплитуда, квантованная по уровню.

Рассмотрим требования, предъявляемые к сейсмической информации сейсмологами-исследователями, и те ее особенности, которые обусловлены переходом к цифровому представлению этой информации и обработке ее на ЭВМ. Сформулируем требования в терминах представительности, понимая под этим полноту определенного вида сейсмической информации в рамках решения конкретной задачи или круга задач.

Кинематическая представительность сейсмических событий, т.е. наличие всех фаз сейсмического сигнала определяется временем процесса прохождения сейсмических волн через пункт регистрации (τ) и зависит от многих факторов, основными из которых являются энергия (E), гипоцентральное расстояние (Δ), частотный диапазон регистрируемого сигнала (Δf), взаимное расположение приемника (φ_r, λ_r) и источника ($\varphi_0, \lambda_0, H_0$), грунтовые условия под сейсмической станцией (Γ). С учетом этих параметров кинематическая представительность может быть определена по времени τ :

$$\tau = \tau(E, \Delta, \Delta f, \varphi_0, \lambda_0, \varphi_r, \lambda_r, H_0, \Gamma). \quad (43)$$

Практика показывает, что с развитием и совершенствованием методов сейсмологических исследований кинематическая представительность обрабатываемой информации изменяется в сторону расширения. Так, если раньше изучались главным образом моменты вступлений Р-и S-волн, то затем - моменты вступлений поверхностных волн, а в последнее время изучается сейсмическая кода (Раутиан и др., 1981). Методы поляризационного анализа и другие методы многоканальной цифровой фильтрации позволяют детальнее исследовать сложную интерференционную картину сейсмического волнового поля, выявляя моменты вступлений там, где их раньше не замечали. В то же время в ряде работ (Рожков, 1986; Казак и др., 1985) предлагаются методы предварительной обработки сейсмологической информации с целью ее сжатия. В этом случае уменьшение объема достигается ценой потери некоторой части информации.

Для оценки объема информации, пополняющей ежегодно БДЦС, используем выражение (43) в виде

$$\bar{\tau} = \bar{\tau}(E), \text{ с.} \quad (44)$$

Для землетрясений, происходящих в радиусе до 1000 км, справедливо соотношение (Меламуд, 1974)

$$\bar{\tau}(E) = 10^{(2.9 E - B)/A}. \quad (45)$$

где E — энергия; A, B — параметры, определяемые районом регистрации. Количество землетрясений с энергией E определяется по графику повторяемости с тангенсом угла наклона γ и константой a :

$$N(E) = 10^{\gamma \lg E + a} \quad (46)$$

Тогда общая длительность сейсмограмм при условии регистрации всех событий в интервале энергий E_1 — E_2 не превысит

$$T_{\text{общ}} \leq \int_{E_1}^{E_2} 10^{[(\lg E - B)/A + \gamma \lg E + a]} dE, \quad (47)$$

где $T_{\text{общ}}$ — общее время всех событий, зарегистрированных цифровой сейсмической станцией, с.

Общий объем информации в килобайтах, которая может быть зарегистрирована, можно подсчитать по формуле

$$W = n \cdot T_{\text{общ}} \cdot f_{\Delta}, \quad (48)$$

где n — число каналов регистрации; f_{Δ} — частота дискретизации (Гц); $f_{\Delta} = 1/\Delta t$.

Таким образом, требование кинематической представительности приводит к увеличению хранимого объема сейсмической информации; сжатие информации допустимо лишь в том случае, если оно не уменьшает кинематическую представительность; необходимо организовать эффективно многоуровневое хранение информации так, чтобы самый нижний уровень содержал информацию наибольшей кинематической представительности, а более высокие уровни — лишь то, что необходимо для решения соответствующих задач.

Динамическая представительность сейсмических событий. Провести классификацию, отражающую зависимость общего спектра сигнала от различных параметров сейсмического события (частотная представительность) подобно выражению (43), затруднительно, поскольку сами фазы, составляющие сейсмический сигнал, имеют существенно различные спектры. Однако можно построить зависимость спектра фиксированной фазы, например Р-волны — S_p так, что

$$S_p = (\Delta, \Delta f, \varphi_0, \lambda_0, \eta_0, \varphi_r, \lambda_r, \gamma). \quad (49)$$

Сейсмическое событие будет динамически представительным, если оно изображено на сейсмограмме без искажений амплитуд и может быть в дальнейшем обработано сейсмологами. Для решения этой задачи необходимы соответствующий динамический диапазон и нижний порог чувствительности регистрирующих каналов.

Опыт обработки цифровой сейсмической информации, полученной на СЦР — первой отечественной цифровой сейсмической станции с динамическим диапазоном менее 60 дБ, показал, что динамическая представительность недостаточна для решения большинства задач научного и практического характера. Без амплитудных искажений регистрируются сейсмические события не выше $K = 12$ в радиусе до 500 км. Характер амплитудных искажений — "зарезание" максимальных и минимальных амплитуд-тактов, что искажаются не только динамическая и частотная компоненты волнового поля. В то же время поскольку эти искажения приходятся, как правило, на область Р- и S-волн, информация о начальных фазах сейсмического события остается представительной в кинематическом, частотном и динамическом аспекте.

Если рассматриваемые выше требования относились и к аналоговым и к цифровым данным, то возможность проведения обработки сейсмограмм в процессе их получения (в реальном времени) присутствует лишь цифровой регистрации. Эта особенность процесса сбора и обработки цифровой сейсмической информации может быть использована для значительного повышения оперативности сейсмической службы. При наличии соответствующего программного обеспечения и возможности ввода цифровой сейсмической информации непосредственно в память ЭВМ такие параметры сейсмического волнового поля, как моменты вступлений и амплитуды фаз, азимут и угол выхода сейсмического луча, частотные параметры и др., могут быть получены спустя не более 3-5 мин после окончания регистрации сейсмического события.

Анализ параметров поляризации продольных волн Папских землетрясений 1984 г. Поляризационный анализ реальных сейсмических записей в настоящее время становится таким же необходимым инструментом при изучении волновых полей, как спектральный анализ, методика СВАН и другие методы, основанные на применении ЭВМ. В то же время благодаря своей особой чувствительности к неоднородному

строению среды параметры поляризации реальных сейсмических сигналов, представленные в виде функций, зависящих от времени, как правило, имеют сильно осциллирующий характер. Это особенно заметно в условиях регистрации на сейсмических станциях Средней Азии, в частности, Ташкент. Естественно предположить, что гетерогенная среда в районе регистрации создает "шлейф" рассеянных волн, что сильно искажает картину поляризации даже в первых вступлениях продольных волн. Тем не менее и в таких условиях можно наблюдать некоторые эффекты поляризации волнового поля. При этом следует особое внимание обратить на совокупности сейсмических событий, характеризующихся особой локализованностью в пространстве. Такой совокупностью может служить хорошо известная сейсмофокальная зона. В качестве объекта для поляризационного анализа в данной работе рассматривается совокупность землетрясений, происшедших на территории Узбекистана в январе-ноябре 1984 г. в районе поселков Чуст, Пап, Уйгурсай, в дальнейшем называемая роем Папских землетрясений.

Согласно каталогу Папских землетрясений, первый толчок произошел 28.01.1984 г., $K = 9,3$. В дальнейшем сейсмическая активность нарастала и наибольшей силы достигла 17.02 при землетрясении в 23 ч 31 мин 16 с (по Гринвичу) с $K = 14$, затем наблюдался спад (Папское землетрясение..., 1986).

Высокая степень локализации очагов, весьма плавное нарастание интенсивности и плавный ее спад позволяют отнести совокупность этих землетрясений к рою.

Условия цифровой регистрации на сеймостанции Ташкент дают возможность записывать сейсмические события этого роя трехкомпонентной установкой СКМ-3+СЦР в диапазоне $K = 10-12$. На рис. 18,а показана карта эпицентров землетрясений Папского роя, которые были зарегистрированы на сеймостанции Ташкент каналами цифровой регистрации, на рис. 18,б - распределение во времени за период с 29.01 по 31.03.1984 всех землетрясений с $K \geq 10$. Как видно из рис. 18,а, рой землетрясений представляет собой весьма компактную группу по отношению к эпицентральному расстоянию, которое составляет 130 км до "центра тяжести" роя с координатами

$\varphi = 41,9^\circ$ с.ш., $\lambda = 71,1^\circ$ в.д. Дисперсия координат эпицентров составляет; по φ $\sigma_\varphi = 0,017^\circ$, по λ $\sigma_\lambda = 0,036^\circ$. Это означает,

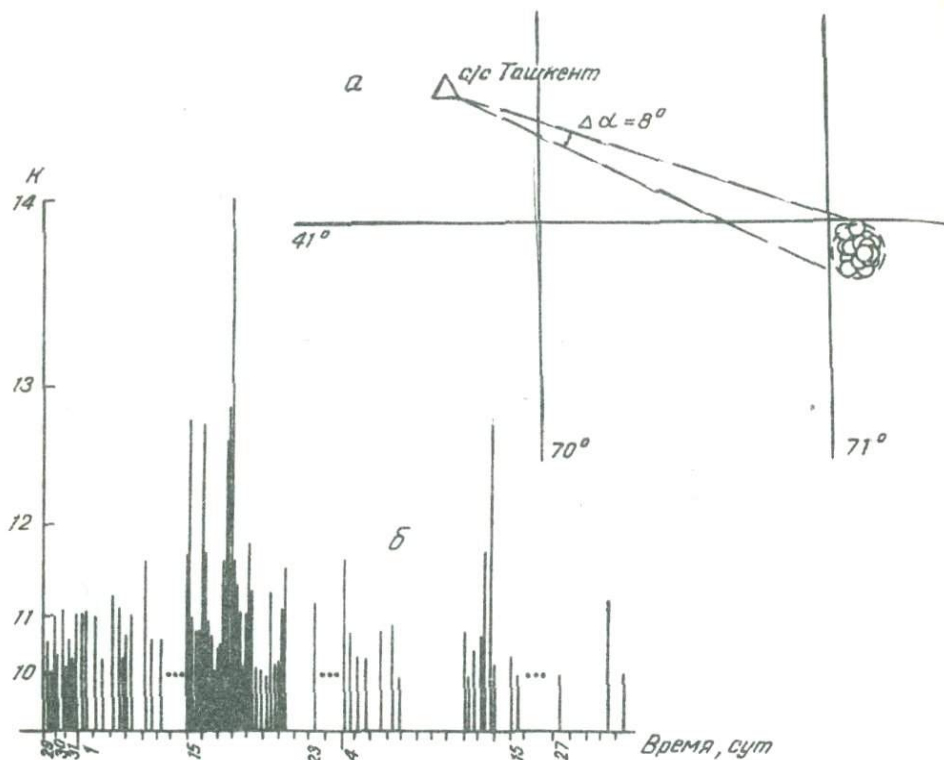


Рис. 18. Сейсмическая обстановка в период проявления роя Папских землетрясений:

а - расположение очагов событий, зарегистрированных станцией цифровой регистрации СЦР; б - распределение во времени сейсмической активности роя Папских землетрясений за период с 29.01.84 г. по 31.03.84 г. с $K \geq 10$;

что практически вся группа эпицентров может быть помещена внутри круга радиусом 7,5 км, который "виден" из пункта регистрации на сеймостанции Ташкент в секторе с углом $\Delta \alpha \leq 8^\circ$. Такое располо-

жение эпицентров по отношению к пункту наблюдения позволяет предположить, что основные фазы и характеристики сейсмического сигнала, обусловленные геофизической средой, близки у большинства событий данной совокупности. Это справедливо и в отношении параметров поляризации. Визуализация с высоким разрешением 20 событий подтверждает это предположение.

Единая природа землетрясений Папского роя и их высокая степень локализации в пространстве представляют интерес по меньшей мере в двух аспектах исследований: во-первых, при ретроспективном анализе, когда цифровые записи землетрясений могут служить тестовым набором для отбраковки алгоритмов обнаружения и выделения сейсмического сигнала и определения его параметров; основным критерием точности алгоритма в этом случае является близость ("похожесть") результатов обработки; во-вторых, при возможности ведения обработки сейсмических сигналов в реальном масштабе времени, в случае выявления схожих параметров у двух и более событий (таких, например, как времена вступления, азимуты и т.п.). Эти события могут классифицироваться как принадлежащие рою землетрясений. Второй аспект тесно связан с прогнозом землетрясений, поскольку активизация групповых роев может рассматриваться как указание на рост тектонического напряжения, а главное — на принадлежность групповых землетрясений к обычному рою или к форошковой активности, предшествующей крупному землетрясению (Моти, 1983).

При рассмотрении роя Папских землетрясений в первом аспекте изучалась устойчивость поведения азимутов, определяемых по первым вступлениям R-волн в течение первых 6 периодов сигнала. При этом сейсмический сигнал подвергался цифровой фильтрации с помощью фильтра низких частот (ФНЧ) Баттерворта 6-го порядка с полосой пропускания от 0 до 5 Гц (рис. 19,а) и от 0 до 2,5 Гц (рис. 19,б). Анализ полученных данных позволяет сделать следующие выводы.

I. Продольные волны, регистрируемые на сейсмостанции Ташкент, в значительной степени осложнены поперечными составляющими, которые вероятнее всего могут быть возбуждены гетерогенной средой вдоль трассы распространения сейсмических волн и непосредственно под сейсмостанцией. Поперечные составляющие существен-

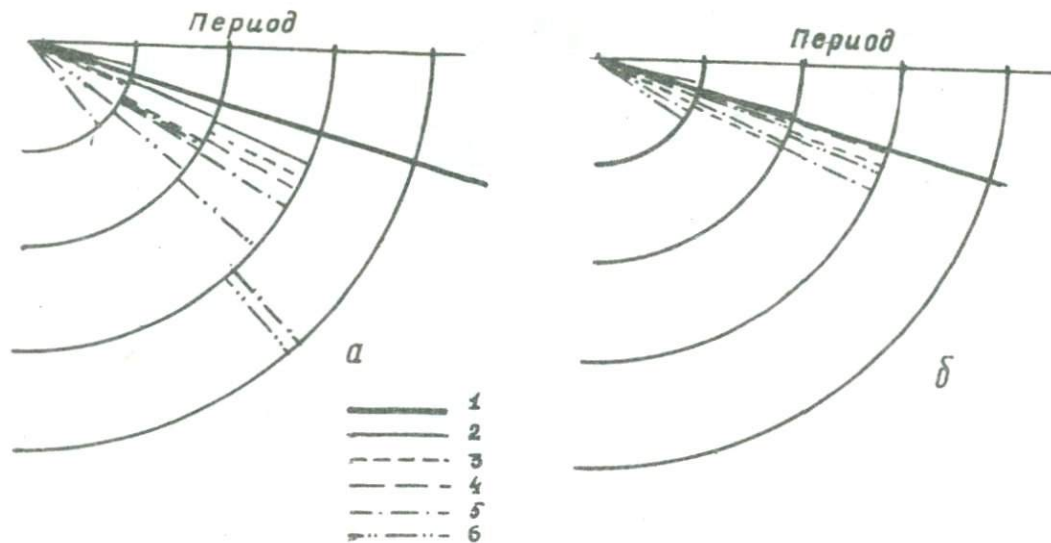


Рис. 19. Девияция азимутов направления на эпицентр событий из роя Папских землетрясений по периодам с момента первого вступления:

1 - направление на эпицентр; 2 - землетрясение 29.01 в 04 ч 00 мин 24 с, $K = 10,6$; 3 - 29.01 в 18 ч 10 мин 16 с, $K = 11,0$; 4 - 30.01 в 16 ч 43 мин 34 с, $K = 11,0$; 5 - 30.01 в 14 ч 05 мин 38 с, $K = 11,0$; 6 - 15.02 в 05 ч 32 мин 27 с, $K = 11,7$; а - с применением фильтра низких частот с полосой пропускания от 0 до 5 Гц; б - то же с полосой пропускания фильтра от 0 до 2,5 Гц

но искажают направление прихода продольной сейсмической волны, особенно для сигналов с невысоким отношением сигнал/шум.

2. Интервал времени записи, в течение которого флуктуации параметров поляризации относительно малы, составляет для событий Папского роя 3-5 периодов от момента первого вступления.

3. Существует регулярное отклонение кажущегося азимута прихода сейсмической волны от направления на эпицентр. Для 20 событий Папского роя среднее значение отклонения (девиация азимутов) составляет примерно $+15^{\circ}$, т.е. кажущийся эпицентр располагается как бы южнее истинного.

4. Использование низкочастотной фильтрации уменьшает флуктуации параметров поляризации и повышает точность определения азимута.

Рассмотрим далее совокупность Папских землетрясений во втором аспекте, т.е. с точки зрения принадлежности этих землетрясений рю. Анализ поляризационной структуры событий этой совокупности включал определение следующих параметров сейсмического сигнала: азимута направления на эпицентр; длин большей и меньшей осей эллипса поляризации; суммы длин полного вектора, построенного по трем компонентам; отношения меньшей оси эллипса поляризации к большей. Все параметры вычислялись во временном окне длительностью I-I,2 с со сдвигом во времени в 0,2 с. Характер построенных зависимостей достаточно ясно свидетельствует о сходстве анализируемых событий и, как отмечалось выше, дает возможность отнести их к сейсмическому рю.

Для выявления сходства кинематических, динамических и поляризационных параметров событий Папского роя проводилось синфазное суммирование соответствующих компонент определенных сейсмических событий. Эта процедура была реализована на ЭВМ с помощью следующего алгоритма:

- 1) в качестве "слагаемых" выбраны пять сейсмических событий роя с энергоклассами от I0,6 до I1,3;
- 2) по характерному максимуму в S -волнах определялся временной сдвиг для каждого события относительно первого события;
- 3) организовано 5 файлов, из которых первый содержит запись события № 1, второй - "сумму" записей первого файла и приведенной к единому моменту времени записи события № 2 и т.д., так что 5-й

файл содержал синфазную "сумму" всех пяти событий;
 4) каждый из пяти образованных файлов обрабатывался программой, определяющей параметры поляризации – азимут и степень деполяризации. Результаты обработки этих файлов, а также "слагаемых" приведены в табл. I.

Таблица I

Параметры поляризации землетрясений Папского
 роя и синфазное суммирование событий

Дата	Время в очаге	Глу- би- на, км	К	Средние значения деполяризации \bar{D} и азимута $\bar{\alpha}$ и их дисперсии σ_0 и σ_α									
				\bar{D}	$\bar{\alpha}$	σ_0	σ_α	\bar{D}	$\bar{\alpha}$	σ_0	σ_α		
				отдельное событие:				сумма событий					
29.01	04-00-24	15	10,6	0,29	129	4,4	5,2						
	18-10-16	10	11,0	0,25	123	6,1	7,9	0,21	116	9,5	8,4		
30.01	07-24-46	20	11,1	0,33	131	1,1	6,2	0,24	119	6,5	7,3		
31.01	14-05-38	22	11,0	0,26	128	2,5	9,2	0,28	122	4,9	4,4		
02.02	14-15-34	15	11,3	0,24	126	5,3	15,3	0,22	120	5,7	1,5		

Как следует из таблицы, при синфазном суммировании средние значения параметров поляризации не только не ухудшились, но даже улучшились. Этот факт может служить доказательством того, что анализируемые события принадлежат к роя землетрясений.

ГЛАВА Ш. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧНОСТИ И ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Поле очагов землетрясений

Разрозненные и чрезвычайно редкие макросейсмические сведения о землетрясениях на территории Узбекистана известны издавна. Первые упоминания относятся к IX в. Начиная с 1868 г. сбор данных о сильных землетрясениях (до 1902 г. только о макросейсмических) проводился систематически. С момента открытия сейсмической станции Ташкент, а затем и других на территории Средней Азии появилась возможность регистрации землетрясений инструментальным путем. Подробно история сейсмологических наблюдений изложена в работах Е.М.Бутовской и др. (1961, 1964), И.Б.Яковлевой (1972), Новый каталог... (1977). По мере развития сети сейсмических станций диапазон энергетических классов землетрясений, для которых можно было произвести определение координат эпицентра, расширялся в сторону нижнего предела.

До 1961 г. координаты очагов землетрясений без указания глубины на территории Узбекистана находились способом засечек с помощью годографа Е.А.Розовой (1936). Позже использовались специфические годографы (Атабаев, Захарова, 1962; Бутовская и др., 1963; Яковлева, 1972). Точность определения координат эпицентров оценивалась по классификации Н.А.Введенской (1955). В случаях определения координат по специфическим годографам классы точности соответствовали а ($\pm 2,5$ км), б (± 5 км) и в (более ± 5 км). Энергетическая классификация землетрясений проводилась по шкале Т.Г.Раутиан (1960), основанной на зависимости суммы максимальных амплитуд объемных волн от эпицентрального расстояния.

Опубликованные каталоги содержат сведения о землетрясениях начиная с определенного энергетического уровня в зависимости от сейсмической активности региона. Так, каталоги Средней Азии включают землетрясения с $K=9$ и выше, тогда как каталоги каждого из республиканских институтов - и более слабые. Рукописные каталоги

включают в себя сведения и о проявлении слабых землетрясений, зафиксированных хотя бы одной сейсмической станцией.

Для избежания дублирования, неоднозначности в определении координат и других параметров очагов, исключения ошибок в каталогах в 1985 г. была начата работа по составлению сводного унифицированного каталога землетрясений Средней Азии и Казахстана. Усилия специалистов были направлены на создание кондиционной базы сейсмологических данных для очередного этапа сейсмического районирования. При составлении унифицированного каталога внимание было сосредоточено на информации, полученной в 1955-1985 гг. Работа проводилась совместно с сейсмологами Таджикистана, Киргизии и Казахстана.

В основу сводного каталога землетрясений на территории Узбекистана и прилегающих к нему районов в пределах Восточного ($\varphi = 39^{\circ},5 - 42^{\circ},5$ с.ш., $\lambda = 68^{\circ},0 - 74^{\circ},0$ в.д.) с 1955 г. и Западного ($\varphi = 37^{\circ},0 - 42^{\circ},5$ с.ш., $\lambda = 62^{\circ},0 - 68^{\circ},0$ в.д.) с 1967 г. Узбекистана положены:

ежегодные каталоги землетрясений Узбекистана по данным общей сети, созданные на Центральной сейсмической станции Ташкент (1955-1959 гг.), в Отделе сейсмологии Института математики АН УзССР (1960-1962 гг.), Институте геологии и геофизики АН УзССР (1963-1985 гг.), Институте сейсмологии АН УзССР (1966-1985 гг.) под руководством и при основном участии Е.М.Бутовской (1955-1974 гг.), В.И.Уломова (1955-1961 гг.), В.Н.Яковлева (1955-1961 гг.), Л.М.Плотниковой (1962-1963 гг.), Н.В.Уломовой (1962-1963 гг.), А.И.Захаровой (1964-1971 гг.), Л.М.Матасовой (1964-1966, 1968, 1972-1974 гг.), Р.П.Фединой (1967-1976 гг.), И.Б.Яковлевой (1967-1972, 1974-1976 гг.), М.Г.Фленовой (1975-1977 гг.), Ф.С.Садикова (1975-1980 гг.), Х.А.Атабаева (1977-1979, 1981-1982 гг.), А.Абдукадырова (1979-1985 гг.), Р.Исмаилова (1982-1985 гг.);

ежегодные каталоги землетрясений Восточного Узбекистана ($\varphi = 39^{\circ},5 - 42^{\circ},0$ с.ш., $\lambda = 68^{\circ},0 - 74^{\circ},0$ в.д.) по данным высокочувствительной сети, созданные под руководством и при основном участии Е.М.Бутовской (1955-1974 гг.), Л.М.Плотниковой (1955-1961 гг.), А.И.Захаровой (1955-1961 гг.), М.Г.Фленовой (1955-1974 гг.), Х.А.Атабаева (1955-1980 гг.), Л.М.Матасовой (1975-1985 гг.);

ежегодные каталоги землетрясений Приташкентского района по данным высокочувствительной сети ($\varphi = 40^{\circ},3 - 42^{\circ},3$ с.ш., $\lambda = 68^{\circ},5 - 70^{\circ},5$ в.д.), составленные под руководством И.М.Плотниковой (1973-1985 гг.);

ежегодные каталоги землетрясений Западного Узбекистана ($\varphi = 37^{\circ},0 - 42^{\circ},5$ с.ш., $\lambda = 62^{\circ},0 - 68^{\circ},0$ в.д.), составленные И.Б. Яковлевой (1955-1966 гг.);

бюллетени сети сейсмических станций СССР (1955-1961 гг.), сборники Землетрясения в СССР (1962-1984 гг.), Землетрясения Средней Азии и Казахстана (1979-1984 гг.), Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР ;

ежегодные каталоги землетрясений Узбекистана за 1955-1985 гг., составленные по картотеке ТИССС АН ТаджССР (отв. исполнитель Р.С.Михайлова).

В результате пересмотра указанных материалов выявлены грубые ошибки, опечатки, исключены взрывы. В целом внесено 6000 исправлений. Как правило, они касаются землетрясений, эпицентры которых располагаются на "перекрывающихся территориях" рабочих планшета.

Наибольшее число исправлений (1500) относится к величине K энергетического класса. В случаях больших расхождений проводились замеры по сейсмограммам.

В 670 случаях изменены координаты эпицентров, определенные ранее по данным ограниченного числа сейсмических станций (стационарных и экспедиционных), расположенных на территории Средней Азии и Казахстана. В отдельных случаях расхождения в координатах по широте или долготе достигали одного градуса в результате невнимательности исполнителей при снятии координат с планшета. Введение в практику определения координат на ЭВМ исключило ошибки подобного рода. Переопределение координат внесло и некоторое "перемещение" эпицентров в пограничных зонах; в результате чего произошли изменения в каталоге землетрясений Узбекистана.

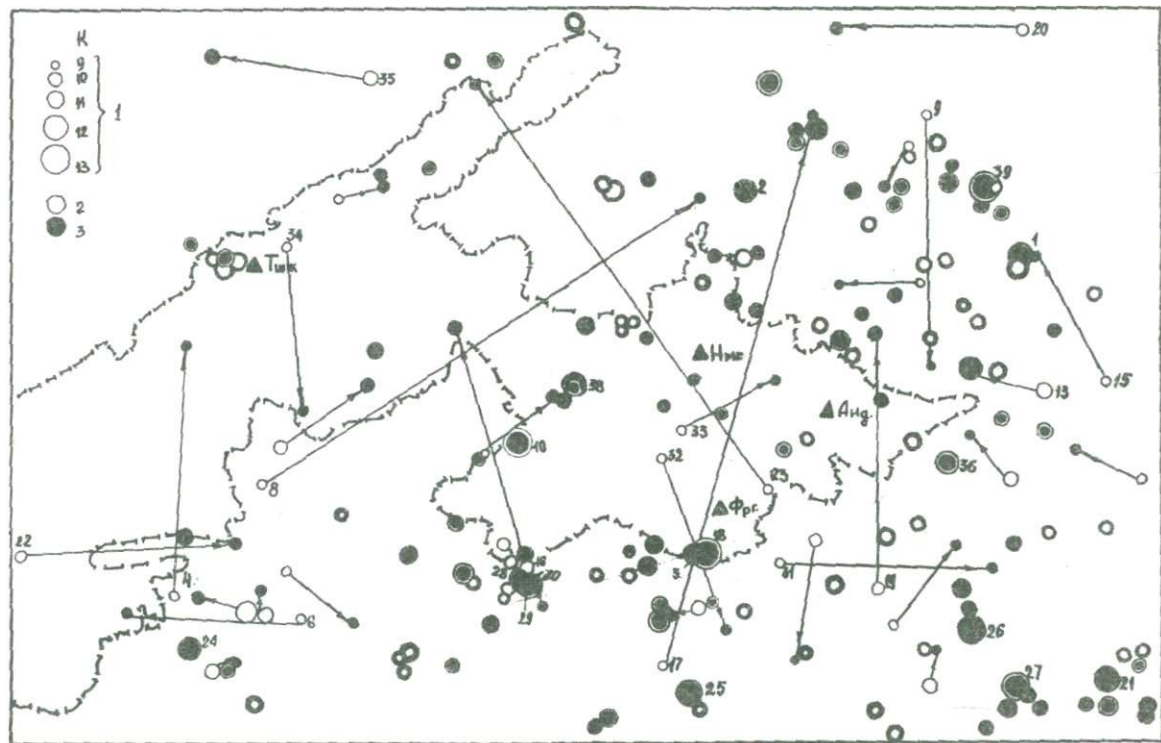
"Отбраковке" взрывов уделялось особое внимание. Критериями идентификации служили: знак + в первом вступлении продольной волны на сейсмограммах всех сейсмических станций, время возникновения и местоположение события, подтверждение специальной организации, проводящей промышленные взрывы и т.п. На бо-

лее освоенной территории Восточного Узбекистана время и место взрывов, как правило, конкретны. На территории Западного Узбекистана взрывные работы развернуты на больших площадях и трудно контролируемы. В таких случаях обращалось внимание на форму записи и другие параметры. В частности, нами дополнительно использовались следующие качественные признаки отличия записей взрывов от землетрясений: специфическая форма огibaющей записи $A(T)$ для взрывов выражена более резко, чем для землетрясений; запись взрыва гораздо менее продолжительна; поперечные волны на записях взрывов выделяются менее четко, особенно при больших эпицентральных расстояниях; на записях поверхностных волн длиннопериодные колебания менее осложнены высокими частотами. В результате проведенного анализа сейсмограмм из каталога исключено 326 взрывов.

В первоначальном виде каталог землетрясений включал 5757 событий. В общей сложности из него по разным причинам (слабые землетрясения, взрывы, "дубли", "чужие" землетрясения) исключено 750 событий и добавлено 293 ("перемещение" эпицентра в пограничной зоне). Общее число исправлений превышает количество землетрясений в каталоге ввиду того, что во многих случаях изменения касались нескольких параметров одного и того же землетрясения. Без изменений сохранились параметры землетрясений примерно в 50% случаев.

В табл. 8 приложения и на рис. 20 приведены примеры наиболее существенных изменений в координатах эпицентров и энергетической характеристике землетрясений, имевших место в Восточном Узбекистане. Все параметры землетрясений указаны в соответствии с каталогом. Каждому землетрясению в таблице отведено две строки: в первой помещены параметры в прежней редакции, во второй — исправленный вариант тех параметров, в которые внесены изменения. На рис. 20 белыми кружками (радиус кружка увеличивается с энергетическим классом) показаны эпицентры землетрясения до, черными — после исправлений. Номер кружка соответствует номеру землетрясения в табл. 8 приложения. Стрелками указано перемещение эпицентров, вызванное ошибками.

Необходимо отметить некоторые общие принципы составления каталога: 1) из нескольких определений эпицентра одного и того же землетрясения предпочтение отдавалось решению с более высоким классом точности; 2) отсутствие информации о глубине очага



означает, что очаг находится в земной коре и координаты его эпицентра определены по годографу Е.А.Розовой; 3) магнитуда M_{LN} взята из публикаций и не переопределялась.

Составленный нами единый унифицированный каталог землетрясений, происшедших в период 1955–1985 гг. на территории Узбекистана и прилегающих районов, является частью сводного каталога землетрясений Средней Азии и Казахстана и служит основой базы сейсмологических данных.

Работу по составлению каталога выполнили Л.М.Матасова (ИГТ АН УзССР) и Р.П.Фадина (ИС АН УзССР) при участии А.А.Абдукадырова, Р.Исмаилова (КОМЭ ИС АН УзССР), Ф.С.Садикова, В.Н.Карпачевой (ИС АН УзССР), Л.А.Багировой (ИГТ АН УзССР), М.Садыковой (ТашГУ), в формировании критериев отбраковки взрывов принимала участие В.А.Головченко (ИГТ АН УзССР).

Существенной особенностью работы с каталогами является классификация землетрясений по срокам представительности их энергетических классов, которая определяется полнотой охвата изучаемой территории системой сейсмических наблюдений. В последние годы совершенствование системы наблюдений в целом в Среднеазиатском регионе позволило провести оценку минимального энергетического уровня представительности землетрясений более строго (Михайлова и др., 1984; гл. I настоящей монографии).

В Узбекистане группой разработки и ведения банка данных Уз НПО "Кибернетика" совместно с Институтом сейсмологии АН УзССР (Квашин и др., 1988) сформирован региональный сейсмологический банк (РСБ), в котором обобщены данные бюллетеней сети сейсмических станций СССР, Нового каталога сильных землетрясений на территории СССР, ежегодных сборников Землетрясения в СССР и Землетрясения Средней Азии и Казахстана, оперативных сейсмологических бюллетеней ТИССС. В соответствии с исправлениями, внесенными в каталог землетрясений Узбекистана и прилегающих террито-

Рис. 20. Наиболее существенные изменения, внесенные в параметры очагов:

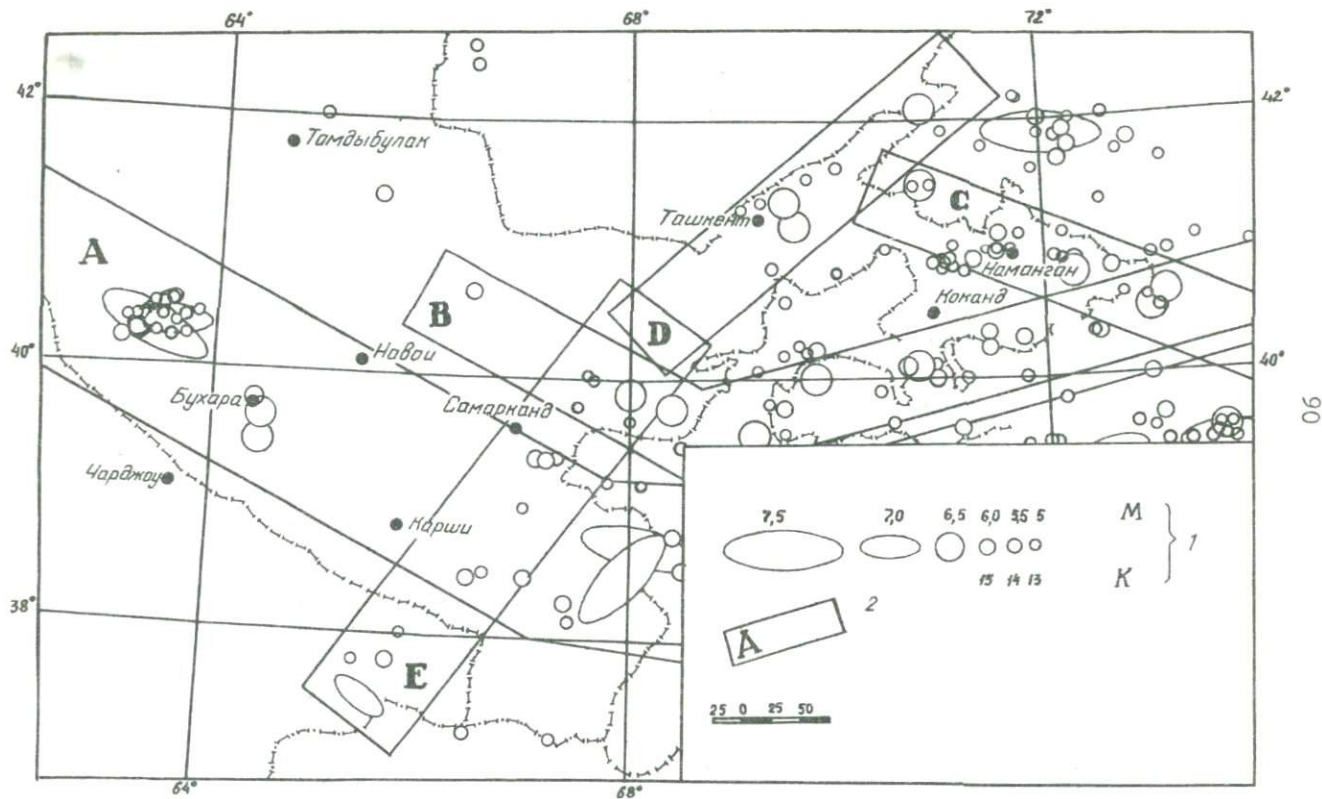
I – энергетические классы землетрясений; 2 – положение очага до изменения; 3 – положение очага после изменения

рий за 1955–1985 гг., изменен и состав загруженных в банк данных о землетрясениях.

В процессе работы над каталогом выделены и помечены специальными знаками рои и афтершоки сильных землетрясений.

На рисунке 21 показаны в натуральную величину очаги землетрясений с K более 13 (магнитуда более 5,0), происшедших на территории Узбекистана, на рис. 22 кругами условного радиуса – эпицентры более слабых землетрясений ($K = 9,10$), в том числе афтершоки сильных. Можно сказать, что наибольшая сейсмическая активность наблюдается в Южном Тянь-Шане, далее в восточной части Центрального Тянь-Шаня. По направлению на запад активность резко падает и на Туранской платформе плотность эпицентров землетрясений становится значительно ниже. При анализе распределения сейсмичности по 10-летним интервалам сохраняется та же тенденция – высокая активность в юго-восточной части и резкое ее падение по направлению на северо-запад. В период с 1955 по 1966 гг. на западе из-за отсутствия сейсмических станций слабые землетрясения практически не регистрировались. Здесь же показаны основные выделяемые многими авторами сейсмоактивные зоны возможных очагов землетрясений (ВОЗ) (Уломов, 1974, 1988; Яковлева и др., 1984): Южно-Тяньшаньская (А), Южно-Ферганская (В), Восточно-Ферганская (С), Ташкентская (Д) и Южно-Узбекистанская (Е) зоны. Они четко выделяются как по сильным, так и по слабым землетрясениям. Исключение составляют Восточно-Ферганская (С) и Ташкентская (Д) зоны, в которых слабые землетрясения ($K = 9,10$) дополнительно занимают площади, примыкающие к выделенным зонам с севера. Как видно из рис. 21, 22, подавляющее число особенно сильных землетрясений отмечается именно в этих зонах ВОЗ. Рассмотрим подробнее распределение землетрясений вдоль перечисленных сейсмоактивных зон.

Большая часть землетрясений с $M \geq 7,0$ сконцентрирована в Южно-Тяньшаньской сейсмоактивной зоне. Наиболее сильными, превышающими магнитуду 7, являются Керкинское землетрясение 1175 г. ($M = 7,1$), Каратагские 1907 г. ($M = 7,4; 7,3$), Чаткальское 1946 г. ($M = 7,5$), Маркансуйское 1974 г. ($M = 7,3$), Газлийские 1976, 1984 гг. (7,0; 7,3; 7,2). Они ощущались почти на всей территории Узбекистана и за его пределами. Керкинское землетрясение произошло в Таджикской депрессии на границе с Афганистаном, Кара-



0.6

тагские - на границе Южного Тянь-Шаня с Таджикской депрессией, Чаткальское землетрясение 1946 г. - в системе Чаткальских хребтов и сопровождалось большим количеством повторных толчков, продолжавшихся более 10 лет. Через 25 лет в 1971 г. в этом же очаге возникло достаточно крупное землетрясение с $M = 5,6$. Маркансуйское землетрясение произошло на границе с Китаем между двумя сейсмоактивными районами - Северным Памиром и Западным Куль-Дуном. Газлийские землетрясения 8 апреля, 17 мая 1976 г. и 20 марта 1984 г. в Кызылкумах ощущались на площади около 1,5 млн км². В эпицентральной зоне этих землетрясений сила сотрясений превысила 9 баллов. Они сопровождалась высокой афтершоковой активностью (Газлийские землетрясения, 1983, 1986).

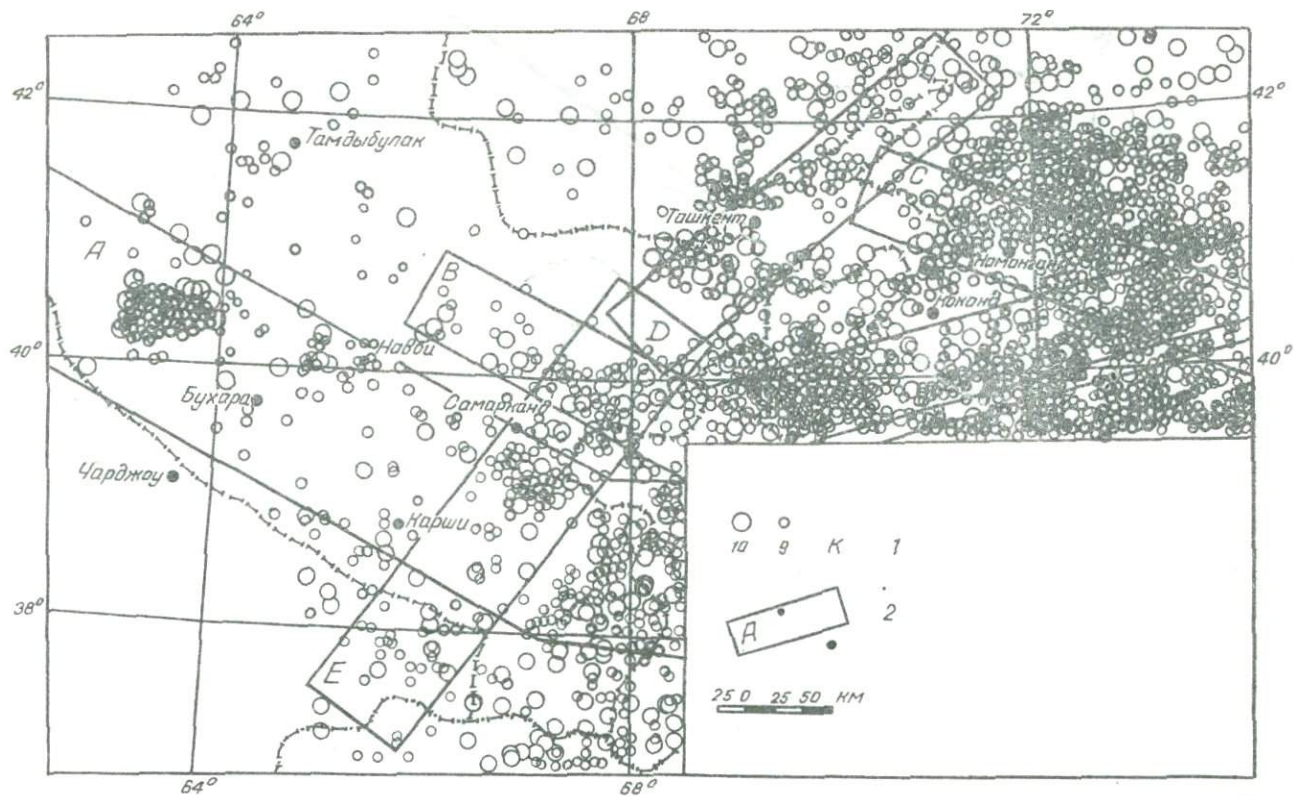
Землетрясения с $M = 5,0 - 6,5$ сосредоточены в основном в Восточном Узбекистане в трех сейсмоактивных зонах ВОЗ - Ташкентской (Д), Восточно-Ферганской (С), Южно-Ферганской (В).

Ташкентская зона прослеживается такими наиболее крупными землетрясениями ($M \sim 6,5$), как Ташкентские (1868 и 1886 гг.), Пскемское (1937 г.) и на границе с Восточно-Ферганской зоной - Пскемско-Чаткальское (1896 г.). Землетрясения с $M = 5,0-5,5$ произошли в последние 30 лет. Это Бурчмуллинское 1959 г., Коштепинское 1965 г., Ташкентское 1966 г., Таваксайское 1977 г. и Назарбекское 1980 г. Все они приурочены к Каржантауской флексурно-разрывной зоне, максимальная интенсивность сотрясений в эпицентральных зонах (7-8 баллов) вызвала повреждение построек в близлежащих пунктах. Подробный анализ проявлений перечисленных землетрясений сделан во многих публикациях (Бутовская, 1961; Уломова, 1971; Ташкентское землетрясение, 1971; Касымов и др., 1977, 1984; и др.). Таким образом, в северо-восточной части этой зоны довольно активно происходит разрядка напряжений наиболее характерными для этой территории землетрясениями с $M = 5,0-5,5$. Юго-запад ее пока практически асейсмичен.

Восточно-Ферганская сейсмоактивная зона ВОЗ (С) не трасси-

Рис. 21. Карта эпицентров землетрясений Узбекистана с $K \geq 13$ ($M \geq 5,0$) за историческое время:

1 - энергия землетрясений; 2 - основные сейсмоактивные зоны



руется четко каким-либо крупным глубинным разломом. Здесь наблюдается несколько флексурно-разрывных зон, секущих эту зону вкрест ее простирания. Однако она четко выделяется по эпицентрам как слабых, так и сильных землетрясений. Наиболее крупные здесь - Пскемско-Чаткальское (1896 г.), Наманганское (1927 г.), Куршабские (1924 г.) с $M \sim 6,5$; шесть землетрясений с $M = 6,0$ произошли в срединной части зоны. В последние 30 лет эта зона прослеживается лишь землетрясениями с $K = 9-12$.

Особо следует остановиться на очаговой области роя Папских землетрясений, которая активизируется с 1977 г. Начало роя, по-видимому, связано с землетрясением с $K = 10$, возникшим 28 января 1984 г. в 23 ч 11 мин по гринвичскому времени. Затем с промежутком сначала в несколько часов, потом в несколько минут произошли 13 землетрясений с $K = 11-12$ и большое множество более слабых толчков, 15 февраля в 21 ч 57 мин наблюдалось землетрясение с $K = 13$ ($M = 5,0$), после которого возникли 11 толчков с $K = 11-12$ и множество слабых; 17 февраля в 23 ч 06 мин произошло два землетрясения с $K = 13$ ($M = 4,9; 5,0$). Через 20 мин после них отмечено землетрясение с $K = 14$ ($M = 5,5$), которое и считается основным в этом рое. Далее зафиксированы многочисленные афтершоки. В последующие годы активность сохраняется, а энергетический класс самого крупного за год события уменьшается на единицу.

Интересно проявление сейсмичности в Южно-Ферганской сейсмоактивной зоне (В), простирание которой совпадает с Южно-Тяньшаньской. Она начинается на востоке Куршабскими землетрясениями 1924 г. ($M = 6,4; 6,5$), на западе протягивается до Ура-Тюбинских землетрясений 1897 г., поворачивая затем на северо-запад. Ура-Тюбинские землетрясения, происшедшие с интервалом в 2 часа, вызвали сотрясения на земной поверхности силой 8 и 7 баллов соответственно. Следует отметить, что координаты западного очага определены ненадежно, и скорее всего его необходимо совме-

Рис. 22. Карта эпицентров землетрясений Узбекистана за 1955-1985 гг. с $K = 9,10$:

1 - энергетические классы землетрясений; 2 - основные сейсмоактивные зоны

тить с очагом, расположенным восточнее.

В восточной части отмечено еще три события такой силы: 8-балльное Костакосское землетрясение 1888 г., расположенное примерно в 30 км к югу от Ленинабада, и такое же по величине Гарденское землетрясение 1923 г. - к юго-западу от него.

Исфара-Баткенское землетрясение произошло 31 января 1977 г. в юго-западной части Ферганской долины и имело магнитуду 6,3. В эпицентральной зоне интенсивность сотрясений достигла 7-8 баллов (Джанузакон и др., 1981). После него заметно активизируется вся центральная часть зоны. Подтверждением этому являются Шахмарданское землетрясение с $M = 5,2$, силой 6-7 баллов 3 июня 1977 г. в 80 км к востоку от Исфары и Ура-Тюбинское 20 декабря 1977 г. с $M = 5,0$, силой 5-6 баллов в эпицентре.

Позднее здесь произошли два более крупных события: Чимионское землетрясение с $M = 5,8$ 6 мая 1982 г. в Южно-Ферганской сейсмоактивной зоне, интенсивность сотрясений в эпицентре 7-8 баллов (Джураев и др., 1984); эпицентральной область его совпадает с эпицентром землетрясения с $M \sim 6,2$, по-видимому, происшедшего здесь в 1823 г. (Кондорская и др., 1977); Кайракумское землетрясение с $M = 6,1$ и силой 8 баллов в эпицентре 13 октября 1985 г. к северу от сильного Костакосского землетрясения 1888 г. и несколько за пределами Южно-Ферганской зоны.

Южно-Узбекистанская зона (Е) начинается от Ташкентской и как бы продолжается на юго-запад. Наиболее сильное землетрясение этой зоны - Керкинское 1175 г. с $M = 7,1$. Четыре землетрясения вблизи Ургута ($M = 5,0-6,0$) отмечены в 1490, 1799, 1817-1818 и 1880 гг. По летописным данным, их макросейсмический эффект в эпицентре оценивается от 7 до 9 баллов. К югу от них в 1902, 1907 гг. произошли землетрясения, ощущавшиеся на поверхности силой 6-7 баллов. В северной части зоны в 1984 г. возникли два Галляаральских землетрясения с $M = 5,0$ и силой в эпицентре 6-7 баллов. Эта зона, особенно ее северная часть, также хорошо прослеживается слабыми землетрясениями ($K = 9,10$).

Таким образом, в результате тщательного анализа составлен унифицированный каталог землетрясений Узбекистана за 1955-1985 гг. Построенные на его основе карты эпицентров позволили получить представление о пространственном распределении сейсмичности и выделить наиболее активные зоны.

График повторяемости землетрясений

Исследованиями параметров сейсмического режима в Восточном Узбекистане в разное время занимались многие сейсмологи. Как правило, они получали довольно устойчивое значение наклона графика повторяемости γ : в пределах 0,43-0,50. В частности, в результате расчетов, проведенных в целом для территории Восточного, частично Западного и Южного Узбекистана в период подготовки карты СР-78 (Бунэ, Горшков (ред.), 1980) величина γ оказалась равной 0,48. В этих расчетах учитывались все землетрясения с $K = 9-13$, зарегистрированные в период 1955-1971 гг., в некоторых областях - с $K = 8-13$. Материалы постоянных детальных наблюдений на значительной территории Узбекистана, собранные за истекшее с 1972 г. время, могли внести существенные поправки в результаты этих расчетов.

При перераспределении параметров сейсмического режима с учетом описанных материалов исследуемая территория была разделена на две зоны: восточную (39-43° с.ш. и 69-74° в.д.) и центральную (37-43° с.ш. и 66-69° в.д.). Такое разделение обусловлено разными сроками и детальностью наблюдений над сейсмичностью, а отсюда разными сроками представительности землетрясений одного и того же энергетического класса.

Параметры рассчитывались на основе каталогов землетрясений, вошедших в базу данных (см. предыдущий раздел) и ограниченных 1980 годом наблюдений. Перед этим был проведен дополнительный контроль классификации землетрясений по срокам представительности их энергетических классов. При проверке на представительность выяснилось, что в большом количестве за землетрясения с $K = 9$ и 10 принимались промышленные взрывы. Пересмотр сейсмограмм привел к значительному сокращению числа слабых "землетрясений". Так, только для квадрата 39-42° с.ш. и 67-70° в.д. убрано из каталогов 113 событий.

В итоге проведенного контроля было решено землетрясения с $K = 9$ в расчет не принимать, так как этот энергетический класс не являлся представительным для всего исследуемого региона. Таким образом, наименьшим в диапазоне энергетических классов, принятых к определению параметров сейсмического режима, стал класс

$K_{min} = 10$. Справа этот диапазон мы ограничили значением $K = 14$ из следующих соображений. События с $K = 15-17$ имеют долговременный средний период повторения в узлокальной области, значительно больший по сравнению с рассматриваемым нами 80-летним периодом наблюдений (с 1901 г.), и поэтому учет даже одного такого события в наших построениях может существенно влиять на их результаты.

При построении графиков повторяемости основной целью было проведение исследований пространственно-временных флуктуаций его параметров, главным образом величины γ , и установление ее долговременного среднего значения для всей территории региона в целом, а также для отдельных его областей, различающихся между собой глубинным строением и динамикой земной коры.

Центральная часть. Для этой части дать анализ пространственных вариаций γ и выполнить ее картирование оказалось невозможным из-за весьма скудной статистики фактического материала. Поэтому нами проведен только временной анализ величины γ и затем рассчитаны ошибки полученных результатов. Однако по той же самой причине и эти результаты следует принимать условно.

Графики повторяемости $N = N(K)$ строились в двух вариантах — поклассового распределения землетрясений по величине K и суммирования $N_{\Sigma}(K)$ (Ризниченко, 1964а). Как правило, в случае прямолинейных графиков повторяемости величина γ для обоих вариантов отличается незначительно, часто расхождения лежат в пределах ошибки определения этой величины.

Для установления временных флуктуаций наклона графика повторяемости период 1966–1980 гг. был разбит на три 5-летних срока. Поклассовые графики (или графики распределения) повторяемости и графики суммирования (или кумулятивные) для этих сроков построены при условии использования разных диапазонов энергетических классов: $K = 10-12$; $10-13$; $10-14$; $11-13$; $11-14$. Для получения долговременных средних значений наклона графика построения проводились в интервале 1931–1980 гг. (50-летний период наблюдений) с учетом сроков представительности каждого энергетического класса. Во всех случаях величина γ находилась методом наименьших квадратов с последующим вычислением среднеквадратичной ошибки ее определения $\Delta \gamma$ (Уиттекер, Робинсон, 1933; Романовский, 1947). Результаты расчетов ($\gamma \pm \Delta \gamma$) даны в табл.2.

Таблица 2

Значения наклона графиков повторяемости γ для центральной части исследуемой территории

Диапазон энергетических классов и метод построения графика	1966-1970 гг.	1971-1975 гг.	1976-1980 гг.	1981-1980 гг.
IO-I2 суммирование	-0,58±0,07	-0,69±0,1	-0,55±0,06	-0,6±0,07
IO-I2 распределение	-0,48±0,07	-0,61±0,1	-0,45±0,06	-0,51±0,07
IO-I3 суммирование	-0,44±0,02	-0,69±0,1	-0,57±0,04	-0,59±0,03
IO-I3 распределение	-0,39±0,06	-0,61±0,1	-0,51±0,05	-0,54±0,04
IO-I4 суммирование	-	-0,43±0,07	-	-0,48±0,02
IO-I4 распределение	-	-0,39±0,09	-	-0,46±0,05
II-I3 суммирование	-0,44±0,04	-	-0,64±0,03	-0,65±0,03
II-I3 распределение	-0,36±0,1	-	-0,57±0,02	-0,6±0,02
II-I4 суммирование	-	-0,38±0,1	-	-0,48±0,04
II-I4 распределение	-	-0,34±0,1	-	-0,45±0,09

Анализируя данные таблицы, приходим к следующим выводам. Значения наклона γ графиков поклассового распределения меньше соответствующих значений, полученных кумулятивным способом. Такое различие объясняется принципом построения графиков повторяемости. Однако сделанное ранее заключение о том, что это различие лежит, как правило, в пределах ошибок определения $\gamma - \Delta\gamma$ данными табл. 2 полностью подтверждается. Временные флуктуации γ для энергетического диапазона $K = IO-I2$ также находятся в пределах полученных значений $\Delta\gamma$ для всех трех периодов наблюдений, но для других диапазонов K имеются отклонения, лежащие вне этих пределов. Если же сравнивать результаты по периодам с результатами, полученными для 50-летнего периода наблюдений, принимая последние за долговременные средние значения, то и здесь в неко-

торых случаях наблюдаются существенные различия. Интересен тот факт, что ближе всего к долговременным средним значениям γ находятся результаты последнего 5-летнего периода. Но связывать его с увеличением детальности наблюдений в центральной части республики после Газлийских землетрясений нельзя, так как представительность исходного материала по всем периодам была обеспечена. По-видимому, все выявленные изменения параметра γ характеризуются неравномерностью временного хода сейсмического процесса. Отсюда следует, что в расчеты количественной (долговременной средней) оценки сейсмической опасности для территории с невысоким уровнем сейсмической активности необходимо вводить параметр γ , установленный по наблюдениям только за длительный период.

Значения γ , рассчитанные для разных диапазонов энергетических классов, но одного и того же периода наблюдений, различаются между собой также в пределах установленных ошибок $\Delta\gamma$; за исключением диапазонов, содержащих энергетический класс $K = I_4$ (I_0-I_4 и $II-I_4$). Из сравнения между собой данных последнего столбца табл. 2 следует, что учет землетрясений с $K = I_4$ при построении графиков повторяемости значительно влияет на величину наклона графиков, т.е. 50-летнего периода наблюдений на территории центральной части региона не хватает для того, чтобы землетрясения с $K = I_4$ были включены в исследования сейсмического режима в долговременном аспекте. Поэтому ко всем дальнейшим построениям, связанным с сейсмическим режимом, мы стали привлекать информацию о количестве землетрясений только в пределах значений $K = I_0-I_3$.

Проведено сравнение наших результатов с полученными И.Б.Яковлевой для Самаркандского района и Южного Узбекистана (Захарова, Яковлева, 1972). Свои расчеты она строила на основе сведений о землетрясениях с $K = 9-I_4$. Причем срок наблюдений для землетрясений с $K = I_4$ взят с 1868 по 1969 гг. Значения γ , полученное методом суммирования, оказалось равным $-0,60 \pm 0,07$, т.е. по существу совпало с нашим для $K = I_0-I_2$ и I_0-I_3 .

Основываясь на приведенных выше сравнениях и выводах, мы предлагаем считать за долговременную среднюю величину γ для центральной части в целом значения 0,54 и 0,59 (здесь и дальше знак - опущен), полученные соответственно методами распределе-

ния и суммирования.

Восточная часть. Для этой части объем статистически представительных землетрясений значительно больше, чем для центральной. Поэтому здесь нам удалось провести исследования не только временных флуктуаций параметра γ , но и получить его распределение по площади.

Временные построения проводились для тех же диапазонов энергетических классов, но число 5-летних интервалов было увеличено с 3 до 6. В табл. 3 приведены результаты этих построений.

Сравнительный анализ данных табл. 3 приводит нас к прежним выводам относительно и временных флуктуаций, и различия величины γ для разных диапазонов энергетических классов, хотя интервалы отклонений здесь несколько уменьшились (см. данные табл. 2 и 3 по столбцам), что, по всей вероятности, связано с гораздо большим объемом статистики наблюдений в восточной части. Однако значения γ для $K = I0-I4$ и $II-I4$ получились также заниженными по сравнению с остальными. Данные последнего столбца табл. 3 свидетельствуют о том, что наиболее устойчивыми классами для определения долговременных средних характеристик являются $K = I0-I3$.

Для всех диапазонов K ($I0-I2$, $I0-I3$, $II-I3$) значения γ почти совпадают. Таким образом, для восточной части территории за долговременную среднюю величину следует принимать значения 0,55 и 0,60, полученные для диапазона $K = I0-I3$.

Для того чтобы найти пространственное распределение γ мы воспользовались схемой деления территории Средней Азии на квазиоднородные участки по признаку геологического строения, предложенной А.А. Лукком и др. (1981) (рис. 23). Видно, что в восточную часть исследуемого региона попадают зоны 3, 6, 8, 9б, 13. При построении графиков период наблюдений оставался прежним - 1923-1980 гг. (табл. 4).

Из табл. 4 рассмотрим только данные по энергетическому диапазону $K = I0-I3$. Сравнивая их между собой, мы можем констатировать, что различие между значениями γ для разных зон существует, особенно соседних зон 8 и 9. Таким образом, в каждой зоне, имеющей различия в геолого-тектоническом строении, взаимосвязь слабых и сильных землетрясений проявляется по-своему. Следует обратить внимание на зону 8, где значение γ оказалось самым низким. Эта зона характеризуется переходом от орогена к платформе.

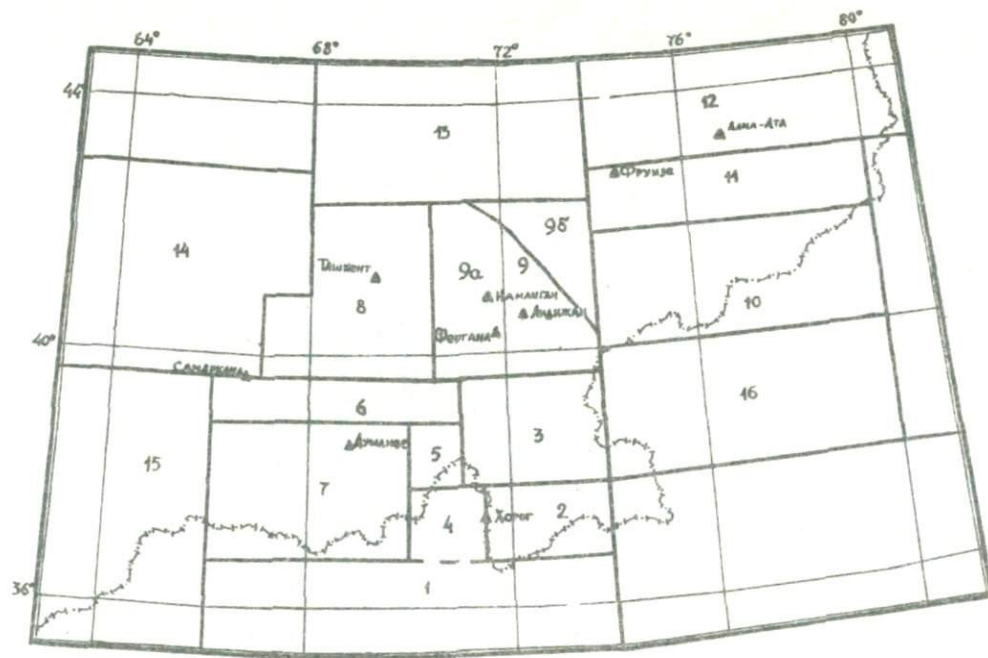


Рис. 23. Схема деления территории Средней Азии на квазиоднородные участки по признаку геологического строения

Таблица 3

Значения наклона графиков повторяемости β для восточной части исследуемой территории

Диапазон энергетических классов и метод построения графика повторяемости	1951-1955 гг.	1956-1960 гг.	1961-1965 гг.	1966-1970 гг.	1971-1975 гг.	1976-1980 гг.	1923-1980 гг.
IO-I2 суммиров.	-0,64±0,07	-0,58±0,08	-0,79±0,13	-0,64±0,06	-0,60±0,06	-0,63±0,01	-0,62±0,06
IO-I2 распредел.	-0,57±0,06	-0,48±0,08	-0,67±0,14	-0,60±0,06	-0,51±0,06	-0,57±0,01	-0,55±0,05
IO-I3 суммиров.	-0,68±0,05	-0,62±0,05	-0,55±0,05	-0,57±0,02	-0,56±0,02	-0,54±0,02	-0,60±0,02
IO-I3 распредел.	-0,63±0,05	-0,55±0,05	-0,51±0,10	-0,53±0,08	-0,51±0,03	-0,51±0,04	-0,55±0,02
IO-I4 суммиров.	-0,60±0,02	-0,52±0,02	-0,57±0,04	-0,50±0,02	-0,52±0,01	-0,52±0,02	-0,53±0,01
IO-I4 распредел.	-0,57±0,05	-0,49±0,03	-0,54±0,05	-0,48±0,05	-0,49±0,02	-0,49±0,02	-0,50±0,02
II-I3 суммиров.	-0,76±0,03	-0,70±0,03	-0,53±0,11	-0,59±0,03	-0,60±0,04	-0,53±0,03	-0,63±0,01
II-I3 распредел.	-0,71±0,02	-0,64±0,02	-0,49±0,23	-0,53±0,07	-0,54±0,04	-0,46±0,05	-0,58±0,06
II-I4 суммиров.	-0,61±0,03	-0,53±0,04	-0,58±0,07	-0,48±0,02	-0,53±0,01	-0,51±0,03	-0,53±0,01
II-I4 распредел.	-0,59±0,07	-0,51±0,08	-0,53±0,09	-0,45±0,08	-0,51±0,04	-0,46±0,04	-0,50±0,05

Таблица 4

Распределение величины δ по квазигодородным зонам восточной части исследуемой территории

Диапазон энергетических классов и метод построения графика повторяемости	З о н ы					
	3	6	8	9а	9б	13
10-12 суммирование	-0,64 \pm 0,07	-0,60 \pm 0,02	-0,54 \pm 0,03	-0,66 \pm 0,07	-0,62 \pm 0,06	-0,64 \pm 0,13
10-12 распределение	-0,55 \pm 0,07	-0,53 \pm 0,01	-0,46 \pm 0,004	-0,58 \pm 0,07	-0,55 \pm 0,05	-0,54 \pm 0,13
10-13 суммирование	-0,56 \pm 0,01	-0,63 \pm 0,04	-0,50 \pm 0,01	-0,66 \pm 0,04	-0,66 \pm 0,04	-0,55 \pm 0,04
10-13 распределение	-0,52 \pm 0,04	-0,58 \pm 0,03	-0,45 \pm 0,01	-0,61 \pm 0,04	-0,61 \pm 0,04	-0,49 \pm 0,08
10-14 суммирование	-0,47 \pm 0,02	-0,56 \pm 0,01	-0,49 \pm 0,02	-0,59 \pm 0,02	-0,72 \pm 0,04	-0,56 \pm 0,03
10-14 распределение	-0,46 \pm 0,04	-0,54 \pm 0,03	-0,45 \pm 0,01	-0,56 \pm 0,07	-0,68 \pm 0,02	-0,50 \pm 0,05
11-13 суммирование	-0,59 \pm 0,04	-0,68 \pm 0,06	-0,51 \pm 0,02	-0,72 \pm 0,01	-0,74 \pm 0,05	-0,60 \pm 0,08
11-13 распределение	-0,53 \pm 0,04	-0,61 \pm 0,06	-0,44 \pm 0,05	-0,67 \pm 0,02	-0,68 \pm 0,05	-0,55 \pm 0,10
11-14 суммирование	-0,49 \pm 0,03	-0,57 \pm 0,02	-0,51 \pm 0,03	-0,61 \pm 0,04	-0,79 \pm 0,05	-0,58 \pm 0,04
11-14 распределение	-0,45 \pm 0,06	-0,53 \pm 0,05	-0,45 \pm 0,01	-0,55 \pm 0,05	-0,76 \pm 0,04	-0,54 \pm 0,07

Анализ данных таблиц позволил сделать еще один вывод: в подавляющем большинстве ошибок $\Delta \gamma$ для графика повторяемости, построенного методом суммирования, меньше или равна соответствующей ошибке для графика распределения землетрясений. Отсюда следует, что суммарный график повторяемости является более устойчивой характеристикой сейсмического режима.

Ранее мы упоминали, что предыдущими исследователями для всей территории республики была установлена величина $\gamma = 0,48$. Это значение использовано в расчетах карт сейсмической сотрясаемости, вошедших в карту СР-78, и существенно отличается от значения $\gamma = 0,54-0,55$, полученного нами методом распределения приблизительно для той же территории (см. последние столбцы табл. 2 и 3, $K = 10-13$). Такое различие результатов прежде всего связано с увеличением срока наблюдений и исключением из совокупности исходных данных событий энергетического класса $K = 9$, непредставительных на всей исследуемой территории в 1961-1971 гг. Имея в виду эти факторы, в дальнейшем в процессе количественных оценок сейсмической опасности, по-видимому, следует отдавать предпочтение параметру $\gamma = 0,55$. Аналогичные результаты получили таджикские и киргизские сейсмологи, установившие, что на территории областей, прилегающих с юга к нашему региону, параметр колеблется в пределах $0,53-0,59$, а на востоке и юго-востоке - $0,48-0,55$.

Сейсмическая активность

Среднее значение сейсмической активности A дает обобщенное представление об уровне сейсмичности в области в целом. Однако, зная наклон γ графика, построенного для этой области, можно подвергнуть величину A детальному картированию. Активность отображает нормированную пространственно-временную плотность гипоцентров или эпицентров представительных землетрясений в окрестности любой данной точки (Ризниченко, 1958, 1980; Ризниченко (ред.), 1960). В наших расчетах при картировании A_{10} использовались те же энергетические классы, что и при построении графиков повторяемости: $K = 10-13$.

Методы картирования сейсмической активности. Построения

карт сейсмической активности выполнялись, как правило, по одному из четырех известных методов: распределения и суммирования при постоянной точности или детальности (Ризниченко, 1964; Горбунова, Ризниченко, 1965; Ризниченко, Горбунова, 1968). Однако мы решили еще раз дать краткое описание алгоритмов расчета по ним исходя из следующих соображений. Во-первых, изложение всех методов совокупно позволяет наглядно видеть общность их структуры и главные отличительные черты, а также основные преимущества и недостатки каждого из них. Во-вторых, при картировании сейсмической активности нами был использован еще один - пятый метод, предложенный Е.М.Бутовской и объединяющий основные принципы методов детальности и точности.

Метод распределения при постоянной детальности. Расчеты A производились по формуле

$$A = \sum^m \left(\frac{N_i C_{\kappa_i}}{T_{\kappa_i}} \right) \frac{1000}{S m}, \quad (50)$$

где N_i - количество землетрясений класса κ_i , наблюдавшихся на фиксированной площадке осреднения S за срок T_{κ_i} представительности этого класса или установленный срок наблюдений; $C_{\kappa_i} = 10^{\delta(\kappa_i - \kappa_0)}$ - коэффициент эквивалентности класса κ_i относительно класса κ_0 ; m - количество представительных энергетических классов, использованных для построения графика повторяемости и соответственно карты активности. В нашем случае диапазон $\kappa_i = 10-13$, $m = 4$.

Метод суммирования при постоянной детальности. Картирование A базировалось на формуле

$$A = \frac{N_{\Sigma} (1 - 10^{-\delta K})}{10^{-\delta(K_{min} - \kappa_0)}} \frac{1000}{ST}, \quad (51)$$

где K_{min} - наименьший класс в диапазоне используемых в расчетах представительных энергетических классов. Если картирование проводится за период наблюдений, меньший или равный минимальному сроку представительности, то N_{Σ} является суммарным числом всех эпицентров землетрясений, попавших в зону осреднения.

Если же период T превышает сроки представительности для некоторых классов из рассматриваемого диапазона K , то в расчеты вводятся соответствующие веса $P_i = T_{min}/T_{K_i}$ где T_{min} , T_{K_i} - сроки представительности энергетических классов K_{min} , K_i (Яковлева, 1979). Соответственно в выражении (51) число $N_{\Sigma} = \sum^m P_i N_i$, а вместо величины T должно быть T_{min} .

Метод распределения при постоянной точности. Для картирования A использовано выражение для отдельного слагаемого формулы (50), которое трансформируется следующим образом:

$$S = \pi r^2 = \frac{10^{\delta(K_i - K_0)} N_i}{T_i A} 1000. \quad (52)$$

По формуле (52) рассчитываются значения радиусов площадей r , в пределы которых попадает заданное число эпицентров N_i . Значения A при этом задаются также заранее. В процессе картирования расчет A ведется по каждому классу K отдельно; окончательное значение A , приписываемое картируемой точке, получается путем вычисления среднего арифметического из числа предварительных результатов.

Метод суммирования при постоянной точности. В этом случае, если к расчетам величины A привлекались данные за период наблюдений T , в котором все используемые энергетические классы представительны, радиусы площадок, на которых должен производиться подсчет заданного числа землетрясений N_{Σ} , вычислялись по формуле

$$S = \pi r^2 = \frac{N_{\Sigma} (1 - 10^{-\delta})}{10^{-\delta(K_{min} - K_0)} AT} 1000. \quad (53)$$

Если же картирование велось по данным о землетрясениях с разными сроками представительности, то, как и во втором случае, для каждого эпицентра вводился вес $P_i = T_{min}/T_{K_i}$. В процессе картирования в пределах установленных площадок подсчитывалось число эпицентров $\sum P_i$ (Яковлева, 1979). В итоге выбиралось то значение A , для которого на соответствующей площадке выполнялось условие $N_{\Sigma} \leq \sum P_i < N_{\Sigma} + 1$.

О недостатках, присущих методам детальности и точности, неоднократно упоминалось в работах, посвященных региональным исследованиям сейсмического режима. Делалось немало попыток ввести ту или иную их модификацию с тем, чтобы избежать этих недостатков. Подход, комплексирующий оба метода, в этом отношении является наиболее рациональным. Один из таких подходов предлагается М.С. Фленовой, Ю.П.Фленовым (1984). На наш взгляд, однако, более интересный и перспективный метод разработан Е.М.Бутовской. Здесь впервые освещаются его основные положения.

Метод Е.М.Бутовской. Процесс картирования величины A состоит из нескольких этапов. Предположим, сейсмическая активность рассчитывается в диапазоне классов $K_i = K_l - K_n$ (в нашем случае $K_l = 10$, $K_n = 13$). Первым шагом в этом процессе будет построение карты A на основе массовой информации о землетрясениях малых величин $K_i = K_l - K_j$ (например, $K_l = 10$, $K_2 = 11$). Построение ведется методом распределения при постоянной детальности (50). После того как произведен расчет и на карте проведены изолинии A , на нее наносятся эпицентры землетрясений энергетических классов $K_i = K_{j+1} - K_n$ (например, $K_3 = 12$, $K_4 = 13$).

Далее вокруг каждого эпицентра проводятся окружности радиуса r , вычисленного по формуле (52). В выражение (52) подставляются значение A , определенное на первом этапе на площадке установленной детальности, куда попал данный эпицентр, и значение срока наблюдений T (или же представительности) класса K этого эпицентра. Величина N в (52) берется равной 1, т.е. выбирается наибольшая (100%) погрешность определения A и тем самым уменьшается площадь, "ответственная" в методе постоянной точности за выбранное значение A . Если радиус "влияния" эпицентра оказывается меньше радиуса круга, равновеликого площадке детальности, то вокруг этого эпицентра окружность не проводится.

В регионе с достаточно высокой сейсмичностью на такой карте обязательно будут существовать зоны многократного перекрытия окружностями влияния, некоторые же участки окажутся за их пределами. После проведения окружностей влияния центру каждой площадки детальности, оказавшейся частично или полностью в пределах какой-то из окружностей, приписывается дополнительно к рассчитанному на первом этапе значению A активность, соответствующая центру этой окружности.

На последнем, третьем этапе в центрах всех площадок детальности, на которые разбита картируемая территория, производится заново подсчет величины A . При этом суммируется все количество значений A , приписанное данной точке, включая рассчитанное на первом этапе. Последнее входит в расчеты с множителем, равным числу энергетических классов, участвовавших в построениях первого этапа (например, число 2, если $K_i = I0-II$). Вычисленная сумма независимо от числа слагаемых делится на n - число всех представительных классов, привлеченных к картированию активности, и таким образом мы получаем итоговое значение A для этой точки.

В случае малого значения радиуса площадки влияния эпицентра, т.е., если окружность вокруг него не проводится, итоговая активность в центрах площадок детальности, куда попал эпицентр, рассчитывается путем суммирования всех приписанных им значений A плюс активность, вычисленная по этому эпицентру методом постоянной детальности. Только после этого общая сумма значений A делится на число n .

Карты сейсмической активности Центрального и Восточного Узбекистана

При картировании сейсмической активности для исследуемой территории нами построено 18 карт A (Разработать методику построения карт... , 1983). Для анализа временных флуктуаций значений A в построениях использовались только четыре первых метода. Карты A получены для трех 5-летних периодов: 1966-1970, 1971-1975, 1976-1980 гг. Информация, снятая с этих карт, сравнивалась с данными карт A , построенных для периода 1923-1980 гг. Значения A на последних картах принимались за долговременные средние.

В расчетах A для всех случаев величина наклона графика повторяемости γ принималась постоянной и равной ее долговременному среднему значению 0,55 для метода распределения или 0,60 для метода суммирования.

При использовании метода постоянной детальности расчеты A проводились для всей картируемой территории в целом без дифференциации ее на восточную и западную части. Планшет карты был пок-

рыт сеткой, размеры ячейки которой составляли $0,2 \times 0,2^{\circ}$. Размеры площадки детальности S взяты равными $0,4 \times 0,4^{\circ}$ по долготе и широте. Активность вычислялась в пределах площадки, которая при картировании A передвигалась по горизонтали и вертикали с шагом $0,2^{\circ}$.

С учетом метода постоянной точности картируемая территория делилась на две части: восточную и западную, так как для них число эпицентров N (или N_{Σ}), определяющее точность построений, выбиралось разным — 5 и 3 соответственно.

На рис. 24 и 25 представлены карты сейсмической активности, построенные за весь период наблюдений 1923–1980 гг. На них величина A дается в изолиниях, проведенных по системе ..., 1, 2, 5, 1, Рабочий масштаб карт $M = 1:10^6$.

В условиях Средней Азии обычно высокими считаются значения $A \geq 0,5$, повышенными по сравнению с фоновой активностью — $A \geq 0,1$, фоновыми — $A = 0,02-0,05$, очень слабой активностью — $A < 0,02$. В Приташкентском районе на первой карте активности (рис. 24) по сравнению с построениями предыдущих лет (Детализация строения земной коры..., 1980; Бутовская и др., 1961, 1964) общий фон сейсмичности приблизился к $0,05-0,1$ (раньше он составлял $0,02-0,03$). Изолиния $0,2$ охватывает на этой карте довольно большую область, включая г.Ташкент. Фон активности в Ферганской долине и ее горном обрамлении остался прежним — $0,1-0,2$. Максимум активности в северо-восточной части территории отмечается в отрогах Чаткальского ($0,5$) и Ферганского ($0,5-1,0$) хребтов. Раньше этот максимум в зоне, включающей эпицентральную область Чаткальского разрушительного землетрясения 1946 г., доходил до $1,0-1,5$. Понижение его до $0,5$ может быть связано с длительным периодом затишья сейсмичности, который наступил здесь после окончания афтершоков этого землетрясения (Бутовская и др., 1964).

В юго-восточной части, в отрогах Алайского хребта и далее на юг в зоне Памиро-Алая субширотной полосой простирается большая область, охватываемая изолинией $A = 0,5$, в которой выделяются районы высокой активности ($1,0-2,0$). Наиболее низкие значения активности ($0,02-0,05$) в центре восточной части региона наблюдаются в районе городов Коканд и Ангрен. В западной части региона область повышенной активности ($0,1-0,2$) охватывает довольно большую территорию. Она распространяется на юго-западные отроги



Рис. 24. Карты сейсмической активности территории Узбекистана, построенные методами распределения (1) и суммирования (2) при постоянной детальности (период наблюдений: 1923-1980 гг.; координаты планшета: $37-43^{\circ}$ с.ш., $66-74^{\circ}$ в.д.)

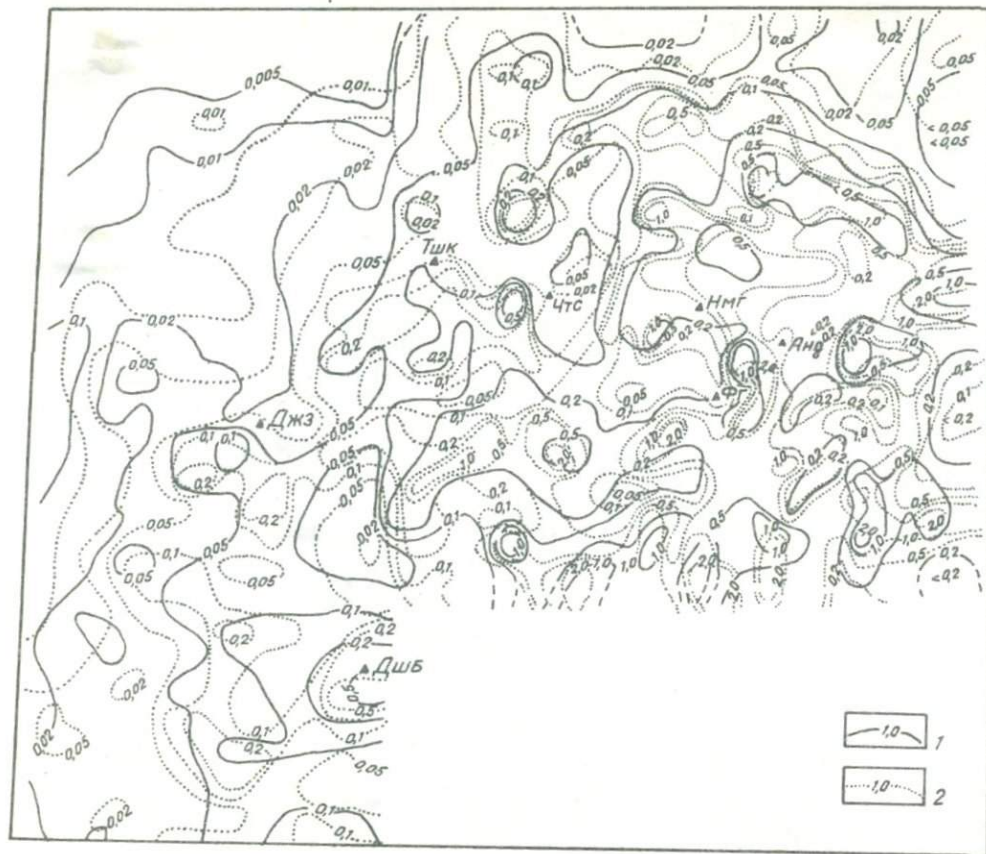


Рис. 25. Карты сейсмической активности территории Узбекистана, построенные методами распределения (1) и суммирования (2) при постоянной точности (период наблюдений и координаты планшета те же, что и на рис. 24)

Туркестанского хребта и городов Джизак и Самарканд. На юге изолинией высоких значений A (0,5) оконтурены Душандинская область и частично долина р.Вахш. Эпицентральной зона Каратагского землетрясения попадает в изолинию $A = 0,2$.

Сравнение этой карты с построенной для Западного и Южного Узбекистана с привлечением слабых землетрясений за малый срок наблюдений (Захарова, Яковлева, 1972) показало, что изолинии слабой (0,01) и фоновой (0,02-0,05) сейсмической активности оконтуривают приблизительно одинаковые области. Однако на карте А.И. Захаровой и И.Б.Яковлевой (1972) есть очень маленькие участки с неоправданно высокой активностью (до 3,0). Это, по-видимому, связано с малыми сроками наблюдений и возможными неидентифицированными взрывами.

На второй карте (рис. 24) ситуация в общих чертах по сравнению с первой почти не изменилась: конфигурация изолиний в целом сохранилась, но исчез ряд мелких деталей, наблюдается тенденция к уменьшению значений A . Этого можно было ожидать, так как по графикам повторяемости установлено, что графики суммирования характеризуют сейсмический режим в долгосрочном плане устойчивее.

Первую карту на рис. 25 следует сравнивать, как и в предыдущем случае, с первой картой на рис. 24. Основные достоинства и недостатки обоих методов - детальности и точности, использованных при их построении, выявляются в процессе сравнения тем отчетливее, чем неравномернее распределены эпицентры по площади (Разработать методику построения карт ..., 1983).

Четвертая карта (рис. 25; метод суммирования при постоянной точности) конфигурацией своих изолиний в северо-западном квадрате планшета, включая Приташкентский район, и значениями активности, приписанными изолиниям, более всего приближается к ситуации, изображенной на второй карте рис. 24. Исключение составляют два участка на последней карте, оконтуренные изолинией 0,5. Один из них расположен на северо-востоке от г.Ташкента, второй уже был выделен на предыдущей карте (западнее пос. Четсу). Причина появления такого большого значения A здесь заключается в том, что к очень небольшой площади оказались приуроченными по несколько эпицентров, "обеспечивших" при расчете это значение.

Следует отметить, что на востоке для четвертой карты мы получили самую сложную картину поведения изолиний и самую высокую активность по сравнению с предыдущими случаями. Считать полученные результаты объективными для этой части региона мы не можем по следующей причине. На юге восточной части самое большое значение $A = 2,0$. Изолинией $2,0$ здесь выделены участки, которые по площади не превосходят участки с $A = 2,0$, расположенные севернее. Однако сейсмичность на юге намного выше сейсмичности в Ферганской долине и ее горном обрамлении, о чем можно судить даже по плотности эпицентров на соответствующих картах, т.е. для юга следовало бы ожидать более высоких значений A . Ввиду того что здесь результаты расчета A для всех четырех карт примерно одинаковы, мы вынуждены признать полученные в отдельных местах на северо-востоке и востоке значения активности завышенными и отнести это за счет недостатков метода.

Пятая карта сейсмической активности для той же территории и того же периода (рис. 26) построена по методу, предложенному Е.М.Бутовской. Расчет активности на первом этапе проводился по двум энергетическим классам ($K = I0-II$) при условии постоянной детальности, на втором этапе — также по двум классам ($K = I2-I3$) при условии постоянной точности. На карте в северо-западном углу планшета и в Приташкентском районе общий фон и конфигурация сохранены такими же, как и на первой карте на рис. 24, но исчезли многие детали. В северо-восточном квадрате, особенно в его центральных районах, и в верхней части юго-западного квадрата ситуация также во многом совпадает с таковой на первой карте. Приблизительно одинакова ситуация в Южном Узбекистане и юго-восточном квадрате карты на рис. 26 и обеих карт на рис. 24. Это свидетельствует о том, что в районах с высокой сейсмичностью при расчетах активности будет достигнут один и тот же результат при применении методов постоянной детальности и распределения, постоянной детальности и суммирования или комплексного метода Бутовской. В целом карта, построенная по методу Бутовской, из всех рассмотренных здесь карт A представляется наиболее конструктивной в плане количественного выражения сейсмичности.

Карта сейсмической активности на рис. 27 создавалась с учетом разных значений δ^{\sim} по блокам (табл. 4). Для ее построения использовался метод распределения при постоянной детальности. Кар-

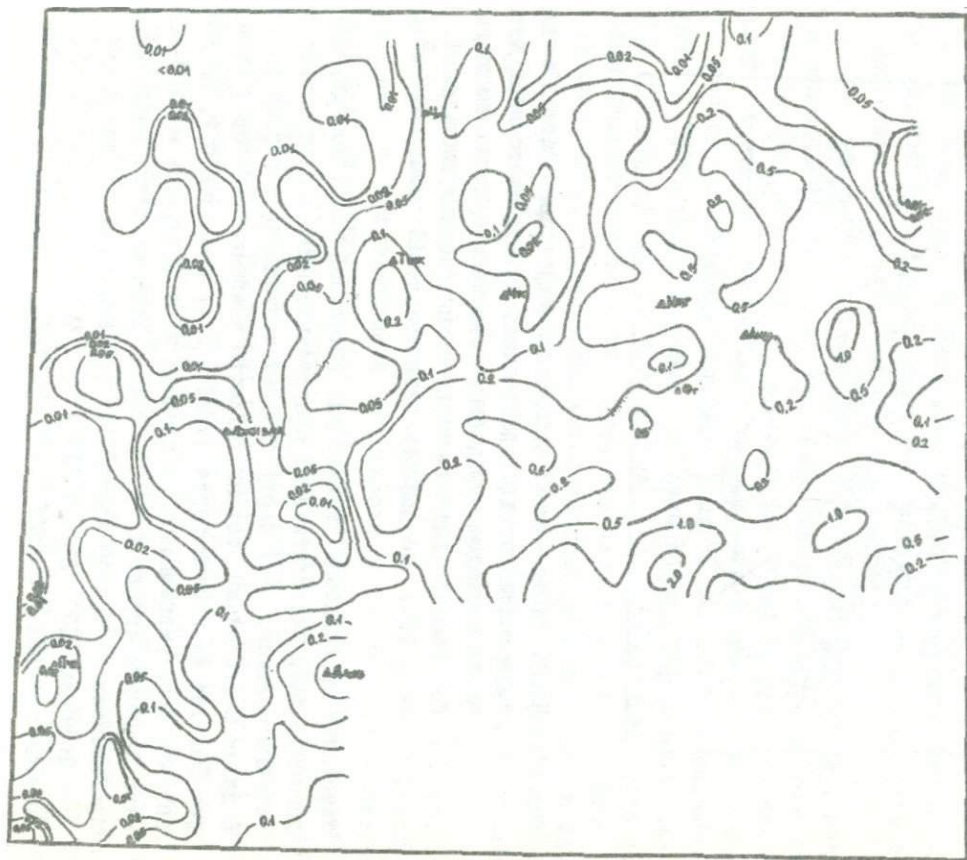


Рис. 26. Карта сейс-
мической активнос-
ти территории Уз-
бекистана, постро-
енная методом Е.М.
Бутовской (период
наблюдений и коор-
динаты планшета те
же, что и на рис.
24)

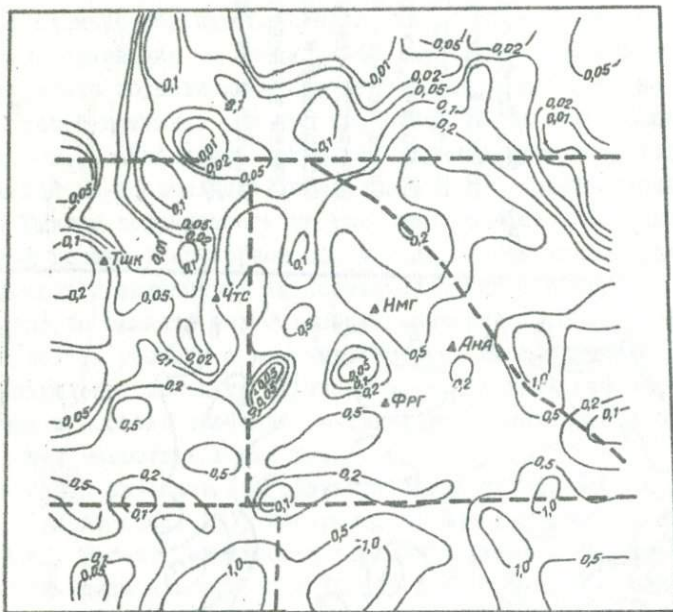


Рис. 27. Карта сейсмической активности территории Узбекистана, построенная методом распределения при постоянной детальности с учетом определения величины γ по квазиоднородным блокам глубинного строения (период наблюдений: 1923-1980 гг.; координаты планшета 39-43° с.ш., 69-74° в.д.)

тирование проводилось только для восточной части исследуемого региона, там, где статистика представительных землетрясений достаточно большая. Эту карту следует сравнивать с первой на рис.24. В целом карты очень похожи. Отличия заключаются в следующем. Город Ташкент на первой карте попал в зону изодинии 0,2, на последней эта зона уменьшилась по площади и отодвинулась на юго-запад от г.Ташкента (табл. 4, $\gamma = 0,45$), исчезла также изодиния 0,2, проведенная к северо-востоку от г.Ташкента на первой карте.

В зонах 13 ($\gamma = 0,49$) и 96 ($\gamma = 0,61$) ситуация сохранилась прежней. В зоне 9а ($\gamma = 0,61$) картина несколько из-

менилась. Площадь в районе г. Намангана, охваченная изолинией 0,5, значительно увеличилась. Под Ферганой появился довольно большой участок, околнуренный изолинией 0,5, и на юге зоны 9б — участок широтного простирания, характеризующийся пониженными значениями $A (< 0,2)$. В зоне 3 (юго-восточная часть региона; $\gamma = 0,52$) уменьшились площади со значениями $A = 0,5-1,0$ и частично изменилась конфигурация соответствующих изолиний. В зоне 6 ($\gamma = 0,58$) ситуация практически осталась прежней.

Таким образом, при картировании активности учет дифференцированных по площади значений наклона графика повторяемости оказал местами существенное влияние на конечный результат расчета. В дальнейшем этот фактор следует иметь в виду.

Для наглядности представления о временных флуктуациях, которым подвергнута активность на территории исследуемого региона, составлена сводная таблица и на основе ее данных проведен сравнительный анализ. С этой целью территория региона разбита на несколько зон: северо-западная равнинная часть с очень слабой сейсмичностью; Приташкентский район с сейсмичностью, характерной для зоны перехода от орогена к платформе; северо-восточная часть с эпицентральной зоной Чаткальского землетрясения 1946 г.; юго-восточная часть, отличающаяся самой высокой сейсмичностью на изучаемой территории; Самарканд-Джизакский район; соседний Душанбинский район с эпицентральной зоной Каратагского землетрясения 1907 г.; южная часть юго-западного квадрата планшета.

Ввиду того что сводная таблица оказалась весьма обширной, здесь приводятся только результаты расчета активности по методу суммирования при постоянной детальности (табл. 5). При составлении таблицы значения активности на территории выделенных зон заносились в следующем порядке: максимальная, средняя (подразумевается активность, средняя для большей части зоны) и минимальная. Так как временные флуктуации активности ΔA представляют собой разность значений A , долговременного среднего и полученного за 5-летний срок, на первом месте в табл. 5 мы приводим сведения о величине A , снятые со второй карты на рис. 24 и принятые за долговременные средние. Вторая-четвертая колонки цифр составлены на основе карт активности, построенных по методу суммирования при постоянной детальности за периоды наблюдений 1966-1970, 1971-1975 и

1976-1980 гг. В последних трех колонках под величиной активности даны абсолютные значения ΔA . Положительная флуктуация указывает на увеличение значения A по сравнению с долговременной средней активностью, отрицательная - на его уменьшение.

Сравнение карт активности и данных таблицы показало, что независимо от выбранного метода картирования временные флуктуации активности проявляются отчетливо и местами на картах A достигают больших размеров, т.е. в целом по исследуемому региону можно считать, что 5-летнего срока наблюдений над сейсмичностью в диапазоне используемых нами энергетических классов недостаточно для получения долговременных средних значений параметров сейсмического режима.

Таблица 5

Значения активности, характерные для выделенных зон, и временные флуктуации ΔA

Вид активности	1923-1980	1966-1970	1971-1975	1976-1980
	гг.	гг.	гг.	гг.
	долговременное среднее значение A	значения $A, \Delta A$	значения $A, \Delta A$	значения $A, \Delta A$
I	2	3	4	5

Метод суммирования при постоянной детальности

Северо-западная часть

Максимальная	0,02	0,1 +0,08	0,1 +0,08	0 -0,02
Средняя	0	0	0	0
Минимальная	0	0	0	0

Приташкентский район

Максимальная	0,1-0,2	0,2 0 - +0,1	0,2 0 - +0,1	0,5 +0,3 - +0,4
Средняя	0,02-0,05	0,1 +0,05-+0,08	0,1 +0,05-+0,08	0,1-0,2 +0,08-+0,15
Минимальная	$\leq 0,01$	0 -0,01	0 -0,01	0 -0,01

I	:	2	:	3	:	4	:	5
Северо-восточная часть								
Максимальная	0,5	0,5-1,0		0,5-1,0		0,5-1,0		0,5-1,0
		0+0,5		0+0,5		0+0,5		0+0,5
Средняя	0,1-0,2	0,1-0,2		0,1-0,2		0,1-0,2		0,1-0,2
Минимальная	≤ 0,01	0		0		0		0
		-0,01		-0,01		-0,01		-0,01
Юго-восточная часть								
Максимальная	1,0	2,0		1,0		2,0		2,0
		+1,0		0		+1,0		+1,0
Средняя	0,2-0,5	0,2-0,5		0,2-0,5		0,2-0,5		0,2-0,5
Минимальная	≤ 0,2	≤ 0,1		≤ 0,1		≤ 0,1		≤ 0,1
		-0,1		-0,1		-0,1		-0,1
Самарканд-Джизакский район								
Максимальная	0,1-0,2	0,2		0,2		0,5		0,5
		0+0,1		0+0,1		+0,3+0,4		+0,3+0,4
Средняя	0,02-0,05	0,1		0,1		0,05-0,1		0,05-0,1
		+0,05+0,08		+0,05+0,08		+0,03+0,05		+0,03+0,05
Минимальная	≤ 0,01	0		0		0		0
		-0,01		-0,01		-0,01		-0,01
Душанбинский район								
Максимальная	0,2	0,5		0,1		1,0		1,0
		+0,3		-0,1		+0,8		+0,8
Средняя	0,05-0,1	0,1-0,2		0,1		0,1		0,1
		+0,05+0,1		0+0,05		0+0,05		0+0,05
Минимальная	≤ 0,05	≤ 0,1		≤ 0,1		≤ 0,1		≤ 0,1
		+0,05		+0,05		+0,05		+0,05
Южная часть								
Максимальная	0,2	0,2		0,2		0,2		0,2
Средняя	0,05-0,1	0,05-0,1		0,1		≤ 0,1		≤ 0,1
		0		0+0,05		0+0,05		0+0,05
Минимальная	≤ 0,01	0		0		0		0
		-0,01		-0,01		-0,01		-0,01

Наименьшим флуктуациям оказались подверженными карты активности, построенные при использовании метода распределения при постоянной точности. Результаты, почти совпадающие с предыдущим случаем, получились при использовании метода суммирования при постоянной точности. В остальных двух случаях (метод распределения при постоянной детальности и особенно метод суммирования при постоянной детальности) число изменений активности в 2 раза, а местами в 5 раз по сравнению с долговременной средней величиной A оказалось значительным. Поэтому решено показать здесь временные флуктуации сейсмической активности на примере данных, полученных с помощью последнего метода.

Проанализировав результаты расчета по всем методам, мы считаем, что для оценки временных флуктуаций активности предпочтение следует отдать методам распределения и суммирования при постоянной детальности. Дело в том, что для небольших сроков наблюдений карты эпицентров представительных землетрясений получаются очень дискретными. В этом случае по методу постоянной точности мы будем иметь осредненные на больших площадях значения активности. Тем самым эффект флуктуации A для локальных мест будет занижен, что исключается при картировании активности с помощью метода постоянной детальности. Излишняя же детальность в результатах в последнем случае для оценки проявлений особенностей сейсмического режима за краткий срок наблюдений оправдана, так как позволяет отнести эти особенности к конкретным местам, не распространяя их на значительные площади.

Для расчета долговременных средних значений A по информации о землетрясениях в диапазоне энергетических классов $K = 10-13$ период наблюдений порядка 5 лет может быть принят только для юго-восточной зоны региона и местами для северо-восточной. Для остальной территории он должен значительно превышать 5-летний срок.

Максимальные возможные землетрясения

Ю.В.Ризниченко (1960, 1962, 1965, 1980) при разработке количественных основ теории сейсмического режима доказательство существования ограничения справа графика повторяемости, а значит

существования в каждом пункте Земли некоторого конечного значения величины максимального землетрясения основывал на физических предпосылках требования конечности величины удельной мощности энергии сейсмического процесса.

Вопрос об установлении величины K_{\max} по информации, полученной при сейсмологических и геолого-геофизических наблюдениях с использованием собственно физических, внутренних причинно-следственных связей или внешних, эмпирических, корреляционных соотношений в теоретическом и результативном отношении наиболее широко разработан в работах Ю.В.Ризниченко (1962, 1964б, 1965, 1966а, 1967а, б, 1968, 1974, 1980б, 1982); Ю.В.Ризниченко, А.М.Багдасаровой (1975); Ю.В.Ризниченко, Э.А.Джибладзе (1974); Ю.В.Ризниченко, А.И.Захаровой (1971). Первый путь решения проблемы K_{\max} связан с установлением физических закономерностей, управляющих сейсмотектоническим процессом, т.е. успешная его реализация зависит от создания общей физической теории этого процесса. По второму пути на сегодняшний день разработано несколько способов определения величины K_{\max} . Наиболее эффективным пока остается многофакторный корреляционный метод Ю.В.Ризниченко, основанный на количественных зависимостях между энергетической величиной K максимальных наблюдаемых землетрясений в каждой данной элементарной области и другими сейсмологическими, геолого-геофизическими и т.п. признаками, которые по ряду причин имеют отношение к K_{\max} .

Из других подходов к установлению величины K_{\max} (или M_{\max}) распространен формализованный метод экспертных оценок (Гитис, 1975; Буна, Гитис, Шукин, 1980; Гитис и др., 1982). Картирование величины M_{\max} по этому методу также производится при наличии комплекса геолого-геофизических и сейсмологических признаков. Таким образом построены карты M_{\max} для территории Кавказа, Крыма, Туркмении и Болгарии. Так как для всех названных регионов уже имелись карты K_{\max} , созданные по методу Ризниченко (Ризниченко, Джибладзе, 1974; Цустовитенко, Каменобродский, Кульчицкий, 1975; Голинский и др., 1980; Ризниченко, Друмя, Степаненко, 1976), мы провели их сравнение с картами M_{\max} . Оказалось, что в общих чертах эти карты совпадают. Однако карты K_{\max} , построенные с помощью многофакторного корреляционного метода, получились детальнее карт M_{\max} .

Основным аргументом, послужившим для дальнейшего использования нами метода Ризниченко, является возможность создания универсальной корреляционной зависимости, "работающей" в разных регионах. Метод, предложенный Гитисом и др., по мнению самих авторов, исключает эту возможность, так как "обязательным условием картирования M_{\max} является обучение на эталонных объектах каждого конкретного региона и формальный перенос вычисленных функций из одного региона в другой может привести к сомнительным результатам" (Бунз, Гитис, Шукин, 1980).

Первое картирование величины K_{\max} (и по существу первое в сейсмологической практике, не считая результатов (Ризниченко, (1966)) проведено для территории Восточного Узбекистана незадолго до Ташкентского землетрясения (Ризниченко, Захарова, Сейдузова, 1967; Захарова, Сейдузова, 1969). Величина K_{\max} при этом рассчитывалась только по корреляции $K_{\max}(A)$. Последующие расчеты K_{\max} , выполненные для ряда сейсмоактивных районов СССР, показали, что из сейсмологических факторов наибольшее предпочтение следует отдавать именно сейсмической активности. А как одному из самых информативных по отношению к сейсмическому режиму.

Определение K_{\max} по сейсмической активности названо автором корреляционного метода "главным начальным нулевым приближением" в решении проблемы K'_{\max} формализованным путем. Суть его заключается в установлении эмпирической зависимости между величиной E_{\max} и средним значением активности A в объеме V_{\max} очага в непосредственно прилегающей к нему области (Ризниченко, 1962) или в той части сейсмической зоны, которая может считаться "ответственной за данное максимальное землетрясение, если активность A в зоне зависит от координат". Тогда

$$E_{\max} = \int_V f(r) F'(A) dV, \quad (54)$$

где $F'(A) = F(A)/V$, $f(r)$ — функция влияния элемента объема dV с определенной для него активностью A на точку, в которой определяется E_{\max} и которая отстоит от элемента dV на расстоянии r . Объем "ответственной" области при этом связан с энергией E_{\max} равенством $E_{\max} = k V = c r^3$, где $k, c = const$ независимо от величины E_{\max} . Этим условием принималось физическое допущение о том, что объемная плотность $k = E_{\max}/V$ энергии

E_{\max} , распределенной по "ответственной" области, остается одинаковой для землетрясений любой величины.

Определение зависимости (54) давало формальную возможность расчета максимальных возможных землетрясений в любой точке рассматриваемой сейсмически активной области (Ризниченко, 1964б, 1967б). Впервые эта зависимость была найдена в виде линейной регрессии $\lg A$ на K_{\max} . Ее коэффициенты рассчитывались многократно при различных значениях параметра $c = 2 \sqrt[3]{k/3}$. Оптимальный вариант корреляции между A и K_{\max} получился в случае $c = 3,17 \times 10^{10}$ Дж/км³ и имел следующий вид:

$$\lg A = 2,84 + 0,21 (K_{\max} - 15) \quad (55)$$

Таким образом, корреляционная связь (54) сводилась к двум простым соотношениям - уравнению регрессии (55) и уравнению

$$r = \sqrt[3]{E_{\max}/c} \quad (56)$$

Последнее устанавливает выбор радиуса области, "ответственной" за возникновение максимального землетрясения.

Построение первой карты K_{\max} для территории Восточного Узбекистана проводилось на основе соотношений (55) и (56) (Ризниченко, Захарова, Сейдузова, 1967; Захарова, Сейдузова, 1969). Сопоставление расчетов и наблюдений над известными землетрясениями Узбекистана показало, что эпицентры их или легли в зоны, предопределенные расчетом, или в зоны, в которых они не являются максимальными.

За сравнительно короткий срок (примерно с 1967 по 1972 г.) по соотношениям (55) и (56), названным среднеазиатской зависимостью K_{\max} (A), были построены карты максимальных возможных землетрясений многих сейсмически активных районов в СССР и за рубежом. В процессе построения эта зависимость проверялась на местном материале наблюдений над сильными землетрясениями. Хорошая сходимость для большинства случаев позволила Ю.В.Ризниченко сделать вывод о "существовании" некоторой устойчивой закономерности статистического характера (Ризниченко, Багдасарова, 1975; Ризниченко, Джибладзе, 1972). По аналогии с законом повторяемости $N(K)$, имеющим такой же характер, что и зависимость K_{\max} (A), последняя

была названа "законом максимальных землетрясений".

Аналогия двух законов привела к построению обобщенного распределения $N(K, A)$ (Ризниченко, 1970). При таком подходе зависимости $N(K)$ и $K_{\max}(A)$ являются частными случаями обобщенного закона повторяемости землетрясений. Первое построение обобщенного графика повторяемости проведено по данным о коровых землетрясениях Средней Азии за 1962–1966 гг. (свыше 1500 событий) и известных землетрясениях региона в нынешнем столетии (Ризниченко, Захарова, 1971). Оказалось, что выведенная ранее среднеазиатская зависимость (55) вполне удовлетворяет положению предельного контура $K_{\max}(A)$ построенного обобщенного графика повторяемости.

Проверка возможности распространения на Японию закона максимальных землетрясений в форме среднеазиатской зависимости показала необходимость иного подхода к выбору размеров "ответственных" областей (Ризниченко, Багдасарова, 1975). Окончательный вариант уравнения предельного контура предложен в виде

$$\begin{cases} \lg A = \bar{2},84 + 0,21(K_{\max} - 15), & \text{если } K \leq 15, \\ \lg A = \bar{2},84 + 0,39(K_{\max} - 15), & \text{если } K \geq 15. \end{cases} \quad (57)$$

Радиус области осреднения величины A при этом рассчитывается по формуле

$$\lg r = 1,505 + 0,111(K - 15). \quad (58)$$

Новая зависимость $K_{\max}(A)$ при условии (58) получила название среднеазиатско-японской. Построенные по ней карты K_{\max} для многих сейсмоактивных регионов страны свидетельствуют о лучшей сходимости результатов расчета и наблюдений. Кроме того, от прежних карт K_{\max} , построенных по среднеазиатской зависимости, они отличаются большей детальностью.

Рассмотренные выше основные принципы корреляционного метода установления величины K_{\max} перенесены на случай определения K_{\max} по комплексу сейсмологических, других геофизических, геологических и геодезических данных с помощью многофакторного корреляционного метода, являющегося таким образом непосредственным обобщением двумерной корреляции $K_{\max}(A)$ (Ризниченко, 1974; Ризниченко, Джибладзе, 1974; Яковлева, 1975).

Карты максимальных возможных землетрясений
Центрального и Восточного Узбекистана

Вошедшая составной частью в основу карты сейсмического районирования СР-78 (Бунэ, Горшков (ред.), 1980) карта максимальных возможных землетрясений территории Узбекистана построена И.Б. Яковлевой и Е.М.Бутовской (Сейдузова и др., 1979) с помощью двумерных корреляций величины K_{\max} и пяти геолого-геофизических признаков. В качестве признаков взяты сейсмическая активность, толщина и линейная протяженность сейсмоактивного слоя, градиенты глубин залегания сейсмических границ (кровли палеозойского и гранито-гнейсового комплексов), градиент скорости вертикальных тектонических движений за новейшее время, умноженный на длину зоны его постоянного значения. Итоговая комплексная карта K_{\max} представляет собой среднее взвешенное из 5 карт K_{\max} , построенных отдельно по каждому признаку.

При последующих исследованиях мы стремились привлечь к установлению величины K_{\max} всю имеющуюся в нашем распоряжении информацию о глубинном строении земной коры. Впервые прямые и обратные связи между глубинными процессами, генерирующими, в частности, сейсмичность, и особенностями глубинного строения для оценок потенциальной сейсмической опасности на территории Узбекистана, в том числе и определения величины K_{\max} , использовала Е.М.Бутовская (Бутовская, Соколова, 1970; Ризниченко и др., 1975). В результате многолетнего детального изучения глубинного строения коры в Восточном Узбекистане ею установлено, что очаги сильных землетрясений, как правило, приурочены к зонам с высокими значениями градиентов глубин залегания границ раздела в земной коре, которые характеризуются определенными сейсмическими скоростями, т.е. наличие резких неоднородностей в коре является индикатором мест выделения сейсмической энергии и тенденции к тектоническим деформациям.

Е.М.Бутовская также экспериментально показала, что глубина границы, отделяющей сейсмически активную часть коры от асейсмичной, совпадает с глубиной залегания ее самого нижнего и мощного волновода. Этот волновод наблюдается почти повсеместно на исследованной территории Средней Азии на глубинах 28-36 км.

Приняв условие о том, что волновод является тем упруго-вязким промежуточным слоем, относительно которого кора стремится установить равновесие, и что влияние мантии на кору препятствует этому, Е.М.Бутовская пришла к выводу: области нарушения изостазии в коре являются областями повышенного выделения сейсмической энергии. В местах, для которых получена информация о детальном строении земной коры (это в основном Восточный Узбекистан), ей удалось рассчитать нагрузки P на кровлю волновода с учетом рельефа и архимедовой силы и затем провести качественное сопоставление градиента нагрузок с сейсмичностью (Детализация строения земной коры..., 1980).

Полученную Е.М.Бутовской карту статических нагрузок P на кровлю волновода мы использовали для нахождения предельного контура корреляционной зависимости между величинами K_{\max} и $grad P$. С этой целью на карту в изолиниях величины P были нанесены эпицентры 72 сильных землетрясений с $K = I3-I7$, возникших на территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов за последнее столетие. По карте нагрузок рассчитаны значения $grad P$, а по ним составлена новая карта $grad P$. На новой карте в местах, к которым приурочены нанесенные эпицентры, произведены замеры протяженности зон, в пределах которых градиент нагрузки сохранял постоянное значение.

При нахождении зависимости $K_{\max} (lg / grad P \times l_p)$ мы пошли по пути установления предельного контура, разграничивающего плоскость графика на две области: с наблюдаемыми точками и без них (рис. 28). Сначала была проведена кривая I, в результате чего две экспериментальные точки с $K = I6$ и $I7$ остались во второй области. Это оправдывалось допустимой погрешностью определения A и K . Общий вид контурной кривой предполагал аппроксимацию полиномом второй степени. Рассчитав коэффициенты этого полинома и вычислив по нему, какой протяженности должна быть зона, обеспечивающая $K_{\max} = I8$ при существующих максимальных значениях $grad P$, мы пришли к выводу о том, что таких зон в пределах Среднеазиатского региона не должно существовать. Между тем результаты построений K_{\max} И.Б. Яковлевой и Е.М.Бутовской по комплексу геолого-геофизических данных, последних наших по корреляционной зависимости $K_{\max}(A)$ (Разработать методику построения карт ..., 1983) и таджикских сейсмо-

логов (Сейдузова и др., 1979) показали, что в отдельных местах исследуемой территории возможны и уже возникали землетрясения с $K > 17$. Поэтому вторично предельный контур проведен таким образом, что все наблюдаемые точки оказались по одну сторону от него. Уравнение второго контура выглядит так:

$$K_{max} = -2,35 [\lg/\text{grad } P \times L_p]^2 + 9,87 [\lg/\text{grad } P \times L_p] + 7,68. \quad (59)$$

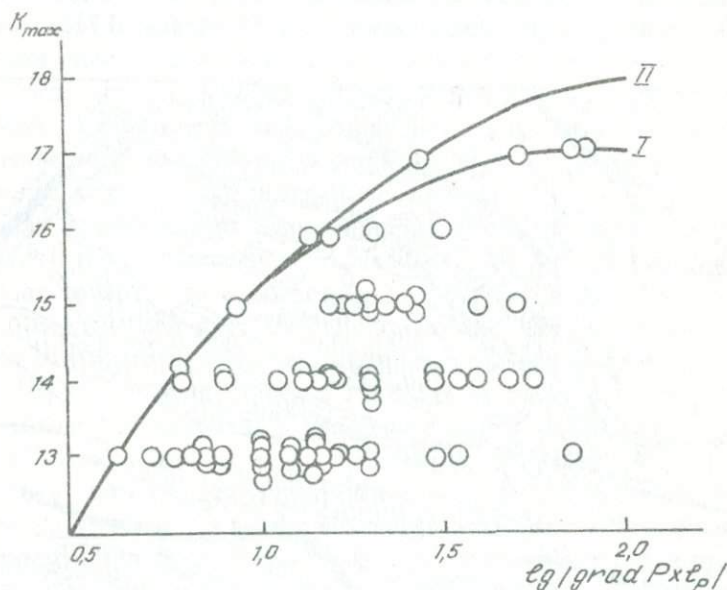


Рис. 28. Зависимость величины K максимальных наблюдаемых землетрясений Узбекистана и сопредельных районов от произведения градиента статической нагрузки P на L -длинну зоны, для которой $P = const$

Кривая, рассчитанная по формуле (59), на рис. 28 обозначена цифрой II. На основании карты градиентов величины P и зависимости

(59) построена карта K_{\max} (рис. 29) (Seiduzova et al., 1985; Сейдузова и др., 1987). На этой карте зоны, оконтуренные изолинией $K_{\max} = 17$, выделены штриховкой. Главной отличительной чертой ее является сильная дифференцированность зон с разными значениями K_{\max} . По нашему мнению, большая детальность этой карты свидетельствует о том, что геостатическая нагрузка P на кровлю установленного Е.М.Бутовской волновода является более информативным фактором при определении места возникновения и величины максимального возможного землетрясения, чем скоростные неоднородности в коре (см. карту K_{\max} , построенную Е.М.Бутовской, И.Б.Яковлевой по корреляции с градиентами глубин залегания сейсмических границ в коре (Сейдузова и др., 1979; рис. 27)).

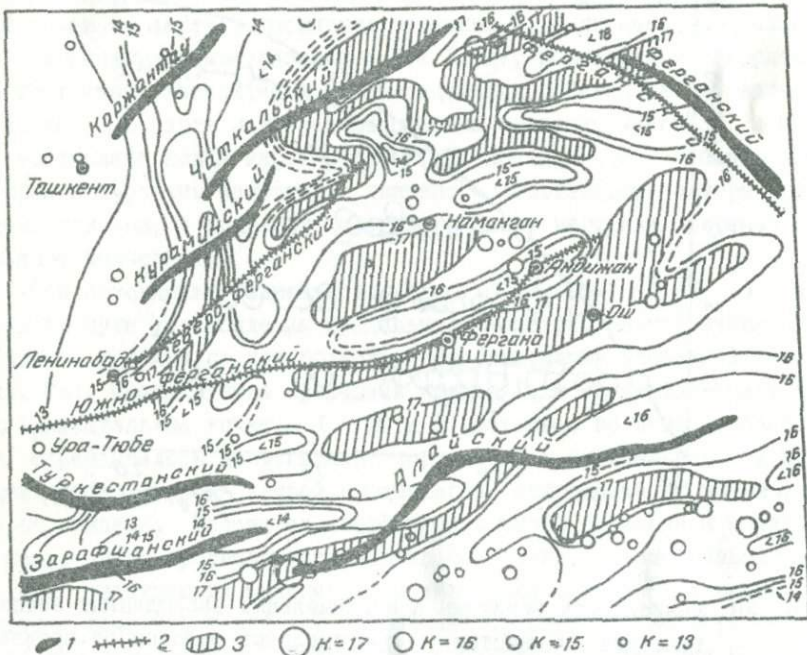


Рис. 29. Карта максимальных возможных землетрясений Восточного Узбекистана, полученная с помощью корреляционной зависимости $K_{\max} = f(\lg/g \text{ and } P \times L)$:

1 - хребты; 2 - разломы; 3 - зоны, оконтуренные изолинией $K_{\max} = 17$

Вторым признаком, привлеченным нами к установлению и картированию величины K_{max} , была долговременная средняя величина отношения сейсмических скоростей P- и S-волн (V_p/V_s) (Seiduzova et al., 1985; Сейдузова и др., 1987). Детальные исследования особенностей глубинного строения земной коры в Восточном Узбекистане привели к выводу о том, что повышение сейсмичности, которое могло бы наблюдаться в отдельных местах из-за наличия градиентов нагрузки на кровлю упомянутого волновода, как бы нейтрализуется здесь повышенным отношением V_p/V_s в слое, лежащем выше его кровли, т.е. в этом слое должно наблюдаться сильное падение скорости поперечных волн, обусловленное уменьшением модуля сдвига (увеличением пластичности вещества). Отсутствие такого слоя, или слоев, наоборот, должно приводить к возникновению зон, опасных в сейсмическом отношении. Таким образом, величина V_p/V_s , являясь одной из характеристик физического состояния вещества земной коры, может стать эффективным индикатором при установлении таких зон.

Для подтверждения такого предположения построено пространственное распределение долговременной средней величины V_p/V_s в пределах земной коры в Восточном Узбекистане (Seiduzova et al., 1985; Сейдузова и др., 1987), показавшее, что разные интервалы глубин в коре характеризуются определенным преобладающим значением V_p/V_s . Самый глубокий горизонт - 35-40 км почти полностью состоит из вещества с высокими значениями $V_p/V_s = 1,81-1,89$ и более. Далее по мере продвижения к земной поверхности общий объем пород с этими значениями уменьшается, уступая место более упругим. Но унаследованность "квазипластических" пород от больших глубин к малым хорошо прослеживается. В интервале глубин 5-10 км значения $V_p/V_s = 1,81-1,89$ и более отсутствуют вообще.

На горизонтальные и вертикальные разрезы пространственного распределения величины V_p/V_s нанесены гипоцентры землетрясений с $K = 10-17$ в соответствии с их глубинами. Расположение их относительно зон с высокими V_p/V_s подтвердило правильность выдвинутых положений. Почти все очаги возникли или внутри областей значений $V_p/V_s \leq 1,75$, или приурочены к их границам с областями $V_p/V_s > 1,75$.

Кроме качественных выводов, касающихся физических условий возникновения очагов землетрясений, предпринята попытка установить количественные связи между величиной максимальных землетрясений и показателем, характеризующим особенности распределения отношения V_p/V_s . Таким показателем выбрано произведение отношения двух - пониженного (I) (или равного) и повышенного (II) относительно $V_p/V_s = 1,75$ - значений V_p/V_s , соответствующих двум граничащим объемам, на длину их общей границы l_v . Дальнейшая процедура установления предельного контура корреляционного поля $K_{\max} = f[lg(k \times l_v)]$, где $k = [V_p/V_s]_I / [V_p/V_s]_{II}$, с последующим картированием величины K_{\max} проводилась по стандартной методике.

Карты K_{\max} , рассчитанные по зависимостям $K_{\max} = f[lg/g_{\text{grad}} P_x \times l_p]$ и $K_{\max} = f[lg(k \times l_v)]$, включены в систему однопараметрических карт Е.М.Бутовской, И.Б.Яковлевой. На основе этой системы по формуле

$$K_{\max} = \sum_{i=1}^n (K_{\max i} \times P_i) / \sum_{i=1}^n P_i \quad (60)$$

(n - количество однопараметрических карт; P_i - их весовые значения) построена новая комплексная карта K_{\max} . На рис. 30 сплошными изолиниями показана комплексная карта K_{\max} , рассчитанная с учетом только величины $g_{\text{grad}} P$. Сравнение прежней комплексной карты Е.М.Бутовской, И.Б.Яковлевой (Сейдузова и др., 1979; Атабаев и др., 1980) и данной (рис. 30) показало, что в общих чертах положение изолиний на последней практически сохранилось, изменились отдельные детали. Пунктирными линиями на карте рис.30 выделены изменения, внесенные в комплексную карту K_{\max} при построении по всему комплексу однопараметрических карт, включая рассчитанную по признаку особенностей пространственного распределения величины V_p/V_s .

В результате всех построений мы получили следующую картину. На севере региона увеличилась площадь, околонтуренная изолинией $K_{\max} = 17$, которая протянулась дальше с севера на юго-запад, захватив правый край Северо-Ферганского разлома. Увеличилась также площадь $K_{\max} = 16$; в том месте, где левый край Северо-Ферганского разлома приближается к Южно-Ферганскому, две изолинии $K_{\max} =$

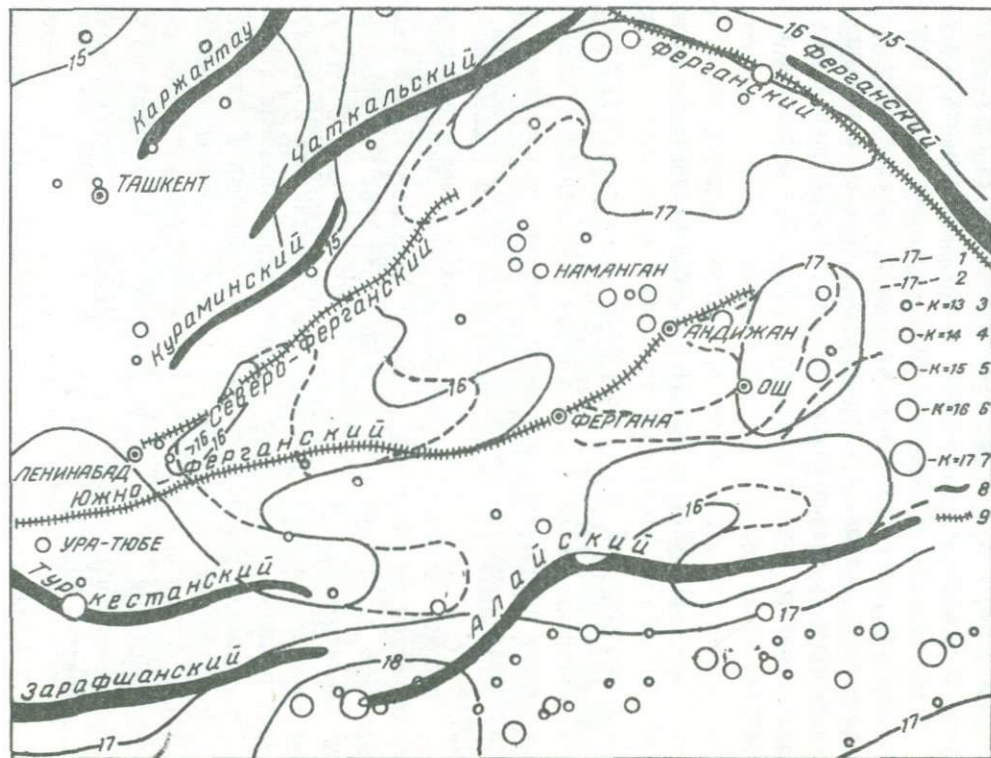


Рис.30. Карта максимальных возможных землетрясений Восточного Узбекистана, полученная по комплексу геофизических параметров:

1 - изолинии величины K_{max} , рассчитанной без учета объемного распределения отношения V_p/V_s ; 2 - изолинии величины K_{max} , рассчитанной с учетом объемного распределения отношения V_p/V_s ; 3-7 - эпицентры землетрясений с $K=13-17$; 8 - хребты; 9 - разломы

16 слились в одну. На востоке региона, в районах Андижана, Оша, Ферганы изменилась конфигурация изолинии $K_{\max} = 17$. Область, выделенная ею, сдвинулась несколько на запад, а площадь с $K_{\max} = 16$, расположенная на юге от нее, в восточной части увеличилась. При этом сама изолиния $K_{\max} = 16$ на востоке разомкнулась. Если сравнить ситуацию на новой комплексной карте K_{\max} с основными структурными линиями региона (к ним геологи приурочивают и основные сейсмогенные зоны), то можно утверждать, что изменения, внесенные в карту K_{\max} вследствие использования двух новых геофизических признаков, согласуются с направлением этих структур.

Таким образом, привлечение двух новых факторов — нарушения изостазии вследствие неравномерного распределения нагрузок на кровлю мощного волновода в низах земной коры и соотношения квазипластических и квазиупругих свойств вещества земной коры — позволили провести модификацию карты K_{\max} Е.М.Бутовской и И.Б.Яковлевой.

Сейсмический режим Западного и Южного Узбекистана

На территории Западного и Южного Узбекистана производятся сейсмологические исследования с целью установления параметров сейсмичности и сейсмического режима района для выявления связи сейсмичности с режимом эксплуатации газовых месторождений Газли и Шуртан.

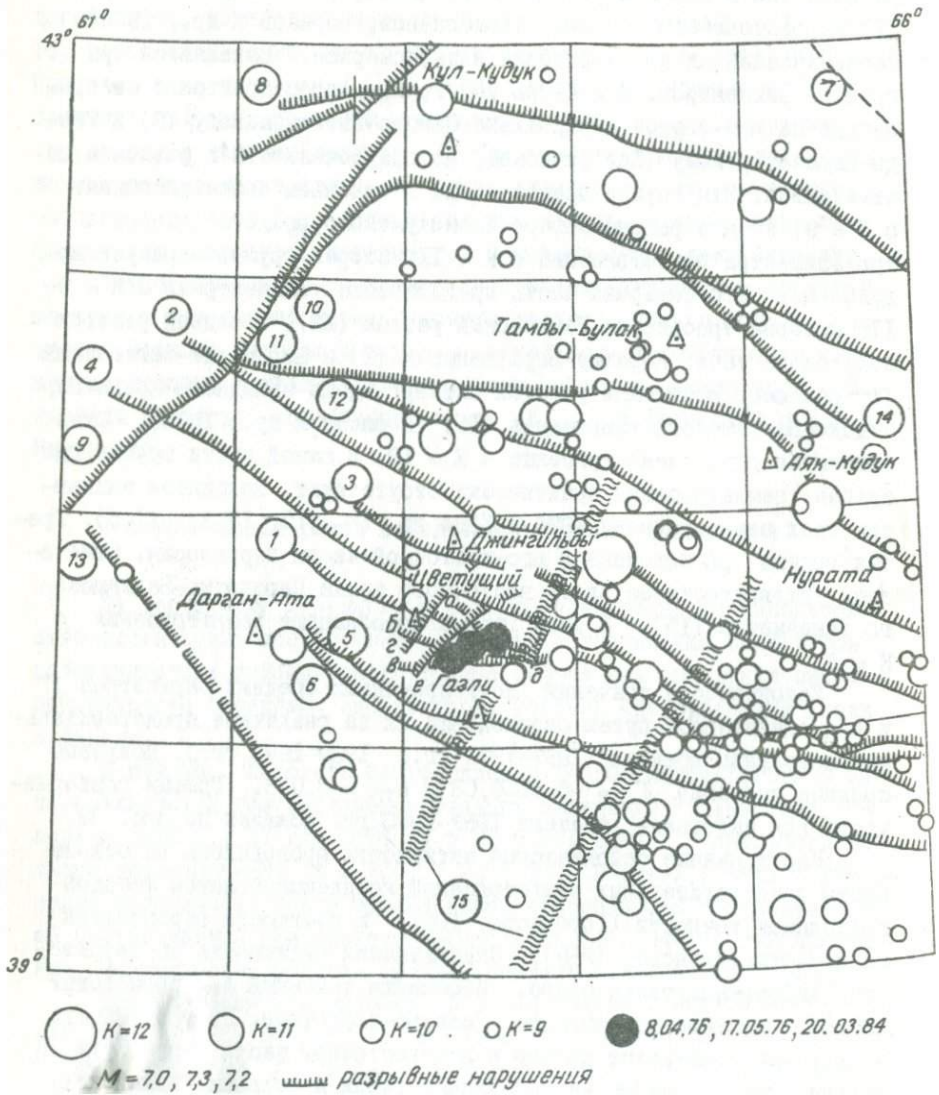
В районе газового месторождения Газли, находящегося в Бухаро-Хивинской газонефтяной провинции Западного Узбекистана, 8 апреля 1976 г., 17 мая 1976 г. и 20 марта 1984 г. произошли сильные землетрясения ($M = 7,0; 7,3; 7,2$). В связи с этим установление зависимости между проявлениями сейсмичности и эксплуатацией месторождения приобретает первостепенное значение для выявления возможности прогноза сильных землетрясений в этих районах.

Исследования проводились за период эксплуатации месторождения Газли с 1969 по 1983 г. с целью определения долговременных средних значений γ и A_{10} и выявления их флуктуаций во времени. Использовались данные по землетрясениям, представительным по энергетическим классам $K = 9-12$.

Эпицентры землетрясений в указанном энергетическом диапазоне нанесены в координатах $\varphi = 39-43,0^{\circ}$; $\lambda = 61,5-66^{\circ}$ (рис. 31) на тектоническую основу (Ахмеджанов, Борисов и др., 1984). Распределение их по территории неравномерное. Выделяются три группы эпицентров. Эпицентры I-й группы простираются с северо-запада на юго-восток параллельно Северо-Кызылкумскому (8) и Тамды-Карачатирскому (14) разломам, но приуроченности к разломам не отмечается. Эта группа представлена в основном землетрясениями с $K = 9$, хотя в районе Северо-Кызылкумского разлома находятся три эпицентра землетрясений с $K = 11$. Вторая группа образует полукольцо. Его северная часть представлена эпицентрами с $K = 9-11$, которые трассируют Тамдынский разлом (12). Западный участок полукольца сечет Каратау-Зарафшанский (2) и Зирабулак-Магханский (4) разломы. Восточный участок вытянут вдоль западного крыла Персидско-Балхашского линейamenta (15) (Борисов и др., 1985). Сюда относится одно землетрясение с $K = 12$. В южной части группы, где слабые землетрясения практически отсутствуют, находятся эпицентры трех землетрясений 1976 и 1984 гг. ($K = 17; 17,5; 17,5$). Третья группа расположена в юго-восточной части территории. Отмечается вытянутость ее вдоль восточного крыла Персидско-Балхашского линейamenta (15). В этой группе преобладают землетрясения с $K = 9$.

Устойчивость значений долговременных средних параметров \bar{y} и A_{10} оценивалась путем определения их за различные представительные интервалы времени (1969-1979 гг.; 1969-1983 гг.). Получено среднее значение $\bar{y} = -0,51 \pm 0,03$ и $A_{10} = 0,008$. График повторяемости для интервала времени 1969-1983 гг. показан на рис. 32.

Картирование сейсмической активности проводилось на основе карты представительных землетрясений комплексированием методов постоянной точности (Горбунова, 1964) и плотности вероятности активности (Фленова, 1969). Сейсмическая активность по территории дифференцирована слабо. Изменение значений A_{10} происходит плавно. Основное направление - северо-восточное. Приуроченность к разломам отмечается только в юго-восточной части территории. В районе газонефтяного месторождения Газли и сильных Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. сейсмическая активность имеет низкие значения ($A_{10} = 0,02-0,05$), а по карте максимальных возможных землетрясений (Фленова и др., 1984), построенной с учетом



зависимости $\lg \bar{A}_{10} = \bar{2},48 + 0,16(K-15)$, характеризуется областью значений $K_{\max} = 18$.

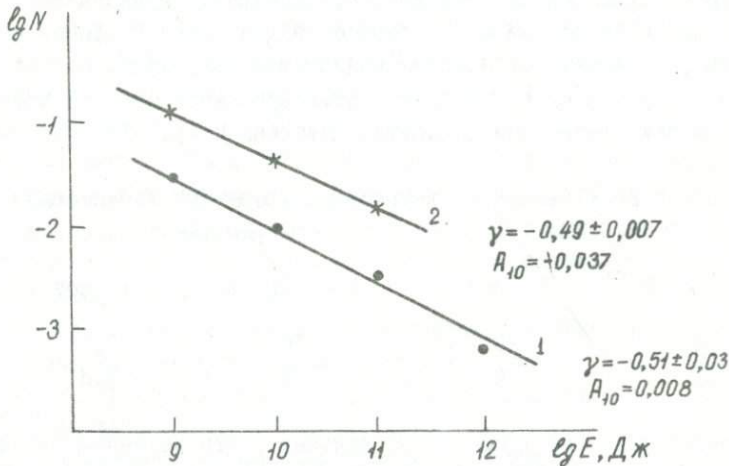


Рис. 32. Графики повторяемости:

1 - для Западного Узбекистана (1969-1983 гг.); 2 - для Южного Узбекистана (1969-1987 гг.)

Рис. 31. Карта эпицентров представительных землетрясений на тектонической основе (Западный Узбекистан) за 1969-1983 гг.

Разломы (цифры на рис.): 1 - Южно-Тянь-Шаньский; 2 - Каратау-Зарафшанский; 3 - Южно-Зарафшанский; 4 - Зирабулак-Магианский; 5 - Бухарский; 6 - Северо-Амударьинский; флексурно-разрывные зоны: 7 - Кызылкумская; 8 - Северо-Кызылкумская; 9 - Урало-Тянь-Шаньская; 10 - Букантауский; разлом; 11 - Беспано-Южно-Ферганский; 12 - Тамдынский; 13 - Амударьинский; 14 - Тамды-Карачатырский; 15 - Персидско-Балхашский линеймент; Группа локальных разломов: а - Южный Шркудукский; б - Продольный Карачатырский; в - Газлийский; г - Тузкойский; д - Рометанский; е - поперечный Карачатырский

Для выявления особенностей изменения параметров сейсмического режима района во времени определялись периоды повторяемости землетрясений для всей площади изучаемой территории с учетом долговременных средних значений параметров графика повторяемости.

Согласно приведенным ниже данным, осреднение проводилось трехгодичными интервалами с перекрытием в два года. Графики повторяемости рассчитывались методом наименьших квадратов. Оценка значимости γ в сопоставлении с долговременной средней проведена методами статистики (Иванова, Кадилина и др., 1981).

Периоды повторяемости землетрясений (Западный Узбекистан):

$$\gamma = 0,51 \pm 0,03$$

$$A_{10} = 0,008$$

$K = \lg E$	T, лет	$K = \lg E$	T, лет
12	10	10	0,5
11	2	9	0,2

Полученные данные (рис. 33, а) показали, что значение γ перед землетрясением 1976 г. имело аномально высокую величину (-0,62), перед землетрясением 1984 г. (1982 г.) - аномально низкую (-0,24).

С целью выявления корреляционных связей анализировались функции распределения частоты повторения представительных землетрясений $N(T)$, суммарной сейсмической энергии $E(T)$, угла наклона графика повторяемости $\gamma(T)$ и сейсмической активности $A_{10}(T)$.

Анализ полученных значений без афтершоков (рис. 33, а) показал, что характер изменения во времени частоты повторения землетрясений $N(T)$ связан с общим понижением их количества, на фоне которого отмечаются локальные максимумы сейсмической активности (1970, 1971 и 1972 гг., 1975, 1976 и 1977 гг.) и минимумы - (спады - 1973, 1974, 1978 и 1982 гг.). Изменение времени выделяющейся сейсмической энергии $E(T)$ подчиняется тем же закономерностям. Абсолютный максимум графика относится к 1976 г.

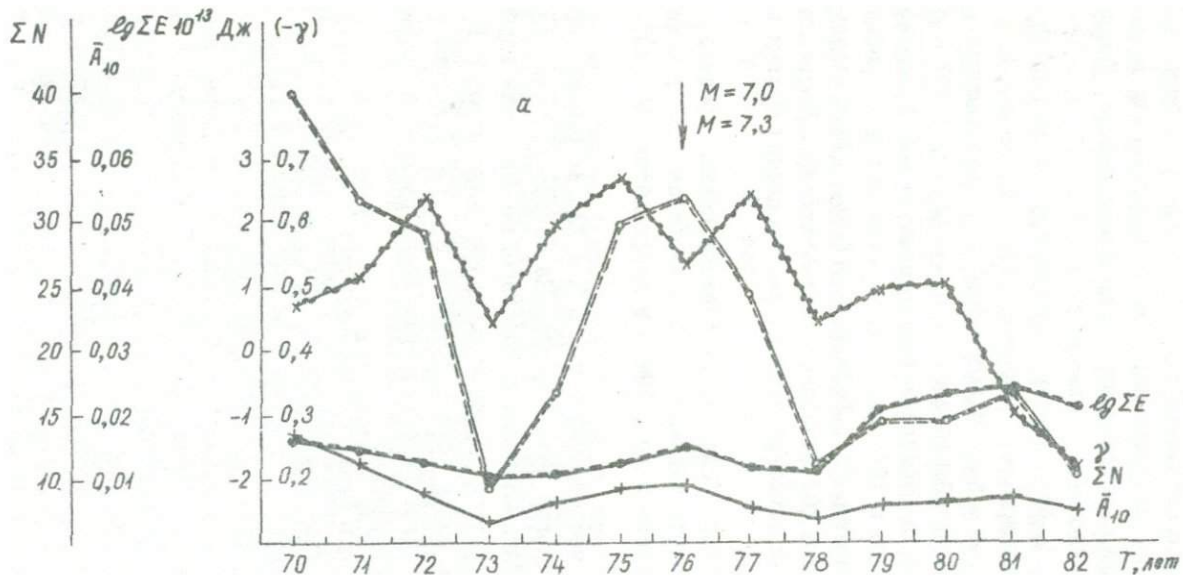
Сопоставление кривых $\gamma(T)$, $A_{10}(T)$ показало, что выделяют периоды, когда соотношение параметров A_{10} и γ нарушается: 1972-1974; 1973-1975; 1974-1976; 1977-1979; 1978-1980.

Район месторождения Шуртан (Южный Узбекистан) по карте сейсмического районирования 1978 г. относится к 7-балльной зоне. Сильные землетрясения здесь известны с исторических времен. На рис. 34 показана сеймотектоническая схема района. К самым сильным в районе относятся землетрясение с $M = 7,1$, $K = 16-17$, $I = 9$ баллов (1175 г.), по-видимому, приуроченное к Амударьинскому разлому, и два землетрясения вблизи поселка Каратаг с $M = 7,3$ и $7,4$, $K = 17-18$, $I = 9-10$ баллов (1907 г.), относящиеся к Бухарскому разлому (4). Землетрясения с $6 \leq M < 7$, $I = 7-8$ баллов произошли в 1821 г. на северо-западе района в зоне Бухарского разлома; в 1902, 1935 и 1971 гг. — на пересечении Дехканабадского (5) разлома с Чокгарским (9), Шерабад-Келифским (Сурхантауским) (13) и Кызылдарьинским (8) разломами соответственно. Расстояние от очагов всех сильных землетрясений до месторождения Шуртан не превышает 100–150 км.

При сейсмологических исследованиях нижним пределом представительности энергетического класса является $K = 9$ начиная с 1969 г. (Плотникова и др., 1988) в координатах $\varphi = 37-39^{\circ}30'$, $\lambda = 64-68^{\circ}$.

Эпицентры землетрясений с $9 \leq K \leq 12$ на рассматриваемой площади распределяются неравномерно. На северо-востоке между Зарафшанским, Южно-Тянь-Шаньским и Западно-Тянь-Шаньским глубинными разломами наблюдается плотное скопление эпицентров с $K = 9-15$, причем основная масса землетрясений с $K = 10-11$ хорошо трассирует восточный участок Южно-Тянь-Шаньского разлома и оперяющие его тектонические нарушения.

К пересечению Западно-Тянь-Шаньского разлома с Бухарским и Южно-Тянь-Шаньским приурочены группы эпицентров с $K = 9-10$ и $10-12$ соответственно. Протяженное скопление эпицентров на востоке района трассирует Сурхантауский разлом, на пересечении которого с Дехканабадским разломом появляются землетрясения высокого энергетического класса ($K = 13-15$). Три эпицентра с $K = 12, 14$ тяготеют к Кызылдарьинскому разлому в месте его пересечения с Дехканабадским. В западной части района эпицентры распределены более равномерно, и строгой их приуроченности к разрывным тектоническим нарушениям не наблюдается. К западу плотность эпицентров заметно снижается и число сильных землетрясений с $K = 11$ уменьшается.



б

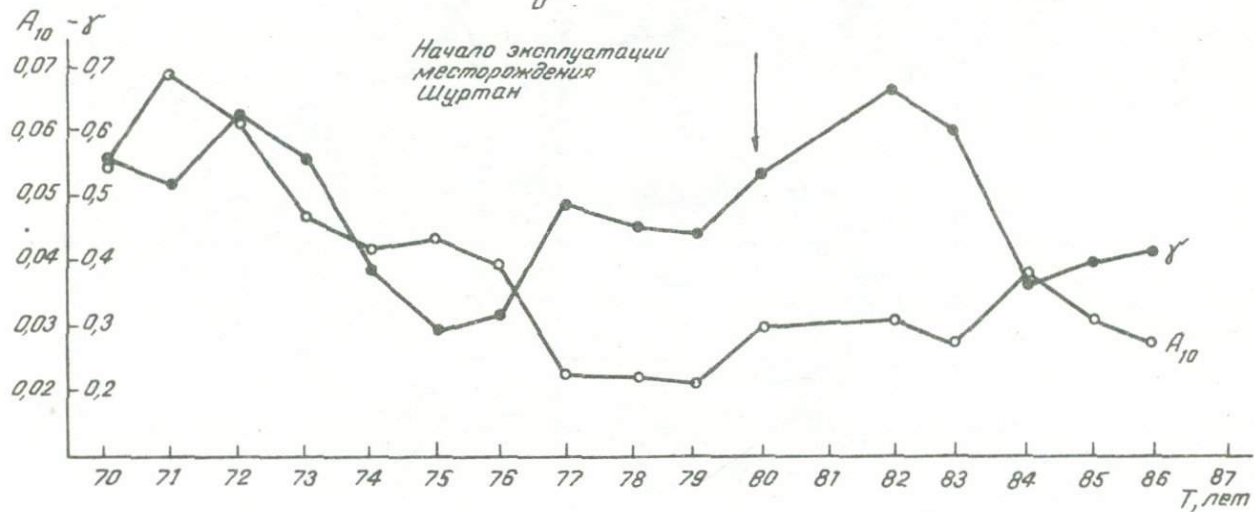


Рис. 33. Графики изменения параметров сейсмического режима Западного Узбекистана (ΣN , $E(T)$, \bar{A}_{10} , γ^r) (а) и Южного Узбекистана (γ^r , A_{10}) (б) во времени

Основная масса землетрясений с $9 \leq K < 12$ приурочена к глубинам 5–15 км. Очаги землетрясений с $K > 12$ проявляются на глубине 20–30 км.

Сейсмическая активность картировалась с учетом $\gamma = -0,44 \pm 0,04$ (1969–1979 гг.) (Фленова, 1986). Величина сейсмической активности колеблется в пределах $0,5 \geq A_{10} \geq 0,02$. В районе Шуртанского месторождения сейсмическая активность A_{10} достигает значения 0,1, а величина K_{\max} по карте максимально-возможных землетрясений характеризуется областью значений 16 (Фленова и др., 1984).

Долговременные средние значения параметров γ и A_{10} определялись за период с 1969 по 1979 г. и с 1969 по 1987 г. В первом случае $\gamma = -0,46 \pm 0,019$, $A_{10} = 0,043$, во втором — $\gamma = -0,49 \pm 0,007$, $A_{10} = 0,037$. За период 1980–1987 гг. (время эксплуатации месторождения Шуртан) отмечается значительное увеличение γ ($-0,56 \pm 0,07$) при уменьшении значения сейсмической активности до 0,026.

Периоды повторяемости землетрясений на изучаемой территории по долговременным значениям γ и A_{10} (рис.32) показаны ниже:

Рис. 34. Карта эпицентров сильных и представительных землетрясений Южного Узбекистана на тектонической основе за период 1969–1987 гг.:

I — с/ст УзССР и ТаджССР; П — газоконденсатное месторождение Шуртан; Ш — разломы (цифры на рис.):

I — Западно-Тянь-Шаньский; 2 — Зарафшанский; 3 — Южно-Тянь-Шаньский; 4 — Бухарский; 5 — Бургутли-Дехканабадский; 6 — Амударьинский; 7 — Тедженский; 8 — Кызылдарьинский; 9 — Чокгарский; 10 — Гаурдак-Тюберденский; 11 — Байсунский; 12 — Кугитангский; 13 — Шерабад-Келифский (Сурхантауский); 14 — эпицентры землетрясений; У — государственная граница

$$\gamma = -0,49 \pm 0,007$$

$$A_{10} = 0,037$$

$K = lg E$	Год представительных землетр. (Фленова и др., 1988)	Кол-во землетр. за I год на 1000 км ²	Период повторяемости кол-во землетр. за I год на площади 94,5 тыс км ²	T, лет
12	1951	0,004	0,38	3
11	1954	0,012	1,13	1
10	1969	0,037	3,5	0,25
9	1969	0,114	11,0	0,1

Согласно полученным данным, определение γ и A_{10} проводилось трехгодичными интервалами с перекрытием в 2 года (см. рис. 33,б).

Анализ данных показал, что увеличение значения γ за период 1979–1984 гг. совпадает с началом промышленной добычи газа на месторождении Шуртан. Своего максимального значения ($-0,65$) γ достигает в первые четыре года эксплуатации, т.е. в 1981–1984 гг., тогда как значение A_{10} изменяется в незначительных пределах (рис. 33,б); в это время увеличивается число слабых землетрясений с $K = 9$ и исчезают землетрясения с $K = 11$.

Изучение параметров сейсмического режима Западного Узбекистана в период промышленной разработки месторождения Газли позволило выявить зависимости проявления сейсмичности от режима эксплуатации месторождения (Плотникова и др., 1988). Результаты исследования сейсмической обстановки, проводимые в настоящее время в районе месторождения Шуртан, и полученные данные должны внести новый вклад в решение этой проблемы. Несомненно одно: промышленная разработка месторождений в той или иной степени влияет на ход сейсмичности в районе расположения объектов эксплуатации. Для выяснения этих связей и оценки степени сейсмической опасности необходимо проводить детальные сейсмологические исследования, основанные на организации сети высокочувствительных станций.

ГЛАВА IV. МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

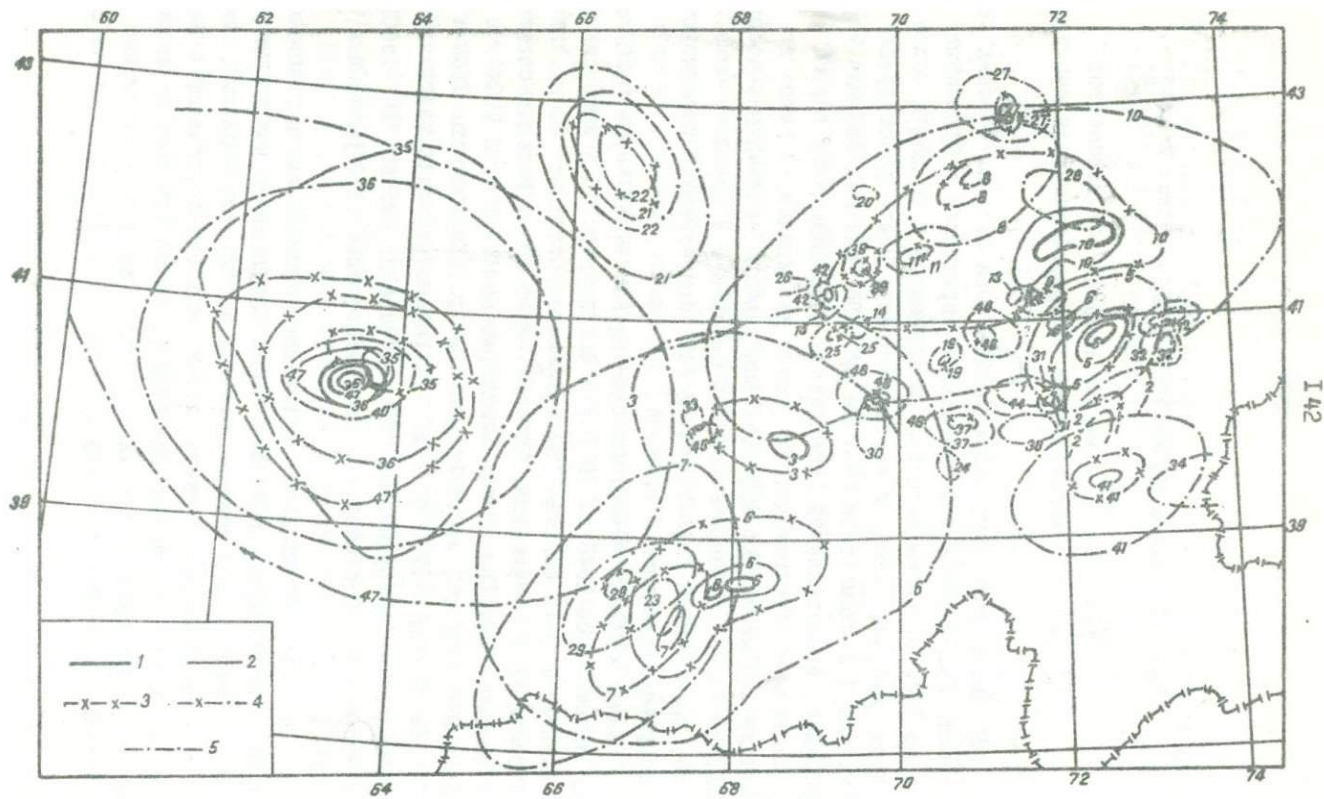
Зависимость размеров изосейст от параметров очагов землетрясений; макросейсмическая магнитуда

Исследовались макросейсмические поля сильных коровых землетрясений Узбекистана и сопредельной территории с древнейших времен по 1985 г. интенсивностью в эпицентре 6 баллов и более, для которых имелись схемы и карты изосейст. Всего рассмотрено 50 таких карт и схем (табл. 6). На рис. 35 помещена сводная карта изосейст землетрясений Узбекистана и сопредельной территории. Во избежание перегруженности карты изолиниями, а также для выделения сейсмического эффекта, вызывающего повреждение сооружений, на карте показаны изосейсты начиная с 6 баллов и выше. Индекс, приписанный каждой изосейсте, соответствует порядковому номеру землетрясения в табл. 6.

Самым сильным землетрясением на изучаемой территории является Чаткальское 1946 г. (№ 10) с магнитудой 7,5 и интенсивностью в эпицентре 9-10 баллов. Глубина очага достигает 30 км, площадь максимального сотрясения 1500 км². К наиболее сильным событиям относятся также Газлийские землетрясения 1976 г. и 1984 г., Андijanское 1902 г., Уратьюбинские 1897 г., Каратагские 1907 г.

За период с 1972 по 1985 г. рассматривались карты изосейст, составленные сотрудниками Института сейсмологии АН УзССР, за более ранний период - Е.М.Бутовской, Р.Н.Ибрагимовым, В.К.Иодко и др.

Следует отметить, что с течением времени карты изосейст за более ранний период несколько раз подвергались пересмотру, вносились существенные изменения в списки "пункты - баллы", несмотря на общепризнанное мнение о необходимости сохранения в неприкосновенности первичного материала, поскольку только он дает наиболее полную картину события. Поэтому наиболее объективным из нескольких вариантов карт изосейст является первый. В связи с этим



весь макросейсмический материал был тщательно изучен, проанализировано несколько вариантов карт для одного события, рассмотрены первоисточники, привлечен дополнительный макросейсмический материал по каталогу В.К.Иодко (Иодко, 1974). Карты изосейст землетрясений, происшедших на сопредельной территории, проанализированы совместно с исследователями из других республик Средней Азии и Казахстана, выработаны наиболее приемлемые их варианты.

По имеющимся картам изосейст рассчитаны длина большой ($\Delta_{i,max}$) и малой ($\Delta_{i,min}$) полуосей изосейст, средний радиус каждой изосейсты ($\bar{\Delta}_i$) и ее площадь (Q_i).

Как видно из рис. 35, не все изосейсты имеют форму эллипсов, некоторые вообще не замкнуты. Для изосейст неправильной формы вычислена только площадь. В связи с этим объем исследуемого материала несколько уменьшился.

Для расчета коэффициентов макросейсмического поля по методу наименьших квадратов необходимо, чтобы карта изосейст землетрясения содержала не менее трех замкнутых эллиптических изосейст. Для землетрясений, карты изосейст которых отвечают заданным условиям, рассчитан коэффициент эффективного затухания S и C вдоль и вкрест простирания изосейст по формуле Шебалина (1968)

$$Y_i = bM - S \lg \sqrt{\Delta_i^2 + h^2 + c} \quad (61)$$

с учетом того, что коэффициент b стабилен для разных районов и равен 1,5. Данные о магнитуде (M), балльности в эпицентре (J_0), глубине гипоцентра (h) взяты из нового каталога сильных землетрясений на территории СССР. Рассчитан также коэффициент S' по формуле Блейка-Шебалина (62) по большой и малой осям изосейст:

Рис. 35. Сводная карта изосейст сильных землетрясений Узбекистана и сопредельной территории с $J_0 \geq 6$ с древнейших времен по 1985 г.:

балльность изосейст: 1 - 9 баллов; 2-8; 3-7; 4 - 6-7; 5 - 6 (составители А.Д.Джуряев, Е.И.Соколова, Н.Янковская по данным Г.Б.Деонова, В.И.Спесивцевой, Г.П.Горшкова, Е.М.Бутовской, Р.Н.Ибрагимова, В.К.Иодко, А.Д.Джуряева, М.О.Рыжковой, Л.М.Матасовой и др.)

Таблица 6

Значения коэффициентов затухания вдоль и вкрест простирания изосейст сильных землетрясений Узбекистана и сопредельной территории

Но- мер	Землетрясение	Дата	Глу- бина очага (h) км	M	γ_0	$S_{ }$	S_{\perp}	$S'_{ }$	S'_{\perp}
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Кокандское	1822-1823	12	6,2	8-9	-	-	-	-
2	Ошское	14.09.1883	12	5,5	7-8	-	-	-	-
3	Уратьюбинское I	17.09.1897	25	6,6	8	2,7	3,1	2,7	3,1
4	Уратьюбинское II	17.09.1897	45	6,7	7	-	-	-	-
5	Андижанское	16.12.1902	9	6,4	9	4,7	4,9	4,6	5,0
6	Каратагское	21.10.1907	24	7,3	9	-	-	-	-
7	Байсунское	5.12.1935	18	6,2	8	2,2	2,4	-	-
8	Пскемское	18.12.1937	25	6,5	7-8	3,7	4,1	3,7	4,1
9	Яртепинское	18.1. 1942	21	5,9	7	-	-	-	-
10	Чаткальское	2.09.1946	30	7,5	9-10	2,8	3,0	-	-
11	Бурчмуллинское	24.10.1959	13	5,7	7-8	-	-	-	-
12	Маркайское	3.08.1962	18	5,4	7-8	3,6	4,1	3,6	4,1
13	Тергаучинское	19.10.1963	8	4,7	6-7	3,6	3,8	-	-
14	Коштепинское	17.03.1965	12	5,5	7	2,1	2,3	2,1	2,4
15	Ташкентское	25.04.1966	8	5,1	7-8	2,0	2,45	2,0	2,45
16	Балыкчинское	30.04.1966	20	5,2	6-7	2,7	3,3	2,7	3,55

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
17	Афтершок Ташкент-ского	9.05.1966	8	4,2	7	3,8	3,8	3,8	3,8
18	Букинское	13.03.1967	20	-	6	3,1	4,7	3,1	4,7
19	Супетауское	18.05.1967	25	4,6	7	5,1	9,8	5,1	9,8
20	-	29.10.1967	15	4,0	6	-	-	-	-
21	Кызылдумское I	13.03.1968	25	5,1	7	3,4	3,9	3,4	3,9
22	Кызылдумское II	14.03.1968	17	5,1	7	2,4	2,45	2,4	2,4
23	Байсунское	8.08.1968	15	4,8	6-7	-	-	-	-
24	-	13.05.1969	7	4,5	6	3,1	3,0	3,15	3,0
25	Покентское	19.01.1970	25	4,7	7	3,8	4,95	3,8	4,95
26	Абайское	8.02.1971	10	4,2	6	-	-	-	-
27	Джамбульское	10.05.1971	20	5,7	7	3,6	4,7	3,6	4,7
28	-	28.10.1971	17	5,6	6-7	3,25	3,8	3,25	3,8
29	Лянгарское	18.11.1971	20	5,3	7	-	-	-	-
30	Ленинабадское	17.03.1972	20	5,0	6-7	3,3	3,3	3,3	3,3
31	Кадамжайское	22.01.1974	24	5,0	6	4,9	8,9	4,9	8,9
32	Куршабское	20.02.1974	15	5,4	6-7	3,7	5,3	3,7	5,3
33	Галляаральское	24.02.1974	15	4,2	6	-	-	-	-
34	Маржансуйское	11.08.1974	18	7,3	7-8	-	-	-	-
35	Газлийское I	8.04.1976	30	7,0	8-9	3,0	3,1	3,0	3,1
36	Газлийское II	17.05.1976	30	7,3	9-10	3,4	3,7	3,4	3,7
37	Исфара-Баткенское	31.01.1977	20	6,1	7-8	2,5	3,3	2,5	3,3

Продолжение табл. 6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
38	Шахимарданское	3.06.1977	10-15	5,2	6-7	3,9	3,1	3,9	3,1
39	Таваксайское	6.12.1977	15	4,9	7	3,3	3,8	3,3	3,8
40	Афтершок Газлийского	4.06.1978	15	6,0	7	3,2	3,25	3,2	3,25
41	Дараут-Курганское	1.11.1978	20	6,8	7-8	3,5	3,5	3,5	3,5
42	Назарбекское	11.12.1980	10	4,8	8	2,9	3,2	3,0	3,2
43	Афтершок Назарбекского	30.12.1980	10	-	7-8	9,7	9,8	-	-
44	Чимсионское	6.05.1982	20	5,8	7-8	2,4	2,8	-	-
45	Джизакское	15.02.1984	20	5,1	6	2,5	2,7	-	-
46	Папское	17.02.1984	25	5,7	7	2,8	3,7	-	-
47	Газлийское	19.03.1984	15	7,2	9	3,2	3,3	3,2	3,3
48	Кайраккумское	13.10.1985	10	6,0	8	-	-	-	-
49	Папское	27.04.1985	10	5,1	7	-	-	-	-
50	Папское	18.05.1985	15	4,6	6-7	-	-	-	-

Примечание. $S_{II} - S_{II}'$ - затухание по большой оси изосейсты по (61) и (62) соответственно;
 $S_I - S_I'$ - затухание по малой оси изосейсты по (61) и (62) соответственно.

$$y_0 - y_i = S' \lg \sqrt{\frac{\Delta_i^2}{h^2} + 1} \quad (62)$$

Результаты расчетов приведены в табл. 6.

Как показывает сравнение S и S' , полученных по формулам (61) и (62), эти величины находятся в удовлетворительном соответствии. При расчете по (62) первые изосейсты высшего балла исключены из рассмотрения, так как балльность первой изосейсты y_1 может отличаться от y_0 на 1/2, 1 балл или равняться y_0 . В связи с этим количество результатов, рассчитанных по (62), несколько меньше по сравнению с предыдущими расчетами. Величина

S принимает значение от 2,2 до 5,0, причем S_{\perp} больше S_{\parallel} . Имеется несколько случаев аномально больших значений коэффициентов затухания, например для афтершока Назарбекского землетрясения 30 декабря 1980 г. (№ 43). Макросейсмические данные для таких случаев нуждаются в дополнительной проверке.

Коэффициент S меняется в очень широких пределах: от 0,3 до 7,0. Как показал Ю.В.Ризниченко (1985), на величину коэффициента S сильно влияют местные условия.

Сделана попытка установить корреляционные связи между длиной наблюдаемых изосейст и параметрами источника - глубиной гипоцентра, магнитудой и размерами очага.

Известно, что плейстосейстовая изосейста наследует форму очага, и поэтому естественно предположить наличие корреляционной зависимости между размерами этих параметров.

Размер очага определялся по формуле, приведенной в работе В.И.Уломова (1987)

$$\lg L = 0,6M - 2,5, \quad (63)$$

и по формулам Н.В.Шебалина (1974)

$$\lg L = 0,5M - 1,8 \quad (M \leq 5), \quad (64)$$

$$\lg L = 0,7M - 2,8 \quad (M > 5), \quad (65)$$

где M - магнитуда по поверхностным волнам; L - длина очага.

Исследования показали, что в качестве параметров, характеризующих размеры плейстоценовой изосейсты, лучше использовать ее средний радиус $\bar{\Delta}_{пл}$ и площадь $Q_{пл}$. За плейстоценовую принята изосейста, балльность которой совпадает с балльностью в эпицентре.

Для среднего радиуса $\bar{\Delta}_{пл}$ получены зависимости вида

$$\bar{\Delta}_{пл} = 6,78 \lg \frac{L}{2} + 6,16 \quad (66)$$

с использованием формулы (63) и вида

$$\bar{\Delta}_{пл} = 6,06 \lg \frac{L}{2} + 4,87 \quad (67)$$

по результатам формул (64,65).

Формулы (66)–(67) выведены по небольшой статистике и нуждаются в дополнительной проверке.

Для площади $Q_{пл}$ получены уравнения

$$\lg Q_{пл} = (0,15 \pm 0,13) \mathcal{J}_0 + (1,31 \pm 0,96); \quad (68)$$

$$\lg Q_{пл} = (0,25 \pm 0,03) M + (1,0 \pm 0,04); \quad (69)$$

$$\lg Q_{пл} = (0,018 \pm 0,016) h + (2,1 \pm 0,29); \quad (70)$$

$$\lg Q_{пл} = (0,41 \pm 0,21) \lg \frac{L}{2} + (2,17 \pm 0,15). \quad (71)$$

Аналогичные графики построены для всех остальных изосейст L -го балла. Зависимости Q_i от M , \mathcal{J}_0 , h представлены в виде логарифмических уравнений:

$$\begin{aligned} \lg Q_3 &= (0,52 \pm 0,08) M + (2,4 \pm 0,44); \\ \lg Q_4 &= (0,67 \pm 0,07) M + (1,07 \pm 0,38); \\ \lg Q_5 &= (0,82 \pm 0,08) M + (0,38 \pm 0,42); \\ \lg Q_6 &= (0,87 \pm 0,09) M - (1,4 \pm 0,52); \\ \lg Q_7 &= (1,03 \pm 0,13) M - (3,14 \pm 0,8); \\ \lg Q_8 &= (1,09 \pm 0,43) M - (4,49 \pm 2,9); \end{aligned} \quad (72)$$

$$\begin{aligned} \lg Q_3 &= (0,59 \pm 0,47) \mathcal{J}_0 + (4,11 \pm 2,5); \\ \lg Q_4 &= (0,56 \pm 0,08) \mathcal{J}_0 + (0,69 \pm 0,59); \\ \lg Q_5 &= (0,63 \pm 0,1) \mathcal{J}_0 - (0,49 \pm 0,75); \\ \lg Q_6 &= (0,65 \pm 0,1) \mathcal{J}_0 - (1,33 \pm 0,77); \\ \lg Q_7 &= (0,92 \pm 0,15) \mathcal{J}_0 - (4,3 \pm 1,24); \\ \lg Q_8 &= (0,84 \pm 0,3) \mathcal{J}_0 - (4,5 \pm 2,67); \end{aligned} \quad (73)$$

$$\begin{aligned}
 \lg Q_3 &= (0,033 \pm 0,01)h + (4,74 \pm 0,17); \\
 \lg Q_4 &= (0,037 \pm 0,01)h + (4,08 \pm 0,24); \\
 \lg Q_5 &= (0,049 \pm 0,015)h + (3,28 \pm 0,08); \\
 \lg Q_6 &= (0,06 \pm 0,015)h + (2,53 \pm 0,28); \\
 \lg Q_7 &= (0,04 \pm 0,02)h + (2,25 \pm 0,48); \quad (74) \\
 \lg Q_8 &= (-0,01 \pm 0,02)h + (2,99 \pm 0,47).
 \end{aligned}$$

Однако установить корреляционные зависимости для всей системы в целом не удалось.

Была сделана попытка проследить, как меняется вытянутость изосейст $\Delta_{max}/\Delta_{min}$, где Δ_{max} — большая полуось, Δ_{min} — малая полуось изосейсты, с уменьшением балла в виде

$$\Delta_{max}/\Delta_{min} = f(Y_{max} - Y_c).$$

Удалось установить только качественную зависимость: для большинства исследуемых землетрясений вытянутость изосейст с понижением балльности уменьшается. Количественно эти соотношения меняются в широких пределах и аппроксимировать их какой-либо функцией не представляется возможным.

Таким образом, расчет по формулам (6I)–(74) дает приближенную оценку, что связано с вариациями поглощения, с влиянием разломов, которые пересекает сейсмическое излучение, с различиями рельефа местности и грунтовых условий. Кроме этого, существует важный фактор, специфический для каждого землетрясения, — спектральный состав сейсмического излучения, который не учитывается при расчете по формулам (6I)–(74). Для корреляции со спектральными параметрами необходимо описать макросейсмический эффект одним числом, которое отражало бы влияние самого очага. Роль таких факторов, как глубина очага, эпицентрального расстояние, особенности распространения волн на трассе, грунтовые условия была бы минимизирована. Значение баллов в эпицентре (Y_0) в качестве такой характеристики не годится (Раутиан, 1982). Автор предлагает ввести в качестве такой характеристики макросейсмическую магнитуду (Y) как величину балла, приведенного к фиксированному расстоянию и усредненного по всем имеющимся пунктам. Для построения шкалы Y нужна калибровочная кривая, описывающая стандартное затухание балльности с расстоянием для данного региона, и выбор опор-

ного расстояния R_0 , к которому приводятся все оценки Y . Величина R_0 , равная 30 км, по мнению Т.Г. Раутиан, удобна тем, что при этом численные значения Y примерно равны магнитуде M , определяемой по поверхностным волнам.

Определена макросейсмическая магнитуда для землетрясений Приташкентского района. По наблюдениям в этом районе была построена калибровочная кривая (рис. 36). Использовались графики затухания балльности с расстоянием наиболее значительных землетрясений Приташкентского района: Ташкентского 1966 г. и его афтершока 9 мая 1966 г., Назарбекского 1980 г. и его афтершока 30 декабря 1980 г., Таваксайского 1977 г., Абайского 1971 г., Пскентского 1970 г., Букинского 1967 г., Бурчмуллинского 1959 г., Кош-тепинского 1965 г. Построение осуществлялось следующим образом: для указанных событий строились индивидуальные графики затухания балльности с гипоцентральной расстоянием в логарифмическом масштабе в системе координат $r, Y_0 - Y_i$. Графики совмещались путем перемещения их относительно друг друга вдоль оси $Y_0 - Y_i$ без смещения по оси r до наиболее компактного расположения точек.

Данные сгруппированы по интервалам с шагом $0,5 \pm 0,25$ балла, в каждом интервале рассчитано среднее значение \bar{F} и по полученным центрам тяжести построена калибровочная кривая (рис. 36). Точками показаны индивидуальные значения $Y_0 - Y_i$ от r , сплошной линией - калибровочная кривая затухания $Y_0 - Y_i$ с расстоянием, пунктирной - ширина полосы, осредняющей 95% всех точек; она составляет примерно ± 1 балл. Как видим, полученную осредняющую кривую можно аппроксимировать двумя отрезками прямых в логарифмической системе координат, причем при значительном разбросе данных отклонения средних значений от аппроксимирующей прямой малы.

На рис. 37 показана калибровочная функция в системе координат $\lg r, Y_0 - Y_i$. Горизонтальные отрезки показывают разброс данных в каждом интервале $Y_0 - Y_i$. Полученные средние значения для каждого интервала и ошибки измерений приведены в табл. 7.

Расчет коэффициентов показал, что наклон первой прямой на малых расстояниях примерно до 20 км соответствует величине эффективного затухания 6,4, а на больших - 3,14, т.е. на расстояниях, сравнимых с глубиной очага, затухание в Приташкентском районе значительно больше стандартного, а с ростом их балльность спадает медленнее, чем в целом по всему Среднеазиатскому региону (Раутиан, 1982, Шебалин, 1968).

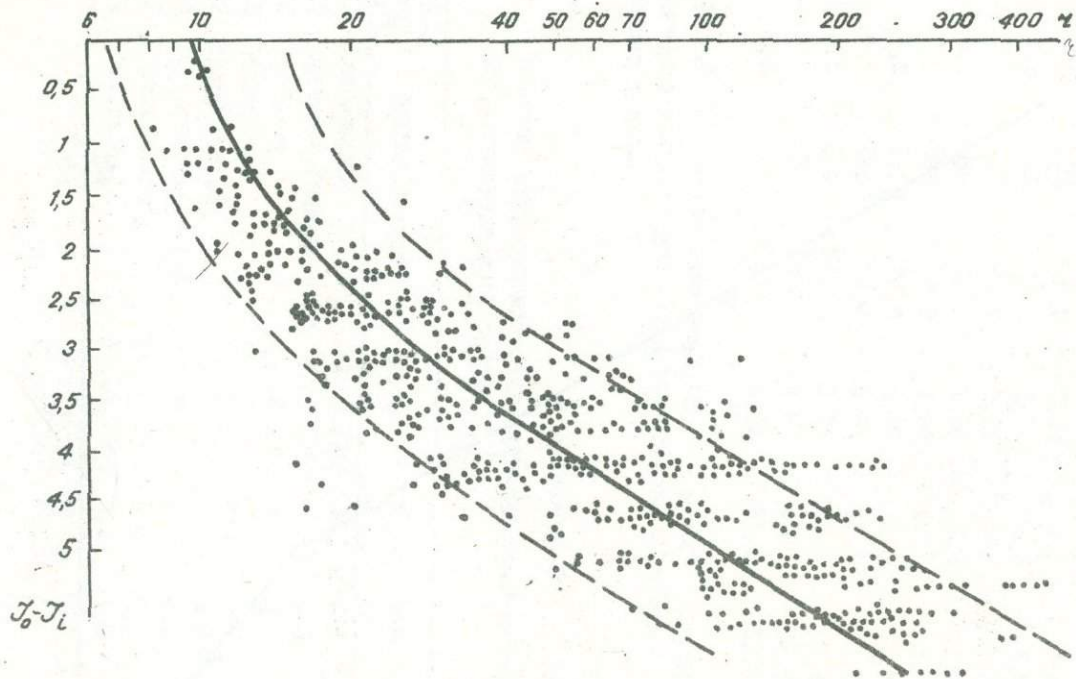


Рис. 36. Калибровочная кривая затухания макросейсмической балльности с расстоянием для землетрясений Приташкентского района

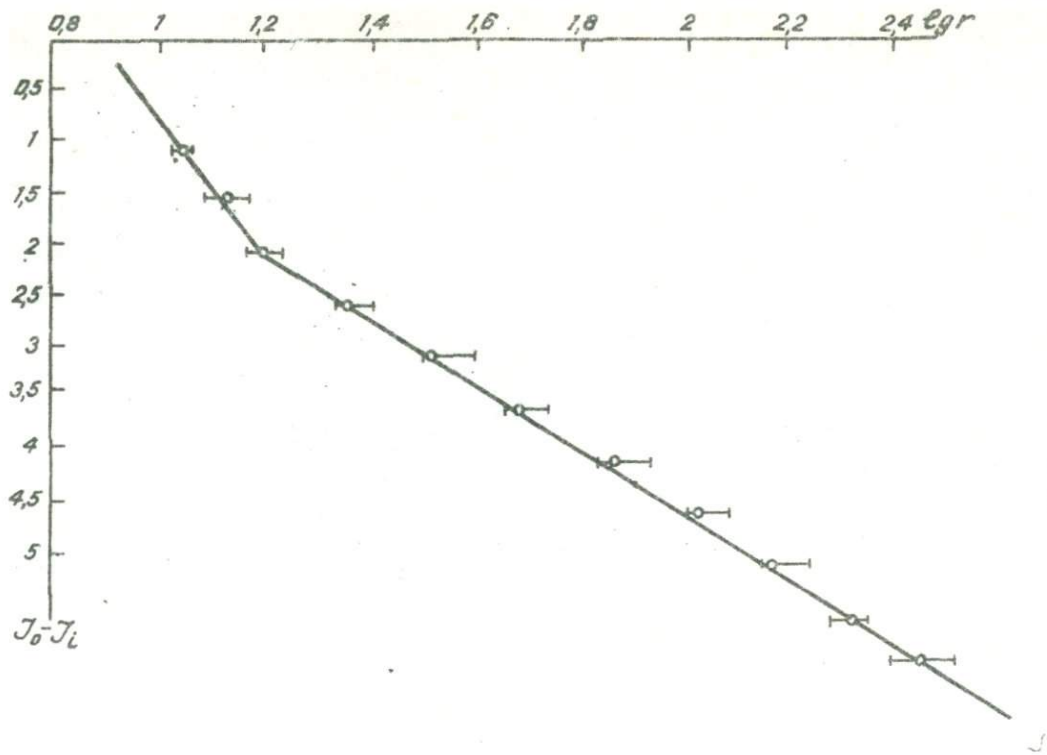


Рис.37. Калибровочная кривая затухания макросейсмической балльности с оценкой погрешности результатов для расчета макросейсмической магнитуды

Таблица 7

Средние значения \bar{r} в интервалах $Y_0 - Y_i$
с погрешностями измерений

$Y_0 - Y_i$	n	\bar{r}	$\lg \bar{r}$	σ_n	$\frac{\sigma_n}{\sqrt{n}} \cdot K_{ср}$
0,5	4	-	-	-	-
1	24	10,9	1,04	1,1	0,44
1,5	31	13,3	1,12	3,5	1,26
2	50	15,6	1,19	3,7	1,04
2,5	69	22,8	1,36	6,4	1,66
3	87	35,2	1,54	17,3	3,7
3,5	121	38,8	1,69	22,6	4,1
4	128	73,2	1,86	41,1	7,28
4,5	114	107	2,03	45,3	8,46
5	76	149	2,17	55,0	12,62
5,5	77	193	2,28	57,5	13,2

Примечание: n - число измерений; σ_n - разброс данных; $\frac{\sigma_n}{\sqrt{n}} \cdot K_{ср}$ - среднеквадратичное отклонение интервального значения \bar{r} при уровне доверия 0,95

Таблица 8

Значения макросейсмических магнитуд землетрясений
Приташкентского района

Но- мер п/п	Землетрясение	Дата	Y	M
15	Ташкентское	26.04.1966	5,1	5,1
17	Афтершок Ташкентского	9.05.1966	4,45	4,2
26	Абайское	9.02.1971	4,1	4,2
25	Пскентское	19.01.1970	5,7	4,7
42	Назарбекское	11.12.1980	5,25	4,8
43	Афтершок Назарбекского	30.12.1980	4,5	4,8
11	Бурчмуллинское	24.10.1959	6,4	5,7
14	Костепинское	17.03.1965	5,4	5,5
39	Таваксайское	6.12.1977	5,5	4,9
18	Букинское	13.03.1967	5,1	4

Для расчета макросейсмической магнитуды землетрясения используется его график затухания балльности с расстоянием (при этом берутся абсолютные, а не относительные значения балльности по шкале ординат) в том же масштабе, что и калибровочная кривая. На этот график помещают калибровочную кривую на прозрачной основе и перемещают вдоль оси ординат, не смещая по оси расстояний, до наиболее компактного расположения точек относительно кривой. От точек пересечения калибровочной кривой с базисной линией, параллельной оси ординат и проходящей через точку $R_0 = 30$ км, проводится горизонтальная линия до пересечения с осью ординат, где определяется средняя балльность при $R_0 = 30$ км. Эта величина принимается за макросейсмическую магнитуду данного землетрясения. В табл. 8 помещены расчетные значения Y и для сравнения — значения M .

Как видно из таблицы, в половине случаев значения макросейсмических магнитуд близки к значениям магнитуд M . Получено корреляционное уравнение между этими параметрами:

$$Y = 0,85M + 1,08 . \quad (75)$$

Т.Г.Раутиан (1982) для Средней Азии вывела зависимость Y от M :

$$Y = 1,15M - 0,9 . \quad (76)$$

Коэффициент при M , по нашим данным, равен 0,85, т.е. по полученным зависимостям сейсмический эффект с ростом магнитуды растет значительно слабее по сравнению с общепринятым значением 1,5 (Ризниченко, 1985; Шебадин, 1968). Поскольку зависимость (75) построена по небольшому количеству данных, необходимо дальнейшее ее уточнение с привлечением дополнительного материала, однако она неплохо согласуется с результатами Т.Г.Раутиан.

Математическое моделирование поля макросейсмической интенсивности

Расчет количественных оценок сейсмической опасности в терминах сейсмической сотрясаемости (Ризниченко, 1979) базируется, помимо информации о сейсмическом режиме, на закономерностях

распределения интенсивности сейсмических сотрясений в окружении очага каждого землетрясения. Обычно в расчеты сотрясаемости эти закономерности входят в виде простых математических моделей: а - Блейка-Шебалина (Шебалин, 1968), б - Ковеслигети (Kövesligethy, 1907):

$$\begin{aligned} M - Y &= S \lg r - c \quad (a); \\ M - Y &= S \lg r + tr - c \quad (б); \end{aligned} \quad (77)$$

где M - магнитуда землетрясения, связанная с величиной K эмпирической зависимостью типа (Раутиан, 1960)

$$K = PM + q. \quad (78)$$

С учетом (78) моделям (77) была придана форма иная - энергетического содержания (Ризниченко, 1974):

$$Y = C_1 + C_2 [K - \lg 4\sqrt{\pi} r_0^2 - n_{эф} \lg \frac{r}{r_0}], \quad (a)$$

$$Y = C_1 + C_2 [K - \lg 4\sqrt{\pi} r_0^2 - n \lg \frac{r}{r_0} - \alpha (r - r_0) \lg l]. \quad (б)$$

В этих моделях r_0 - радиус референц-сферы, окружающей гипоцентр; r - гипоцентральное расстояние; $n, \alpha, n_{эф}$ - условно постоянные параметры, характеризующие затухание интенсивности Y сотрясений с удалением от очага: C_1 и C_2 - параметры моделей, числовые значения которых надо определить наряду со значениями n, α и $n_{эф}$ при решении обратной задачи. Общая постановка задачи такова (Ризниченко, Сейдузова, Матасова, 1977). Для каждого землетрясения, величина K (или M) которого известна в ряде пунктов земной поверхности, даны значения интенсивности Y сотрясений в макросейсмических баллах. По этим данным требуется определить такие числовые значения параметров $C_1, C_2, n_{эф}$ или C_1, C_2, n, α моделей (79) макросейсмического поля и такие значения координат гипоцентров использованной серии землетрясений, которые наилучшим образом соответствуют всей совокупности данных макросейсмических наблюдений.

Первая эмпирическая модель, принятая в исследованиях сейсмической опасности на территории Узбекистана, построена в форме (77а) для всей Средней Азии (Шебалин, 1968). Далее в процессе

картирования сотрясаемости для карты сейсмического районирования СР-78 (Атабаев и др., 1980) получена модель в форме (77б) для северо-восточной части республики (Сейдузова и др., 1979а).

В разных регионах закономерности затухания имеют свои особенности, связанные в первую очередь с характером глубинного строения регионов и направлением основных геологических структур по отношению к излучению сейсмической энергии из очага землетрясения. Для того чтобы результаты расчета сотрясаемости с большой степенью достоверности представляли собой долговременную среднюю количественную характеристику сейсмической опасности, необходимо прежде всего тщательно исследовать эти особенности. На основе литературных источников нами составлена сводка результатов макросейсмических обследований ощутимых и сильных землетрясений, происшедших в этом столетии на территории Узбекистана и смежных районов (Ананьин и др., 1981; Бутовская и др., 1961, 1964; Джанузаков и др., 1981; Землетрясения в СССР, 1964-1978; Землетрясения Средней Азии и Казахстана, 1981-1983; Касымов и др., 1981а, б; Корольков, 1913; Мирзабаев и др., 1982). Данные сводки затем были дифференцированы по квазиоднородным зонам (см. рис. 23) и проанализированы по каждой зоне для определения статистической представительности. В итоге выяснилось, что макросейсмические данные распределены по зонам очень неравномерно. Так, в зоне 4 имеется информация только по 6 землетрясениям с $K = II-III$, сосредоточенным в ее левом верхнем углу у границы зоны 7. Так как эпицентры землетрясений находятся недалеко от государственной границы, пункты, для которых определена балльность, оказались расположенными с одной стороны от эпицентров. Это обстоятельство при нахождении параметров макросейсмических моделей делает решение задачи неустойчивым. Поэтому было решено для зон 4 и 7 сделать единое множество исходных данных. Подобные же причины послужили основанием для объединения макросейсмической информации по зонам 2,3 и 5; 6 и 8; 10, II и 12. Всего получено семь таких совокупных данных для 7 районов. Поклассовое распределение числа землетрясений, привлеченных к построениям по районам, приведено в табл. 9).

Множества наблюдаемых данных ($\gamma_i, \lg r_i$) в каждом районе послужили основой для нахождения параметров моделей (79). По каждому множеству расчет проводился, как правило, четыре раза: поиск

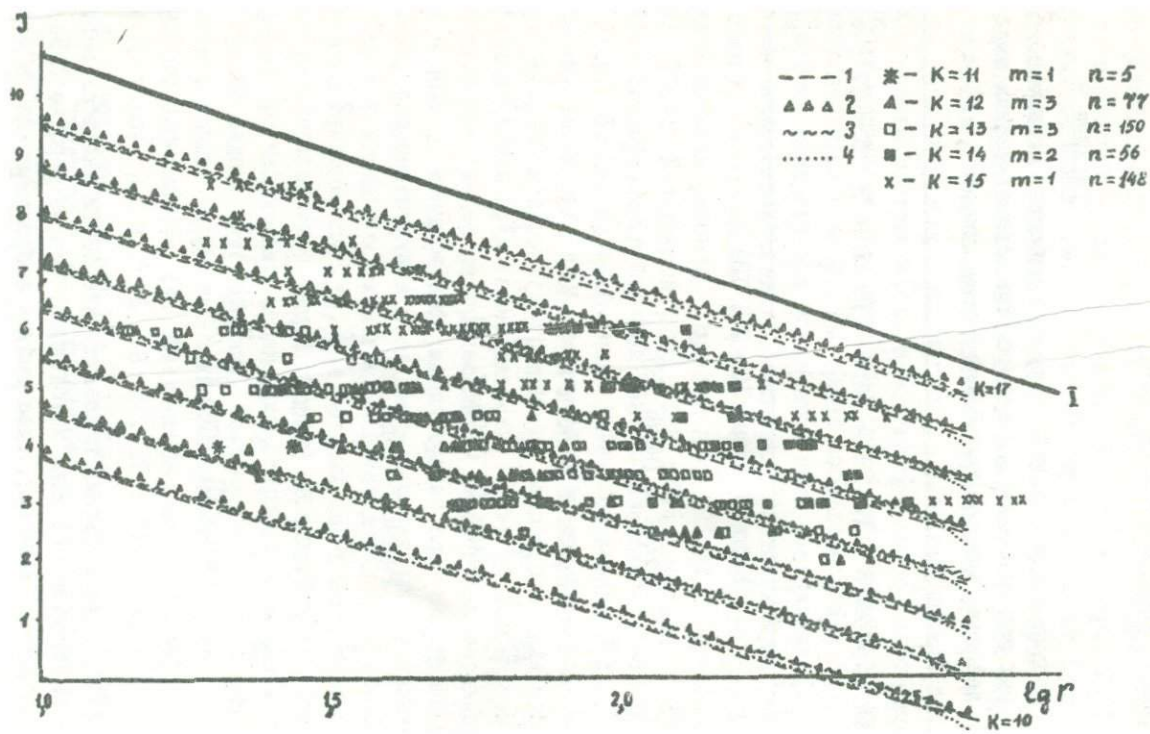
параметров обоих видов моделей с определением макросейсмических координат гипоцентров и без него.

Таблица 9

Сводка землетрясений, макросейсмические данные которых использованы для построения математических моделей поля макросейсмической интенсивности

K = II	K = I2	K = I3	K = I4	K = I5	K = I6	K = I7	Общее количество землетрясений
Район I (зоны I0, II, I2)							
I	3	3	2	I			I0
Район II (зона I3)							
2	3		I				6
Район III (зона 9)							
8	I3	7	4	4	I	I	38
Район IV (зоны 6, 8)							
5	I0	6	6		4		3I
Район V (зона I4)							
	I	I	I	I		2	6
Район VI (зоны 2, 3, 5)							
I	2	7	3	I	2		I6
Район VII (зоны 4, 7)							
II	I5	7	I	I		I	36

Итоги моделирования показали, что почти для всех районов решение по формуле Шебалина устойчивее, чем по формуле Ковеслигети, хотя последняя является более гибкой аппроксимацией. В дальнейших наших построениях при выборе модели макросейсмического поля предпочтение отдавалось формуле Шебалина.



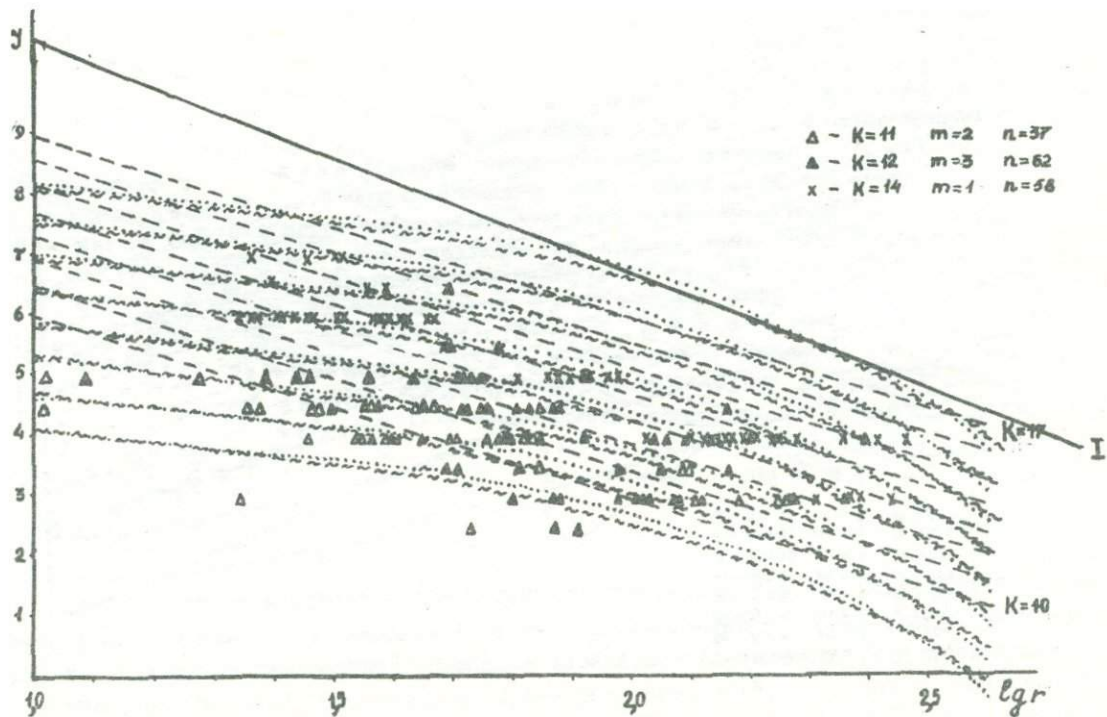
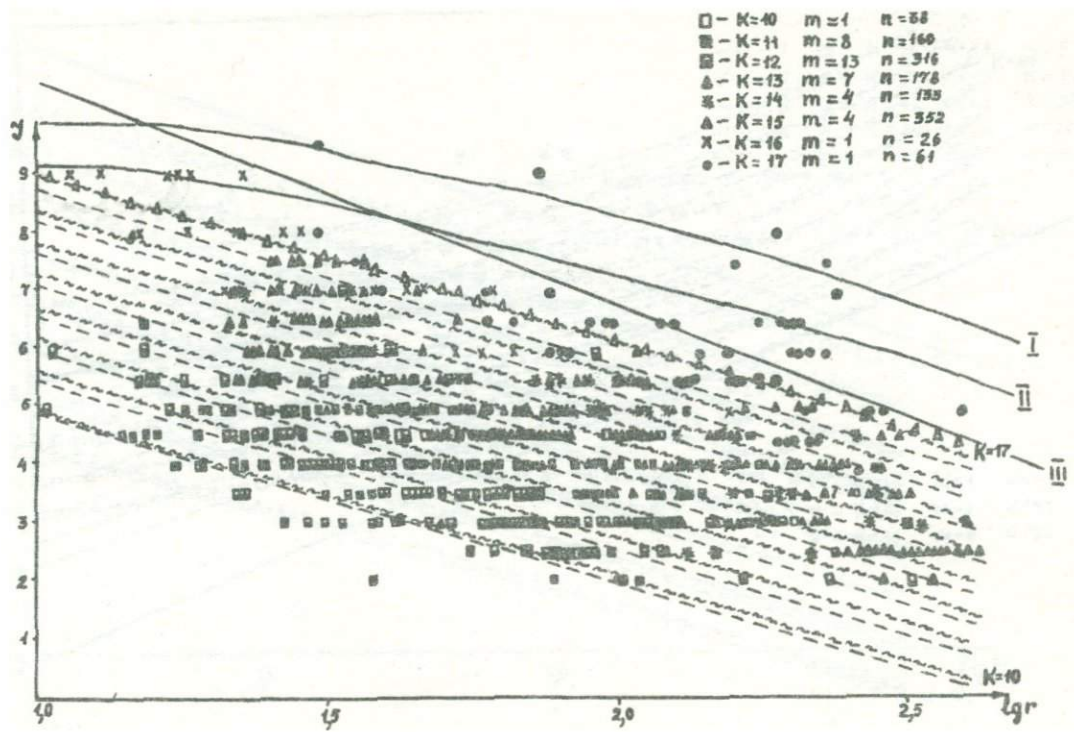


Рис. 38.



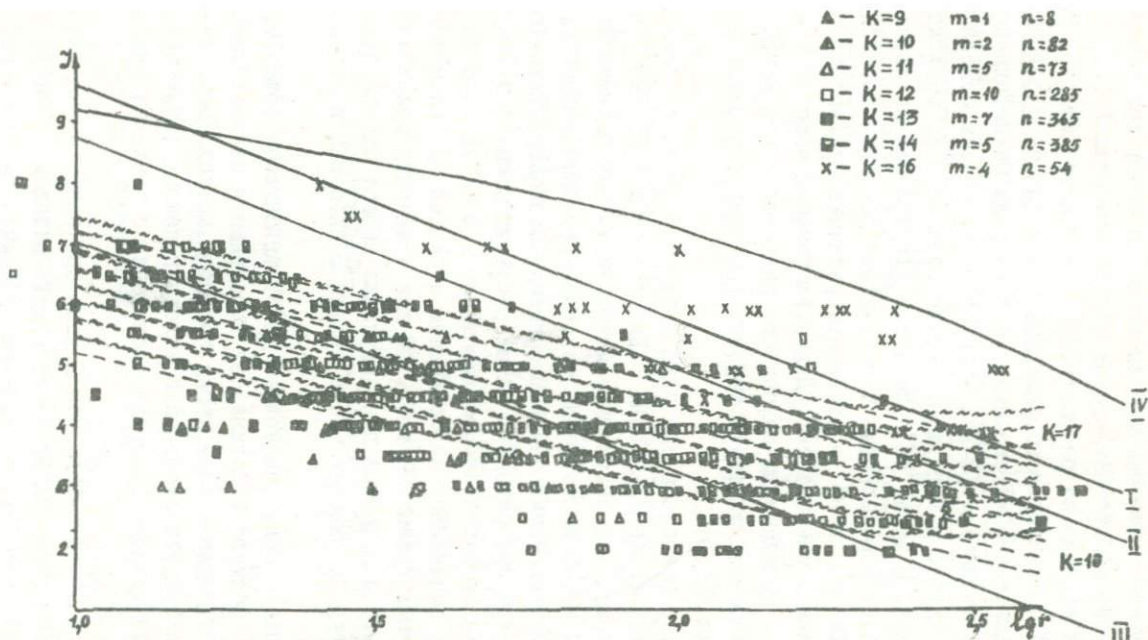


Рис.36. Модели полей макросейсмической интенсивности сотрясений для землетрясений, распределенных по районам I-IV: I-модель Шебалина, рассчитанная с учетом определения макросейсмических координат гипоцентров; 2-модель Шебалина, установленная без определения макросейсмических координат гипоцентров; 3, 4-модели Ковеслигети для тех же случаев; K-энергетический класс землетрясений; n_K -количество землетрясений класса K; n -количество наблюдаемых точек для n_K землетрясений класса K

На рис. 38 в системе координат $(\lg r, \mathcal{I})$ нанесена исходная макросейсмическая информация для землетрясений, привлеченных к моделированию макросейсмических полей в районах I-IV.

Остановимся коротко на рассмотрении полученных моделей. Район I (рис. 38, а). Множество наблюдаемых точек для него довольно равномерно заполняет рассматриваемый интервал гипоцентральных расстояний в диапазоне $K = 12-15$. Между теоретическими моделями, полученными для одного и того же значения параметра K , расхождение незначительное. В табл. 10 приводятся функциональные выражения этих моделей, определенные в результате решения обратной задачи, и значения σ_1 и σ - среднеквадратичные отклонения отдельного измерения и результата. Для всех четырех моделей значения σ_1 и σ практически совпадают, различие в положении четырех теоретических кривых на рисунке для одного параметра K меньше значения σ_1 .

На рис. 38, а приведена еще одна модель (сплошная линия I) для $K = 17$, определенная Ильясовым (Джанузакон и др., 1980) на основании наблюдений над затуханием макросейсмической интенсивности сотрясений вдоль простирания основных геологических структур, вызванных сильнейшими землетрясениями Северного Тянь-Шаня. Отсутствие этой информации в наших расчетах привело к тому, что экстраполяция результатов моделирования в область высоких значений K дала заниженное по сравнению с линией I положение наших теоретических кривых. В табл. 10 для сравнения приведена модель Б.Ильясова, полученная для затухания вкрест простирания тех же геоструктур; в скобках даны модели Б.Ильясова в магнитудной форме.

Район II. Модели получены только для трех случаев (рис. 38, б). Моделирование по формуле Шебалина без определения макросейсмических координат привело к абсурдному решению, по-видимому, из-за статистической непредставительности исходных данных (см. табл. 9): для расчетов привлекались в основном сведения о землетрясениях с $K = 11-12$.

На рис. 38, б сплошной линией I дана еще одна кривая для $K = 17$, рассчитанная по среднеазиатской модели Шебалина (1968), установленной по результатам обследований сильных землетрясений (табл. 10, район II, последнее выражение; в скобках - та же модель в магнитудной форме).

Таблица 10

Сводка моделей полей макросейсмической интенсивности сотрясений, установленных для квазиоднородных зон

Район:	Тип модели	Модель
1	2	3
I	(79а) с определением макросейсмических гипоцентров (МГ)	$\mathcal{I} = 0,722 \text{ К} - 3,0032 \lg r + 0,3233$ $\sigma_1 = 0,532; \sigma = 0,025$
	(79а) без определения МГ	$\mathcal{I} = 0,764 \text{ К} - 3,0142 \lg r - 0,203$ $\sigma_1 = 0,556; \sigma = 0,026$
	(79б) с определением МГ	$\mathcal{I} = 0,712 \text{ К} - 3,0787 \lg r + 0,00055 r + 0,5384$ $\sigma_1 = 0,532; \sigma = 0,025$
	(79б) без определения МГ	$\mathcal{I} = 0,768 \text{ К} - 2,7455 \lg r - 0,00117 r + 0,6388$ $\sigma_1 = 0,549 \quad \sigma = 0,026$
	(79а) - модели построены Ильясовым для Северной Киргизии	$\mathcal{I} = 0,8333 \text{ К} - 3,4 \lg r - 0,0333$ (вдоль простирания структур) ($\mathcal{I} = 1,5 \text{ М} - 3,4 \lg r + 3,3$) $\mathcal{I} = 0,8333 \text{ К} - 4,5 \lg r + 1,0667$ (вкрас простирания структур) ($\mathcal{I} = 1,5 \text{ М} - 4,5 \lg r + 4,4$)
II	(79а) с определением МГ	$\mathcal{I} = 0,431 \text{ К} - 2,9764 \lg r + 4,6365$ $\sigma_1 = 0,516; \sigma = 0,037$
	(79а) без определения МГ	Решения нет
	(79б) с определением МГ	$\mathcal{I} = 0,5704 \text{ К} - 0,5626 \lg r - 0,089 r - 0,973$
	(79б) без определения МГ	$\mathcal{I} = 0,5374 \text{ К} - 1,0948 \lg r - 0,00673 r + 0,2569$ $\sigma_1 = 0,747; \sigma = 0,053$
	(79а) - среднеазиатская модель Шебалина	$\mathcal{I} = 0,8333 \text{ К} - 3,8 \lg r + 0,06667$ ($\mathcal{I} = 1,5 \text{ М} - 3,8 \lg r + 3,4$)

I :	2	:	3
III	(79a) с определением МГ	$\mathcal{Y} = 0,5438$	$K - 2,941 \lg r + 2,3957$ $\mathcal{C}_1 = 0,635; \mathcal{C} = 0,020$
	(79a) без определения МГ	$\mathcal{Y} = 0,5795$	$K - 2,839 \lg r + 1,9522$ $\mathcal{C}_1 = 0,720; \mathcal{C} = 0,022$
	(79б) с определением МГ	$\mathcal{Y} = 0,5448$	$K - 2,628 \lg r - 0,00116 r + 2,1743$ $\mathcal{C}_1 = 0,635; \mathcal{C} = 0,020$
	(79б) без определения МГ	$\mathcal{Y} = 0,5845$	$K - 2,444 \lg r - 0,00166 r + 1,3196$ $\mathcal{C}_1 = 0,717; \mathcal{C} = 0,022$
	(79б) модель Сейду- зовой для Восточно- го Узбекистана	$\mathcal{Y} = 0,8333$	$K - 1,682 \lg r - 0,00333 r - 2,3733$ $(\mathcal{Y} = 1,5 \text{ M } - 1,682 \lg r - 0,00333 r + 0,96)$
IV.	(79a) с определением МГ	$\mathcal{Y} = 0,2706$	$K - 2,15 \lg r + 4,65$ $\mathcal{C}_1 = 0,662; \mathcal{C} = 0,018$
	(79a) без определения МГ	$\mathcal{Y} = 0,2884$	$K - 2,2796 \lg r + 4,665$ $\mathcal{C}_1 = 0,689; \mathcal{C} = 0,019$
	(79б) с определением МГ	$\mathcal{Y} = 0,2958$	$K - 2,8714 \lg r + 0,00373 r + 5,3018$ $\mathcal{C}_1 = 0,679; \mathcal{C} = 0,019$
	(79б) без определения МГ	$\mathcal{Y} = 0,2836$	$K - 2,8234 \lg r + 0,00347 r + 5,4023$ $\mathcal{C}_1 = 0,719; \mathcal{C} = 0,020$
V	(79a) с определением МГ	$\mathcal{Y} = 0,3245$	$K - 3,0092 \lg r + 7,0094$ $\mathcal{C}_1 = 0,414; \mathcal{C} = 0,014$
	(79a) без определения МГ	$\mathcal{Y} = 0,381$	$K - 2,8282 \lg r + 5,5795$ $\mathcal{C}_1 = 0,519; \mathcal{C} = 0,018$
	(79б) с определением МГ	$\mathcal{Y} = 0,3469$	$K - 2,2269 \lg r - 0,00187 r + 5,2918$ $\mathcal{C}_1 = 0,420; \mathcal{C} = 0,014$
	(79б) без определения МГ	$\mathcal{Y} = 0,3877$	$K - 2,3677 \lg r - 0,00124 r + 4,717$ $\mathcal{C}_1 = 0,516; \mathcal{C} = 0,018$

I :	2	:	3
VI (79a) с определением	$\mathcal{J}=0,4106$	K -1,7754	$\lg r + 1,7503$
MG		$\sigma_1 = 0,665$;	$\sigma = 0,040$
(79a) без определения	$\mathcal{J}=0,4556$	K -1,8393	$\lg r + 1,2777$
MG		$\sigma_1 = 0,679$;	$\sigma = 0,041$
(79б) с определением	$\mathcal{J}=0,402$	K -1,4284	$\lg r - 0,00133r + 1,2215$
MG		$\sigma_1 = 0,678$;	$\sigma = 0,040$
(79б) без определения	$\mathcal{J}=0,4573$	K -1,3605	$\lg r - 0,00206r + 0,6056$
MG		$\sigma_1 = 0,672$;	$\sigma = 0,040$
VII (79a) с определением	$\mathcal{J}=0,8549$	K -2,4304	$\lg r - 2,5662$
MG		$\sigma_1 = 0,848$;	$\sigma = 0,024$
(79a) без определения	$\mathcal{J}=0,8038$	K -2,2084	$\lg r - 2,3417$
MG		$\sigma_1 = 0,891$;	$\sigma = 0,025$
(79б) с определением	$\mathcal{J}=0,8395$	K -2,4	$\lg r + 0,00046r - 2,4778$
MG		$\sigma_1 = 0,838$;	$\sigma = 0,024$
(79б) без определения	$\mathcal{J}=0,803$	K -2,3937	$\lg r + 0,0013r - 2,1211$
MG		$\sigma_1 = 0,893$;	$\sigma = 0,025$

Сравнение теоретических кривых, построенных по нашим моделям, показывает, что они значительно различаются. С моделью Шебадина для Средней Азии приблизительно совпадают только модели (79б) и то в интервале расстояний 80–250 км. Несмотря на это, модели, полученные нами для района II, более соответствуют реальной ситуации, чем среднеазиатская модель Шебадина, так как по итоговой карте максимальных возможных землетрясений (рис. 30) на значительной части территории района II могут происходить землетрясения только с $K \leq 13-14$.

Район III. Здесь по карте K_{\max} выделены области значительных размеров с $K_{\max} = 16$ и 17. Однако при составлении множества точек с макросейсмическими данными общим количеством 1264 в него были включены сведения только об одном землетрясении с $K = 16$ (26 точек) и одном с $K = 17$ (61 точка). Такая неравномерность исход-

ных данных для разных значений K в статистике привела к искаженному эффекту распространения сотрясений от сильных землетрясений при расчетах (рис. 38, в; табл. 10, район Ш). Прерывистые линии на рис. 38, в — модели (79 а, б) с определением макросейсмических координат. Из-за приблизительного совпадения для двух остальных случаев результаты расчета на графике не представлены. Сплошные линии I и II — модель Ковеслигети для значений $K = I7$ и $I6$ (табл. 10, район Ш, последняя формула), построенная С.С. Сейдузовой (1979 а). Она отражает закономерности затухания балльности вдоль направления основных структур Чаткало-Кураминской горной системы. Видно, что эта модель в среднем занижает эффект затухания балльности для зоны 9.

Линия III на рис. 38, в построена по среднеазиатской модели Шебалина для $K = I7$. Значение G_1 для этой кривой равно 0,93 для всего множества точек $G_1 = 0,720$. Таким образом, все построения для района Ш свидетельствуют о том, что ни одна из рассмотренных моделей не удовлетворяет наблюдаемой ситуации в зоне 9.

Для зон 6 и 8 (район IV), как и в случае зоны 9, сильные события ($K = I6$) при общем количестве 1252 точки представлены только 54 точками. Поэтому результаты моделирования получились идентичными (рис. 38, г). Чтобы не перегружать рисунок, на него нанесены только кривые, рассчитанные с определением макросейсмических координат гипоцентров (табл. 10, район IV, первая и третья формулы).

Рассматривая кривые модели (79б) — волнистые линии на рис. 38, г) — можно увидеть, что примерно в области точки $r = 350$ км у них наступает минимум и далее с увеличением значений r кривые поворачивают вверх. Такое неестественное поведение кривых объясняется результатом решения обратной задачи: параметр модели (79б), связанный с параметром λ , оказался отрицательным. Подобное решение получено для района I (табл. 10, район I, третья формула).

Сплошные линии I—III на рис. 38, г — среднеазиатская модель Шебалина для $K = I6$, $I5$ и $I3$ соответственно, линия IV — модель Сейдузовой для $K = I6$. Сравнивая расположение всех теоретических кривых относительно наблюдаемых точек, следует отметить, что ни одна из моделей, за исключением среднеазиатской модели Шебалина для больших энергетических классов, не описывает удовлетворитель-

но данное поле макросейсмической интенсивности сотрясений.

По остальным трем районам У-УП приведем краткое описание результатов моделирования без ссылок на соответствующий иллюстративный материал.

Район У, западная часть исследуемого региона. Множество точек с наблюдаемой балльностью для района оказалось состоящим из большого числа точек (730), полученных при обследовании последствий двух разрушительных Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. ($K = 17$), всего 9 точек землетрясения с $K = 15$, 131 точки землетрясений с $K = 13$ и 14, 15 точек землетрясений с $K = 10$ и 12. Неравномерность исходных данных для разных энергетических классов, но теперь уже в противоположность двум предыдущим случаям со значительным перевесом данных для максимального класса $K = 17$, также отразилась на результатах моделирования (табл. 10, район У). В итоге из семейств теоретических кривых только кривые с $K = 17$ удовлетворительно аппроксимируют подмножество точек с $K = 17$.

Район VI. Множество точек составлено по фрагментарным сведениям о балльности, полученным в среднем в 20 точках по каждому землетрясению. Исключение составляют два землетрясения с $K = 16$: в одном случае - 64 точки, в другом - только 4. Кроме того, для близких расстояний r по существу нет точек, представляющих большие землетрясения ($K = 14-16$). По-видимому, это обстоятельство и фрагментарность макросейсмических сведений повлияли на то, что созданные на их основе модели (79 а, б) (табл. 10, район VI) также мало отвечают реальным условиям.

Район УП. Среди наблюдаемых пунктов есть точки с $K = 17$ (Каратагское землетрясение 1907 г.). Моделирование по формуле (79б) привело, как и в случае районов I и IV, к инверсии знака у коэффициента при переменной r и потому его результаты нами в дальнейшем не рассматривались. Кривые, смоделированные по (79а), аппроксимируют наблюдаемые точки удовлетворительно.

Соответствие нашей модели (79а) наблюдаемому макросейсмическому полю подтверждают данные таджикских сейсмологов (Бабаев и др., 1980). С учетом круговой формы теоретических изосейст, предопределенной моделью (79а), данные таджикских сейсмологов неплохо согласуются с расчетами по нашей модели. Среднеазиатская модель Шебадина для аппроксимации макросейсмического поля в рай-

оне УП не подходит.

По итогам проведенного моделирования можно сделать следующее заключение. Построенные нами теоретические модели макросейсмических полей для отдельных областей региона только в половине случаев удовлетворительно согласуются с наблюдениями, прежде всего в области небольших значений энергетических классов. Причиной этого главным образом является различная статистическая представительность сведений о балльности для больших и малых землетрясений. При создании макросейсмической программы для ЭВМ (Ризниченко, Сейдузова, Матасова, 1977) предполагалось, что возможности ЭВМ позволят привлечь к одновременной обработке все имеющиеся в распоряжении данные по макросейсмике, в том числе и многочисленные фрагментарные (по несколько точек на одно землетрясение) сведения, и таким образом получить надежные средние значения параметров моделей.

Результаты настоящих исследований поставили под сомнение последний вывод. Из-за малого объема информации о сильных событиях полученные теоретические зависимости не моделируют процесс затухания балльности с расстоянием для них. Так как конечной целью всех наших исследований являются расчеты количественных оценок сейсмической опасности, которая прежде всего провоцируется сильными событиями, то и моделирование макросейсмического поля, являющееся промежуточным этапом в процессе получения этих оценок, должно быть направлено на построение моделей, соответствующих сильным землетрясениям.

Функциональные зависимости (79а,б), выбранные нами в качестве макросейсмических моделей, обеспечивают круговую форму теоретических изосейст. Вместе с тем почти для всех землетрясений нашего региона изосейсты, построенные в итоге макросейсмических исследований, имеют форму, подобную эллипсу (рис. 35). Одной из задач, которые предстояло выполнить в ходе дальнейших исследований, кроме создания представительного множества данных макросейсмических наблюдений, в первую очередь для землетрясений больших энергетических классов, является разработка такой макросейсмической модели, которая одновременно учитывала бы не только некруговую форму изосейст, но и их ориентацию на площади.

Учет эллиптической формы изосейст произвольной ориентации при построении моделей макросейсмического поля

О подобии геометрической формы наблюдаемых изосейст эллипсу можно судить по ситуации, представленной на рис. 35. Из анализа расположения изосейст на сводной карте, их ориентации по площади следует, что на основной части территории почти все изосейсты вытянуты в субширотном направлении и с юго-запада на северо-восток. Главные геологические структуры, за исключением Ферганского разлома и Ферганского хребта, имеют то же простирание. Этот факт подтверждает установленную почти во всех сейсмоактивных зонах общую закономерность о соответствии ориентации отличных по форме от окружности изосейст ощутимых и сильных землетрясений и основных геоструктур на площади.

Вопрос о необходимости перехода к теоретическим изосейстам, по форме близким к наблюдаемым в исследуемой области, в частности, подобным эллипсу, ставился еще Ю.В.Ризниченко (1985). Им же были сформулированы основные принципы подхода к постановке и решению проблемы анализа и синтеза изосейст.

В расчетах и картировании сотрясаемости эллиптическая форма изосейст уже применялась, но подход к этому был в основном не формализованным (Сейдузова и др., 1979а,б; Джанузакوف и др., 1980; Бабаев и др., 1980).

Впервые формализованный подход к использованию эллиптической формы изосейст в расчетах сотрясаемости реализован в работе Л. Альвареса, В.И.Бунэ (1985). Однако здесь формализация дается не единым процессом, а поэтапно.

Отличие от Л.Альвареса, В.И.Бунэ (1985), преобразование окружности в эллипс введено нами непосредственно в модели Блейка-Шебадина и Ковеслигети. В результате в моделях появился дополнительный аргумент φ . Таким образом, вместо функций типа (80) (см. (77)-(78))

$$y = y(\kappa, r) \quad (80)$$

макросейсмическое поле теперь моделируется функциями

$$y = y(\kappa, r, \varphi), \quad (81)$$

где аргумент φ представляет собой угол между большой осью эллипса аппроксимирующего изосейсты конкретного землетрясения и направлением эпицентр - точка наблюдения. Кроме того, в модель вошла еще одна величина φ_0 - угол между горизонтальной осью на плоскости, направленной по широте, и большой осью эллипса. Для отдельного землетрясения $\varphi_0 = const$. При конкретном моделировании макросейсмического поля по заданному множеству наблюдаемых событий угол φ_0 для каждого землетрясения, входящего в это множество, должен определяться в процессе решения из условий наилучшей сходимости экспериментальных данных и результатов расчета.

Для апробации разработанной модели (8I) и соответствующей программы на ЭВМ мы составили множество экспериментальных точек для 15 сильных и ощутимых землетрясений Восточного Узбекистана и 7 землетрясений смежных районов.

На рис. 39, а-г показано поле макросейсмической интенсивности, построенное по совокупности точек для $\mathcal{Y} = 6-9$ баллов следующим образом. Для изосейст каждого из 22 землетрясений "на глаз" проводились большая и малая оси эллипса. Затем точки из разных квадрантов, образовавшихся при проведении осей эллипса, отображались на плоскость квадранта I и переносились на сводные графики 39 для каждого балла отдельно. Графики на рисунке даны в прямоугольной системе координат, по горизонтальной и вертикальной осям направлены соответственно большая и малая оси эллипса. Параметром макросейсмических полей здесь служит энергетический класс землетрясения K.

После определения параметров модели (8I) мы провели расчет теоретических изосейст (рис. 39, сплошные линии). Для данного расчета использовалась модификация модели Блейка-Шебалина. Соответствие теоретических изосейст полям наблюдаемых точек в принципе оказалось неплохим, причем, чем статистически представительнее поле (в нашем случае, чем меньше значение его интенсивности), тем оно становится лучше (рис. 39, в, г). В пользу целесообразности выбора эллиптической формы изосейст свидетельствует и само расположение наблюдаемых точек на графике. В результате отнесения их в один квадрант тенденция тяготения к распределению точек с $\mathcal{Y} = const$ по эллипсу подтвердилась.

При анализе ситуации на рис. 39 необходимо остановиться еще на одном факте. Для $\mathcal{Y} = 9$ и 8 баллов (рис. 39, а, б) большая

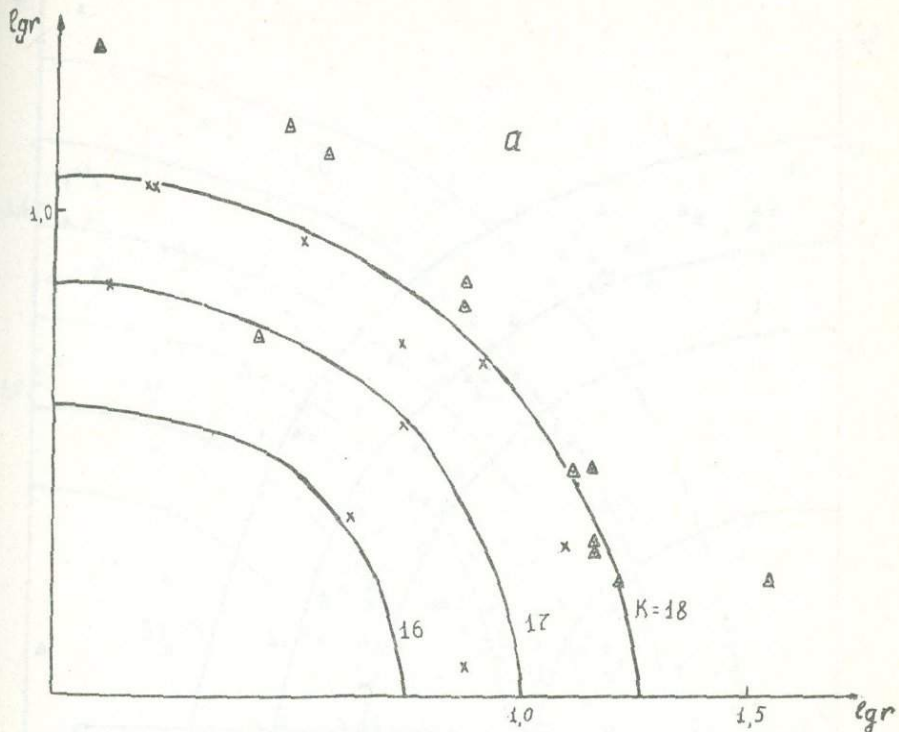
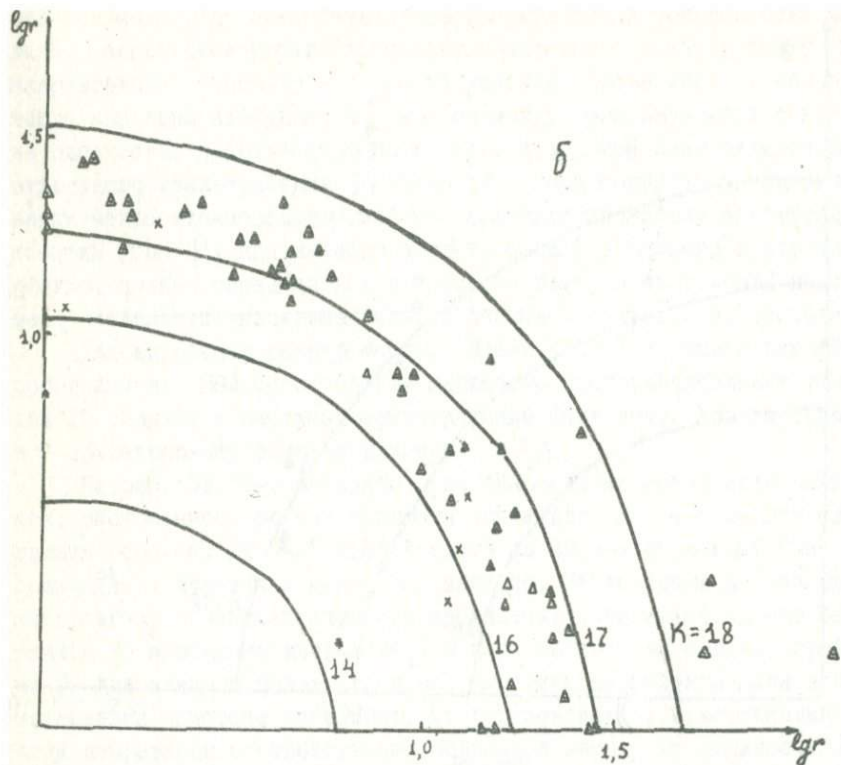


Рис. 39,

часть наблюдаемых точек оказалась расположенной с "внешней стороны" теоретических изосейст в противоположность насыщенным наблюдаемыми точками полям для $\mathcal{Y} = 7$ и 6 баллов (рис. 39, в, г). Можно предположить, что использование в нашем моделировании зависимостей формы и размеров изосейст от величины землетрясения и глубины его очага, установленных К.М. Мирзоевым, Р.У. Джуреевым (1985), приведет к полной согласованности результатов расчета и наблюдений.

Об эффективности проведенного нами моделирования можно судить и по рис. 40, на котором показаны точки с наблюдаемой балльностью и построенные по ним общепринятым способом изосейсты для трех землетрясений Узбекистана. Здесь штрихами нанесены большие



оси эллипсов, проведенные нами "на глаз", сплошными прямыми - оси, угол наклона которых к широте φ_0 определен в результате решения обратной задачи. Сходимость результатов наблюдения и расчета хорошая, что подтверждает правильность полученного решения.

Для дальнейшего совершенствования моделирования необходимо создание единых моделей, учитывающих одновременно эллиптическую форму изосейст произвольной ориентации, зависимость формы и размеров изосейст от величины землетрясения и глубины его очага.

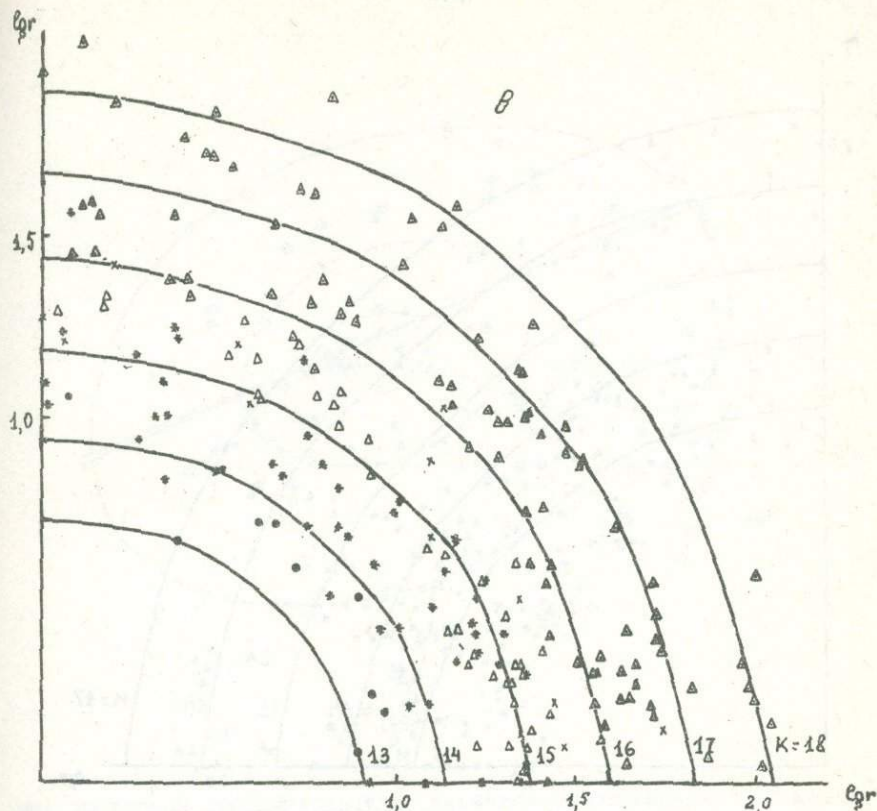


Рис. 39.

Зависимость размеров главных осей эллиптических изосейст от глубины и энергии очагов землетрясений

С целью установления зависимостей размеров главных осей эллиптических изосейст и величины их отношения от глубины и энергии очагов землетрясений мы использовали результаты таджикских сейсмологов, полученные на основе макросейсмических данных сильных землетрясений Таджикистана (Мирзоев, Джураев, 1985), а также экспериментальные данные макросейсмических обследований, собранные многими ведущими сейсмологами для территории Узбекистана.

На первом этапе для качественной оценки общего эффекта затухания интенсивности сотрясений по всей совокупности имеющихся дан-

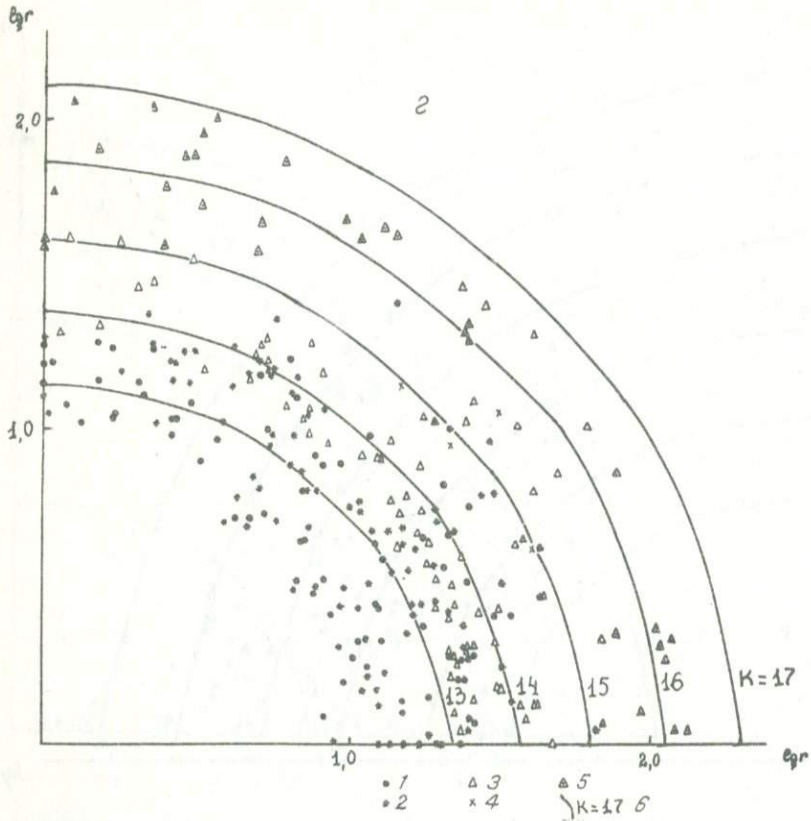


Рис. 39. Наблюдаемые поля макросейсмической интенсивности $\mathcal{I} = 9$ (а), 8 (б), 7 (в), 6 баллов (г), построенные по совокупности точек, отображенных на плоскость первого квадранта эллипса:

1 - для землетрясений энергетического класса $K = I3$; 2 - $I4$; 3 - $I5$; 4 - $I6$; 5 - $I7$; 6 - теоретические изосейсты соответствующего балла, параметр семейства теоретических изосейст - энергетический класс K

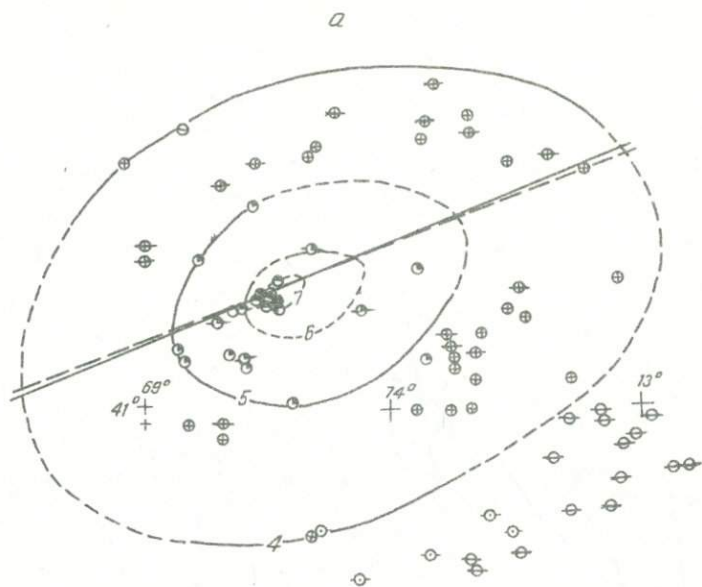
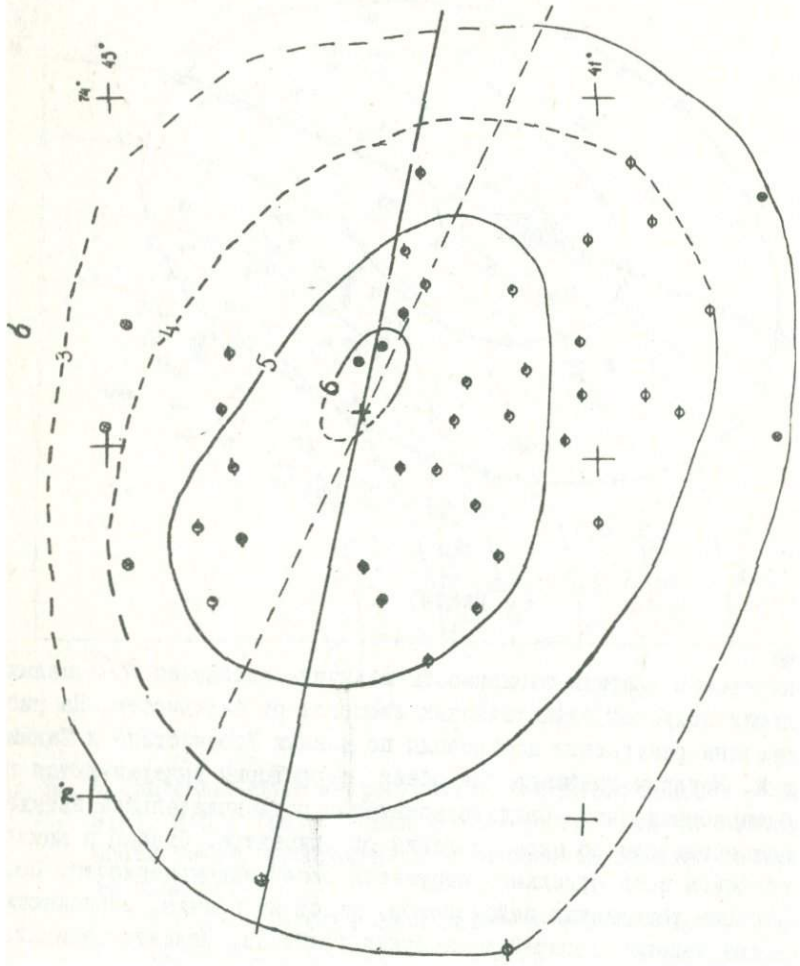


Рис. 40.

ных построены графики зависимости величины отношения a/b малых и больших полуосей эллиптических изосейст от балльности. На рис. 4I показаны результаты построения по данным Узбекистана и Таджикистана. Наклоны графиков для обеих территорий выдерживаются почти одинаковыми, что свидетельствует о последовательном затухании интенсивности по мере удаления от эпицентра. Однако в наклонах графиков есть отдельные нарушения общей закономерности. По утверждению таджикских сейсмологов, одной из причин, объясняющих нарушение закономерностей в наклонах графиков, является влияние механизма очага (Москвина, Соболева, 1973).

Для изучения влияния глубины очагов землетрясений на характер затухания интенсивности сотрясений устанавливалась зависимость величины отношения малых и больших полуосей эллиптических изосейст a/b от глубины (рис. 42). Из рис. 42 следует, что несмотря на разброс точек, для нашей и таджикской совокупностей можно про-



B

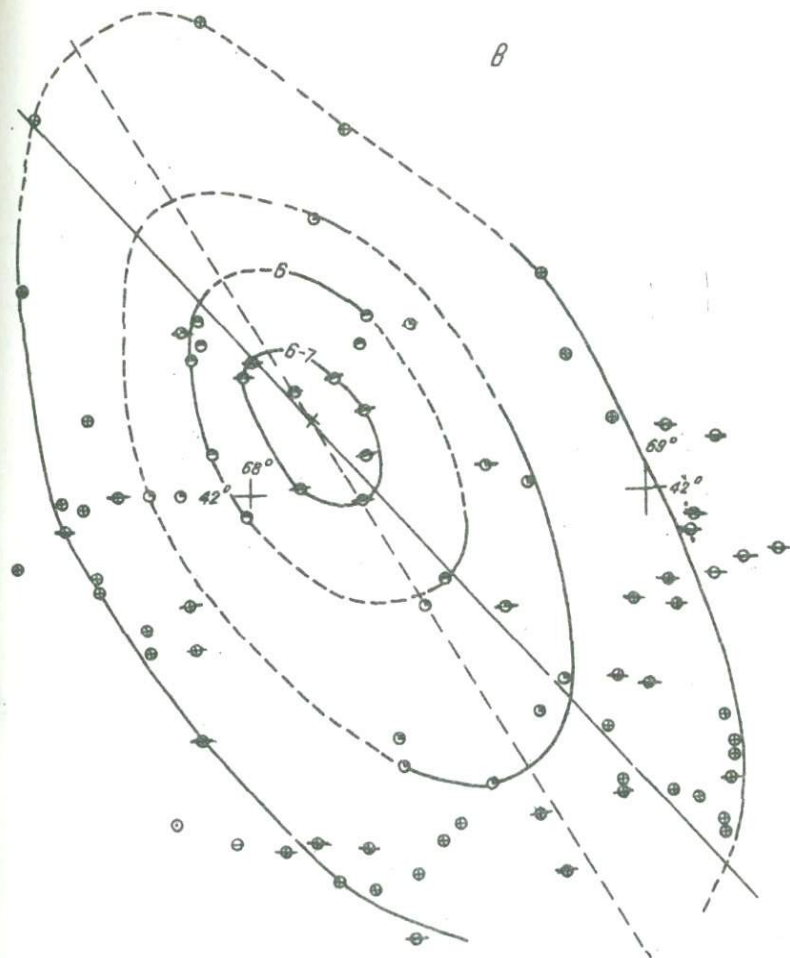


Рис. 40. Карты изосейст трех землетрясений Узбекистана:
 а - 24 октября 1959 г., $\varphi = 41,67^\circ$, $\lambda = 70,0^\circ$;
 б - 28 октября 1971 г., $\varphi = 41,96^\circ$, $\lambda = 72,25^\circ$; в -
 13 марта 1968 г., $\varphi = 42,43^\circ$, $\lambda = 66,47^\circ$ (штриховая
 линия - большая ось эллипса, проведенная в соответствии
 с наблюдаемой формой изосейст, сплошная линия - большая
 ось эллипса, определенная в процессе моделирования)

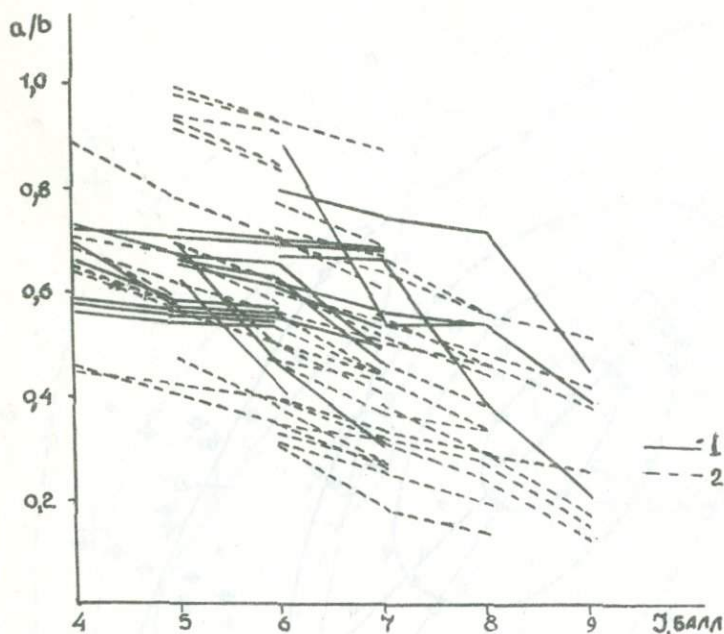


Рис. 41. Зависимость отношения полуосей эллиптических изосейст a/b от балльности γ :
 1 — данные по Узбекистану; 2 — по Таджикистану

вести единую аппроксимирующую кривую параболического вида (сплошная кривая).

Подобные графики строились для изосейст всех баллов, которые затем по примеру таджикских сейсмологов сводились в общую номограмму. Определенные по номограмме глубины оказались в отдельных случаях близкими по значению к глубинам, найденным инструментальным путем (табл. II, графа $H_{\text{макр}}$). Для некоторых землетрясений есть значительные расхождения, например, для землетрясений Западного Узбекистана 28 октября 1971 г. (табл. II, № 7, 9, II, I2) и Кайракумского 13 октября 1985 г. (рис. 42, табл. II, № 4, I3).

Таблица II

Параметры землетрясений, использованных в исследовании

Но- мер	Дата	Координаты очага		Глубина очага		M	a_9/b_9	a_8/b_8	a_7/b_7	a_6/b_6	a_5/b_5	a_4/b_4	Примечание
		φ	λ	$H_{инст}$	$H_{макр}$								
1	16.12.1902	40,8	72,3	9	13	6,4	0,39	0,54	0,56	0,62			Андижанское
2	2.11.1946	41,9	72,0	30	22	7,5	0,22	0,38	0,66	0,67			Чаткальское
3	24.10.1959	41,67	70,00	13	11	5,7			0,57	0,58	0,70		Бричмуллинское
4	28.10.1971	41,96	72,25	17	5	5,6			0,41	0,63			
5	31.01.1977	40,08	70,87	25	21	6,1		0,49	0,66	0,67	0,73		Исфара-Баткенское
6	18.12.1937	42,1	70,9	25	15	6,5		0,47	0,53	0,61	0,62		Покемское
7	5.07.1935	38,29	67,39	18	6	6,2		0,30	0,46	0,70			Байсуновское
8	25.09.1965	41,54	74,99	10	11	5,1			0,57	0,59	0,67		Сонкульское
9	13.03.1968	42,43	66,47	25	11	5,1			0,55	0,57	0,59		Кзылкумское
10	10.05.1971	43,00	71,3	20	20	5,7		0,47	0,63	0,66			Джамбульское
11	8.04.1976	40,4	63,5	20	11	7,2		0,53	0,54	0,89			Газлийское
12	17.05.1976	40,4	63,42	26	6	7,2	0,45	0,72	0,74	0,80			Газлийское
13	13.10.1985	40,28	69,80	10	34	6,1			0,69	0,70	0,72		Кайраккумское
14	3.08.1962	40,92	73,24	18	24	5,4		0,68	0,69	0,71	0,72		Маркыйское
15	19.01.1970	41,00	69,2	14	10	4,6			0,54	0,55	0,57		Пскентское

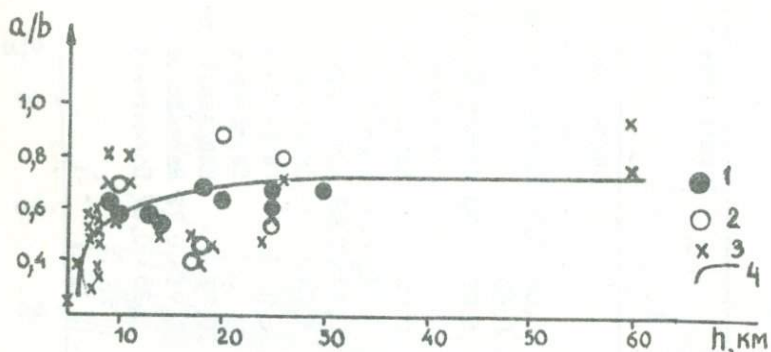


Рис. 42. Зависимость отношения полуосей эллиптических изосейст a/b от глубины очагов землетрясений h для интенсивности $\mathcal{Y} = 6$ баллов:

I — данные по Узбекистану; 2 — по Узбекистану, характеризующиеся большими отклонениями от средних значений; 3 — данные по Таджикистану; 4 — осредняющая кривая

Для выявления особенностей затухания интенсивности землетрясений в зависимости от района их возникновения весь имеющийся экспериментальный материал по примеру таджикских сейсмологов мы сгруппировали по интервалам глубин (h), но из-за малого количества землетрясений это сделано только для Восточного Узбекистана: 8–10, 11–19, 20–30 км. Четыре землетрясения Западного Узбекистана составили одну группу с интервалом глубин 18–25 км (табл. II, № 8, 10, 12, 13). В итоге для каждого интервала глубин найдены отдельные зависимости $2a$ и $2b$ малых и больших осей эллипса от балльности. На рис. 43 сплошными линиями представлены такие зависимости для интервала $h = 5$ –10 км. Наклоны всех графиков получились почти одинаковыми, за исключением прямой для Кайракумского землетрясения, имеющей более крутой наклон. Вероятно, сложная тектоническая обстановка, выражающаяся близостью двух глубинных разломов — Северо- и Южно-Ферганского, оказала экранирующее влияние на макросейсмическое поле этого землетрясения. В зависимости от магнитуды уровни графиков на рис. 43 получились разны-

ми. Характер этой зависимости прямой, т.е. чем больше магнитуда, тем выше соответствующий график. Распределение наших графиков среди таджикских относительно равномерное.

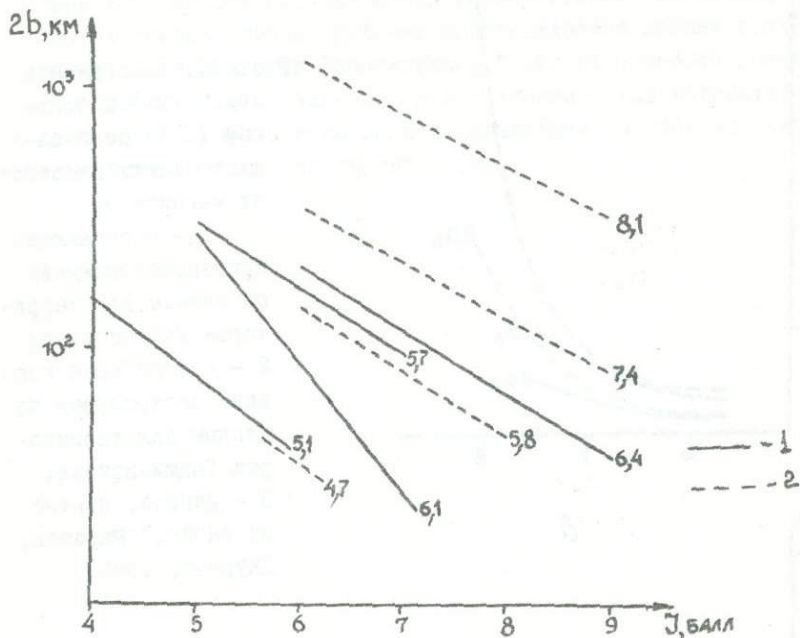


Рис. 43. Зависимость большой оси эллиптических изосейс $2b$ от балльности:

1 - данные по Узбекистану; 2 - по Таджикистану

На завершающем этапе исследований проведено построение графиков зависимостей размеров малой и большой осей 8- и 6-балльных изосейс от магнитуды $2a$ (М), $2b$ (М) (рис. 44) для территории Узбекистана и Таджикистана.

Так как в работе К.М.Мирзоева и Р.У.Джураева (1985) подобные зависимости имеются только для 8-балльных изосейс, то с целью сравнения результатов для 6 баллов нами были найдены осредняющиеся зависимости по сводным графикам таджикских авторов. На рис. 44 крестиками показаны точки, снятые с графиков этой работы, пун-

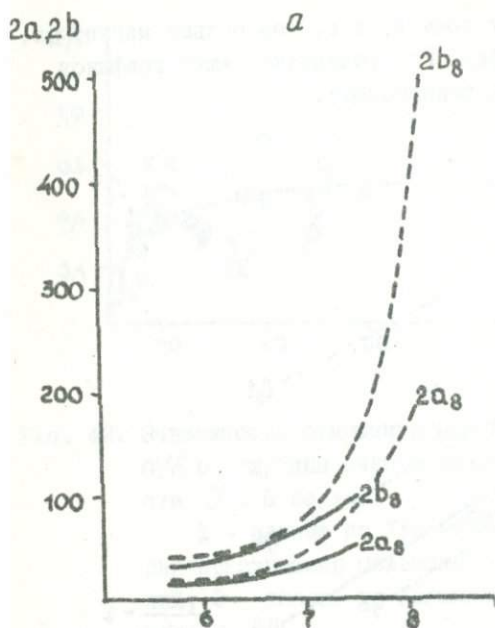
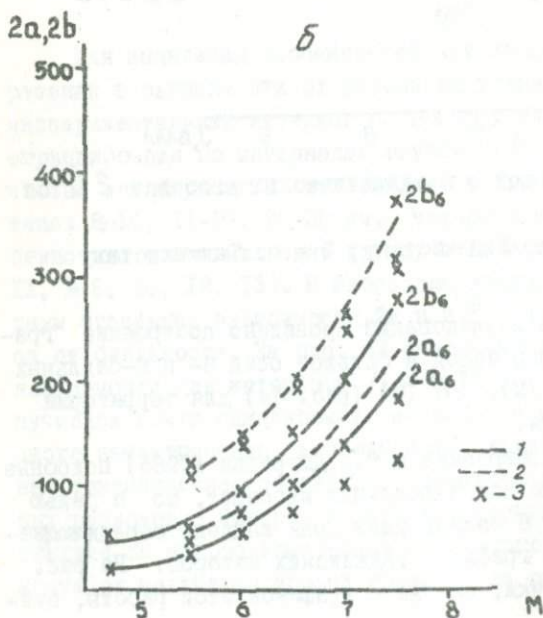


Рис. 44. Зависимость малой ($2a$) и большой ($2b$) осей эллиптических изосейст от магнитуды:

1 - осредняющая кривая, построенная по данным для территории Узбекистана;
2 - осредняющая кривая, построенная по данным для территории Таджикистана;
3 - данные, взятые из работы (Мирзоев, Джумаев, 1985)



ктивными линиями — осредняющие их кривые, полученные нами. Также, как и на предыдущих графиках, здесь отчетливо проявилась хорошая согласованность наших и таджикских данных.

Таким образом, утверждение сейсмологов Таджикистана относительно возможности использования установленных ими зависимостей в других сейсмоактивных районах подтверждается нашими исследованиями для территории Узбекистана. Результаты работы предполагается прежде всего применить для создания общей математической модели макросейсмического поля с дальнейшим выходом на количественные оценки сейсмической опасности.

ГЛАВА У. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Динамика сейсмического процесса, явления самоорганизации

Современные представления о слоисто-плито-блоковом строении и глобальной сейсмогеодинамике литосферы, а также новейшие достижения в области синергетики (Хакем, 1985; Пригожин, Стенгерс, 1986; и др.) и фрактальных структур (Mandelbrot, 1979, 1982) открывают широкие перспективы для системного подхода к изучению сейсмичности как целостного вероятностно-детерминированного процесса, протекающего в открытой диссипативной системе и взаимосвязанного на различных энергетических и пространственно-временных масштабных уровнях — очаговом, локальном, региональном и глобальном (Уломов, 1974, 1983, 1987, 1988).

Синхронизм в проявлении активных и спокойных периодов в главных сейсмоактивных поясах мира свидетельствует о существовании общеглобальных сил, деформирующих литосферу Земли и поставляющих энергию и вещество во внешнюю оболочку планеты. Вместе с тем наблюдаемые в крупных регионах относительно быстрые локальные изменения сейсмической активности в короткие исторические отрезки времени указывают на то, что в пределах самих регионов, как и во многих других многокомпонентных неравновесных диссипативных системах, могут возникать явления самоорганизации, обусловленные непрерывным притоком энергии и вещества из окружающей геофизической среды. В результате происходит перестройка существующих и образование новых сейсмогеодинамических связей в иерархии блоков земной коры и всей литосферы, что в итоге способствует формированию упорядоченных, самоподобных, фрактальных пространственно-временных и энергетических структур.

Ярким примером явлений самоорганизации служат закономерности в развитии региональных сейсмогеодинамических процессов. Из-

вестно, что наиболее сложная сейсмогеодинамическая обстановка, обуславливающая рассеянную и труднопредсказуемую внутриплитовую сейсмичность, свойственна внутриконтинентальным сейсмоактивным областям, в том числе Средней Азии. Однако, как показывают исследования, и здесь в сейсмических и геодинамических полях имеются четко выраженные элементы организации, нашедшие отражение в предложенной нами фрактальной решеточной модели сейсмического процесса (Уломов, 1987, 1988).

Еще в 60-х годах в результате изучения особенностей глубинного строения земной коры и верхней мантии Средней Азии (Уломов, 1966) нами обнаружена пространственная корреляционная связь проявлений сейсмичности с градиентом средней эффективной плотности пород литосферы и приуроченность слабых землетрясений к "гранитному" слою, а крупных очагов - к границам геоблоков, характеризующихся различными плотностными параметрами. С целью получения количественных представлений об общей направленности геодинамических "течений" в литосфере Среднеазиатского региона в 1972 г. был разработан (Уломов, 1973, 1974) специальный метод редуцирования тектонических движений всей толщи земной коры и составлены первые карты векторного поля и градиентов средней скорости горизонтальных перемещений литосферы большого региона за неоген-четвертичное время и современную эпоху (рис. 45). В результате обнаружено, что региональное поле напряжений и деформаций литосферы Средней Азии неоднородно и неоднотипно по структуре. Ему свойственны отрицательная дивергенция, указывающая на уменьшение объема коры в направлении от горных сооружений Памиро-Тянь-Шаня к Туранской плите, а также значительная положительная ротация, характеризующая вращательные и изгибные перемещения. Поле тангенциальных движений дополняет аналогичное поле, построенное для вертикальной составляющей. Территории с низкими градиентами скоростей вертикальных движений характеризуются повышенными величинами горизонтальных перемещений и наоборот. В пределах таких территорий сейсмоактивные районы совпадают с участками наибольших градиентов скоростей тангенциальных движений. Примером могут служить Восточно-Ферганская и Центрально-Кызыл-Кумская зоны, расположенные на слабо выраженных в рельефе равнинных территориях Ферганской межгорной впадины и Туранской плиты. В пределах последней в 1976 и 1984 гг. произошли три крупнейших внутриплитовых Газлийских землетрясения ($M=$

7,0; 7,3; 7,2).

Исследования показали, что различия в сейсмическом режиме, который отражает процесс деформирования и разрушения земной коры и всей литосферы в том или ином районе, обусловлены разными стадиями накопления в этих районах тектонических дефектов. Однозначное же соответствие деформаций земной коры, средних за неогенчетвертичное время, современным сейсмическим полям свидетельствует об унаследовании современными деформациями более древних тектонических движений литосферы и о детерминизме сейсмического процесса.

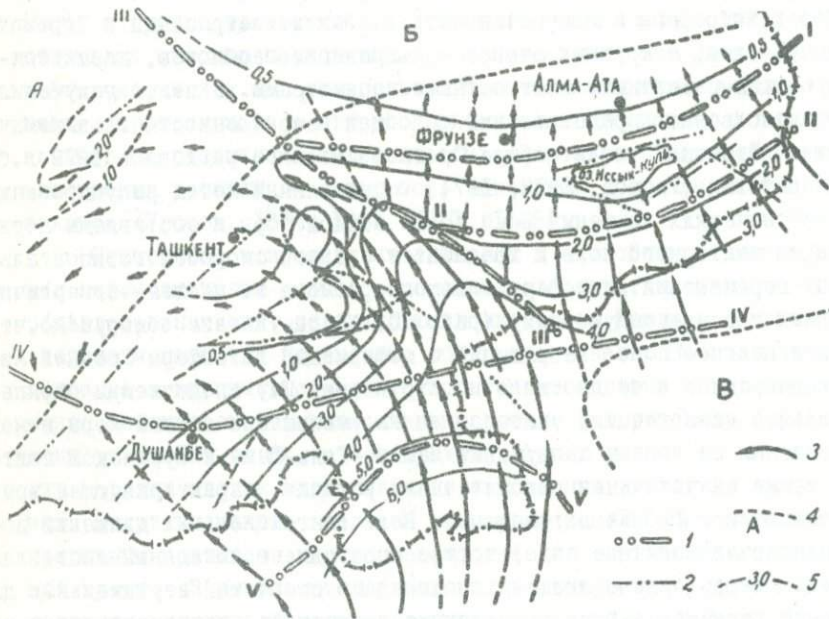


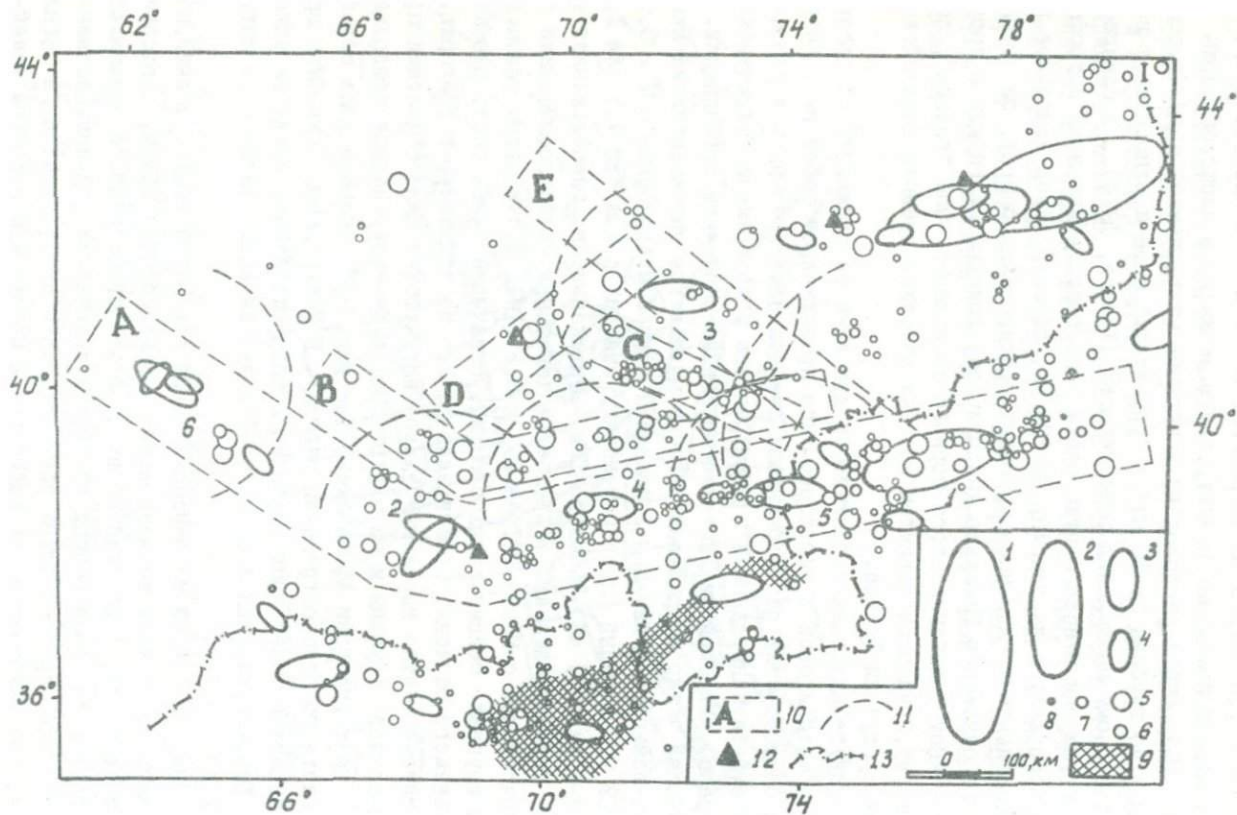
Рис. 45. Векторное поле и средние скорости горизонтальных деформаций литосферы:

I, 2-оси главных и второстепенных разломов; 3-векторы смещений; 4-условные границы орогена с Туранской плитой (слева); Центрально-Казахстанским щитом (сверху) и Таримской плитой (справа); 5-изолинии скорости горизонтальных движений

На карте очагов землетрясений с $M \geq 5,0$ Среднеазиатского региона, изображенных в натуральную величину в масштабе карты (рис. 46), очаги расположены в верхней части земной коры (в основном до глубины 25–30 км) в "гранитном" слое и относятся к внутриплитовому проявлению сейсмичности (Уломов, 1974). В Памиро-Гиндукуше они вместе с этим слоем и соответственно всей литосферой погружаются на глубину до 300 км, образуя здесь локальное континентальное гнездо промежуточных сейсмических очагов, симметричное по отношению Гималаев аналогичному фокальному гнезду в противоположном окончании этого горного сооружения. Оба "гнезда", по-видимому, являются реликтом краевых участков древней Гималайской зоны субдукции Тетиса.

Внутриплитовая сейсмичность при всей ее сложности по сравнению с межплитовой и рифтового-типа представляет собой не белый шум с хаотически расположенными очагами землетрясений, а достаточно детерминированный в пространстве и во времени сейсмический процесс. Ей свойственны ярко выраженные элементы организации. Наиболее четко в пределах региона выделяется высокоактивная Южно-Тянь-Шаньская зона. В ней известны одно землетрясение с $M = 8,0$ (1902 г.) и целый ряд сейсмических событий с M около 7,5 (№№ I, 2, 4–6 на рис. 46). Северо-Тянь-Шаньская зона, расположенная южнее городов Алма-Аты и Фрунзе и известная катастрофическими землетрясениями с $M \approx 8,0$ (1889 г.) и 8,3 (1911 г.) и целым рядом других крупных сейсмических событий, охватывает лишь часть рассматриваемого региона, простираясь далеко на китайскую территорию. Достаточно четко выражены Памиро-Гиндукушская зона с очагами промежуточной глубины и ее внутрикоровое северо-западное продолжение на территории Афганистана (на рис. 46 показана лишь область компактного распространения очагов). В Центральном Тянь-Шане прослеживаются известными сильными и разрушительными землетрясениями Южно-Ферганская и Восточно-Ферганская зоны очагов с магнитудами до 6,5–7,0.

Внутри каждой из сейсмоактивных зон очаги землетрясений, подчиняясь по времени возникновения общеизвестному закону повторяемости событий, с достаточно высокой степенью точности размещаются вдоль зон на определенных среднестатистических ("преимущественных") расстояниях друг от друга соответственно своим размерам и магнитуде. Эта закономерность обусловлена масштабным подобием (скей-



лингом) иерархического, фрактального слоисто-блокового строения земной коры и всей литосферы, придуроченностью очагов землетрясений к пересечению разноранговых разломов и сбросам упругой энергии из соответствующих по рангу геоблоков (Уломов, 1987а).

Получен целый ряд функциональных и статистических зависимостей, характеризующих энерго-пространственно-временную когерентность региональной сейсмичности, в том числе соотношение размеров очагов (L_M , км) и преимущественных (средних ближайших) межэпицентральных расстояний (S_M , км) с магнитудами землетрясений (Уломов, 1987, 1988). Это открыло новые возможности для сейсморайонирования, позволило с новых, фрактальных позиций охарактеризовать развитие сейсмического процесса (Уломов, 1987а; Smalleg et al., 1987; Mandelbrot, 1982; и др.).

Континуальные геодинамические модели, подобные полученной методом редукции (Уломов, 1973, 1974), характеризуя общую направленность развития геодинамических процессов, сами по себе не раскрывают всего многообразия стохастических дискретных взаимодействий в автомоделной структуре литосферы. Вместе с тем именно сосуществование случайного и необходимого в таких неравновесных и неустойчивых диссипативных системах, какой является дискретная и нелинейная внутриплитовая сейсмогеодинамика, приводит

Рис. 46. Очаги землетрясений с $M \geq 5,0$ Среднеазиатского региона за период 1866–1986 гг.:

I–8 – очаги внутрикоровых землетрясений соответствующих магнитуд: 8,3; 8,0; 7,5; 7,0; 6,5; 6,0; 5,5; 5,0; 9–эпицентральная область Памиро-Гиндукушских землетрясений с промежуточной глубиной очагов (от 60 до 300 км); IO – сейсмоактивные зоны: А – Южно-Тянь-Шаньская, В – Южно-Ферганская, Д – Ташкентская, Е – Таласо-Ферганская; II – области диаметром S_M , ответственные за землетрясения (цифры на рис. : I – Кашгарское, 1902 г.; 2 – Каратагские, 1907 г.; 3 – Чаткальское, 1946 г.; 4 – Хаитское, 1949 г.; 5 – Маркансуйское, 1974 г.; 6 – Газлийские, 1976 и 1984 гг.); I2 – центральные сейсмостанции (слева направо): Душанбе, Ташкент, Фрунзе, Алма-Ата; I3 – государственная граница

к возникновению упорядоченных энергетических и пространственно-временных структур в макроскопических масштабах: стохастически возникают тектонические разрывы и очаги землетрясений, но преимущественно детерминированно развиваются интеграционные локальные, региональные и глобальные деформационные процессы, провоцирующие эти дискретные явления.

Действительно, хотя каждое из землетрясений возникает случайным образом, в целом сейсмический процесс достаточно детерминирован и в пространстве, и во времени. Так, в пределах Среднеазиатского региона наблюдается чередование периодов повышенной сейсмической активности (ансамбли землетрясений с $M \geq 6,8$) продолжительностью в среднем 26 ± 2 года и относительных затиший, длящихся по 14 ± 2 года (рис. 47). При этом обнаруживается общий западный тренд всей совокупности очагов землетрясений, центр которого перемещается в субширотном направлении со скоростью около $6,3$ км/год. Внутри каждого из трех наблюдаемых в регионе периодов сейсмической активизации (1885–1911, 1929–1955; 1968 – предположительно 1995 гг.) выявляются самостоятельные миграционные последовательности крупных ($M \geq 6,8$) землетрясений вдоль тех или иных конкретных сейсмоактивных зон. Особенно отчетливо такая миграция (средняя скорость 8 км/год) наблюдается в восточном направлении вдоль Южно-Тянь-Шаньской зоны для землетрясений с $M \approx 7,5$ (Каратагское, 1907; Хайтское, 1949; Маркансуйское, 1974). Возможно, что очаги Копетдагской зоны, изображенные на рис. 47 слева (в пределах полосы $- \sigma_x - 2 \sigma_x$), также имеют восточный тренд, направленный в сторону Ашхабада. Однако, если даже исключить из рассмотрения Копетдагскую зону, принадлежащую в сейсмическом отношении не Средней Азии, а Иран-Кавказ-Анатолийскому региону, то западный тренд в остальной части Среднеазиатской зоны будет выражен не менее отчетливо и также "нацелен" на область перехода от орогена к Туранской плите.

Прослеживаемая в целом примерно 40-летняя цикличность сейсмического режима в Среднеазиатском регионе коррелирует с аналогичными циклами в смежной Гималайской зоне. Это свидетельствует о тесной геодинамической связи двух регионов и позволяет осуществлять долгосрочный вероятностно-детерминированный прогноз крупнейших землетрясений в Средней Азии (Уломов, 1985, 1988). Так, на рис. 47, б для двух последних циклов сейсмической активизации и на предстоя-

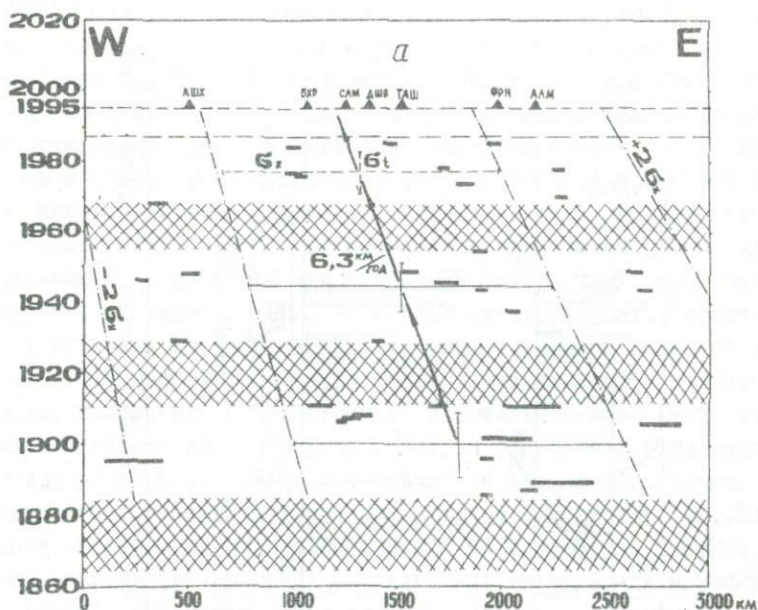
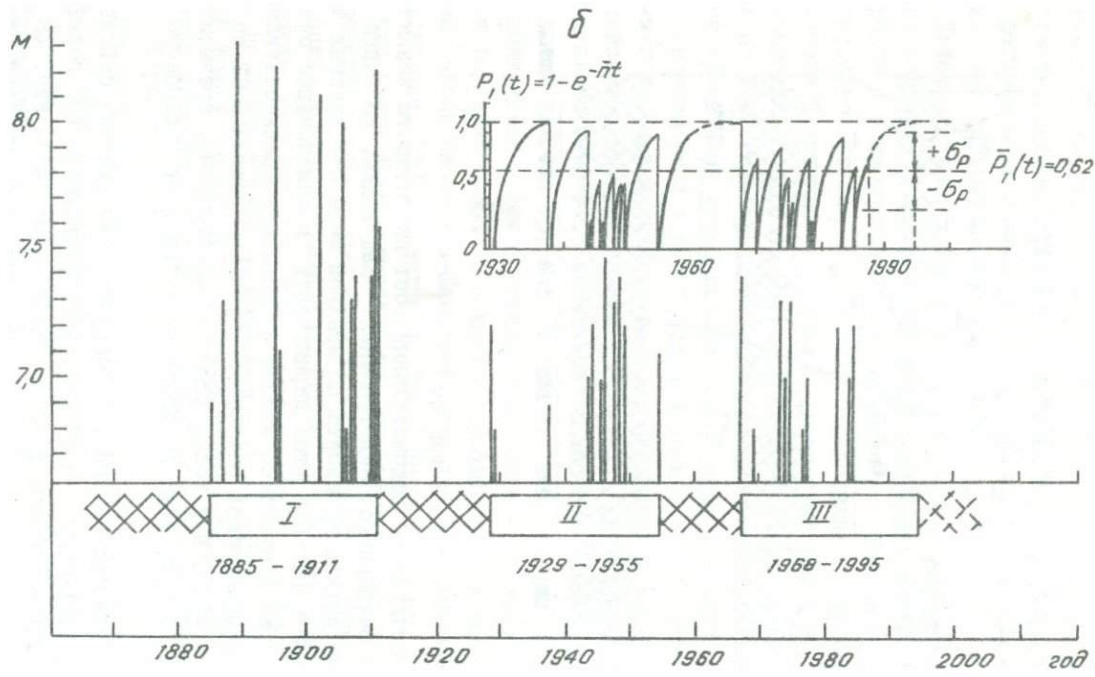


Рис. 47.

щее время рассчитан последовательный рост вероятности возникновения каждого очередного землетрясения. Как видно, до конца 1995 г. в регионе должны произойти по крайней мере 2–3 крупных землетрясения с $M \geq 6,8$. При этом вероятность возникновения очередного из них уже достаточно высока и превышает среднестатистический уровень сейсмической опасности $\bar{P}_1(t)$, равный 0,62 со стандартом $\bar{\sigma}_p = \pm 0,3$, а к концу 1990 г., по-видимому, превысит величину $\bar{P}_1(t) = 0,8$, если до этого не произойдет подобного землетрясения.

Явления самоорганизации, отражающие синергетику сейсмогеодинамических процессов, наиболее ярко проявляются по периферии Курамино–Ферганского литосферного блока (рис. 48). Рис. 48 иллюстрирует пространственно–временное развитие сейсмической активизации очагов землетрясений с $M = 5,0–6,5$ вдоль квазиоднородных и примерно одноранговых Южно–Ферганской (В), Ташкентской (Д) и



Восточно-Ферганской (С) сейсмоактивных зон, оконтуривающих этот геоблок. Здесь показана плотность пространственно-временного распределения (ППВР) очагов землетрясений указанных магнитуд, происшедших за последнее столетие в рассматриваемых зонах. Видна четкая организация развития сейсмических процессов в пространстве (ось абсцисс) и во времени (ось ординат). Этот процесс благодаря уединенным волнам деформирования — геосолидонам или геонам (Уломов, 1987, 1988) развивается в значительной мере детерминированно, хотя очаги землетрясений внутри этих пространственно-временных каналов (ПВК) возникают стохастически. Следует обратить внимание на бифуркации ПВК, обусловленные реакцией уединенных волн деформирования на сейсмогеодинамические процессы в регионе, связанные с подготовкой и возникновением наиболее крупных землетрясений в соседних зонах, в результате чего запираются или отпираются области, частично захватывающие границы рассматриваемого нами геоблока (см. очаги № 2–5 на рис. 46). Здесь же редкой квадратной штриховкой, как и на предыдущем рисунке, показаны периоды региональных сейсмических затиший для крупных землетрясений. Несомненно, что эти флуктуации в регионе существ-

Рис. 47. Пространственно-временное развитие сейсмического процесса (а) и вероятность возникновения очередных крупных землетрясений (б) в Среднеазиатском регионе:

а — горизонтальные отрезки — проекции очагов с $M \geq 6,8$ на координатную плоскость. Штриховка — периоды отсутствия крупных землетрясений. Стрелки — направление пространственно-временной миграции "центра тяжести" ансамблей-очагов землетрясений, характеризующегося дисперсией σ_x и σ_z по соответствующим осям. Треугольники — города Амхабад, Бухара, Самарканд, Душанбе, Фрунзе, Алма-Ата; б — вертикальные отрезки — сейсмические события с $M \geq 6,8$; штриховка — периоды затишья, прямоугольники (I, II, III) — периоды сейсмической активизации. $P_I(t)$ — вероятность возникновения очередного землетрясения с $M \geq 6,8$ в течение каждого последующего года (t); \bar{n} — средняя плотность потока сейсмических событий в каждом из активных периодов

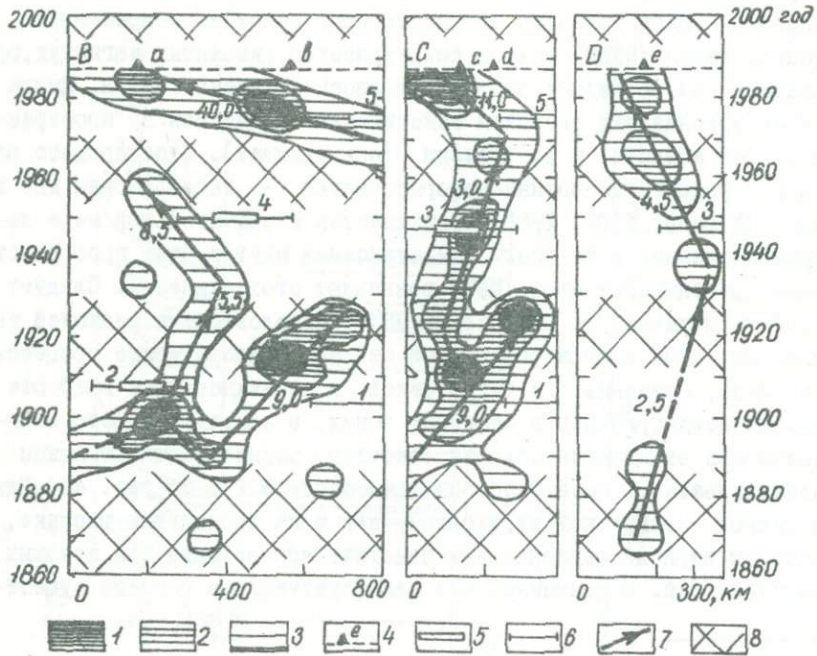


Рис. 48. Пространственно-временное развитие сейсмогеодинамического процесса в Южно-Ферганской (В), Восточно-Ферганской (С) и Ташкентской (Д) зонах ВОЗ:

плотность пространственно-временного распределения очагов землетрясений с $M = 5,0 - 6,5$, нормированная на единицу площади (1000 км^2) и времени (1 год): 1 - более 0,03; 2 - 0,02-0,03; 3 - 0,01-0,02; 4 - настоящий момент времени (1987 год); города (а - Джизак, в - Фергана, с - Ташкент, д - Наманган, е - Андижан); 5 - проекция на оси зон В, С и Д очагов землетрясений с $M \approx 7,5$ из соседних сейсмоактивных зон; 6 - размер области подготовки этих очагов в пределах зон В, С, Д; 7 - направление развития сейсмических процессов - оси пространственно-временных каналов (ПВК) с указанием скорости перемещения ОСА; 8 - периоды сейсмических затихий для крупных землетрясений с $M \geq 6,8$ в Среднеазиатском регионе

венно влияют на поведение геон, а следовательно и сейсмическую активизацию в зонах В, С и D. Геоны изменяют свою скорость (показана цифрами) от 3 до 40 км в год и направление движения вплоть до противоположного и полной остановки.

Таким образом, если внешние геодинамические воздействия слабые, то сейсмический режим в регионе квазистационарен и характеризуется хаотическим возникновением слабых землетрясений. При увеличении вынуждающих сил сейсмогеодинамическая система переходит в качественно новое и более организованное состояние. На макроскопическом уровне появляется саморганизация, обусловленная кооперативным взаимодействием стохастически возникающих очагов землетрясений, кривыми деформациями и геосолидонами.

Результат возникновения упорядоченной дислокационной ползучести, связанной с кооперативными нелинейными волновыми взаимодействиями, показан на рис. 49. Из-за прочностных свойств и ограниченных энергетических возможностей клиновидный блок не может перемещаться целиком. Его движение влево осуществляется волновым, дискретным способом. Это энергетически выгоднее и способствует переносу масс по частям: геон в виде волны сжатия последовательно выталкивает клин по ходу его движения, геон растяжения вытягивает его, перемещаясь в противоположную сторону (Улюмов, 1988).

Такие структурно устойчивые уединенные волны деформирования, по-видимому, играют определяющую роль в направленности пространственно-временного развития сейсмического процесса и вызывают ярко выраженный эффект организации в стохастический поток сейсмических событий. Обладая дуальными свойствами солитонов, геоны ведут себя подобно волнам и частицам, стабильно выдерживая в течение длительного времени свои кинематические и динамические параметры. Подпитываясь упругой энергией активной геофизической среды, геоны деформируют лабильные межблоковые швы, создают в дисъюнктивных узлах разнообразные зацепы, концентрацию контактных напряжений и провоцируют возникновение в них местных тектонических нарушений (сколы зацепов и вспарывание соответствующего участка шва), которые тут же и становятся очагами землетрясений.

Возникновение очагов и сброс упругих напряжений и деформаций, наряду с сейсмическим излучением создают расходящиеся из очаговой

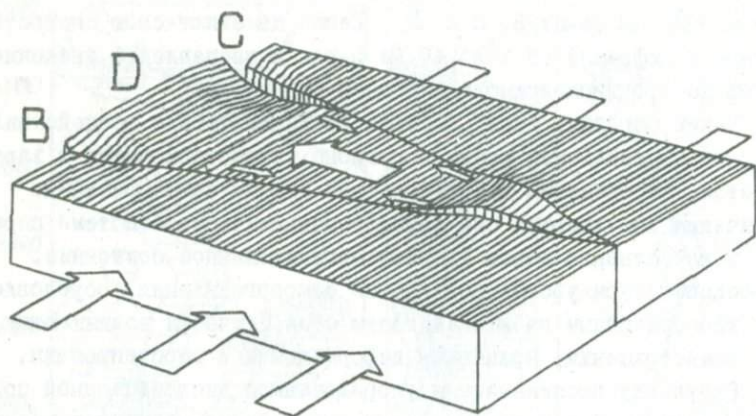
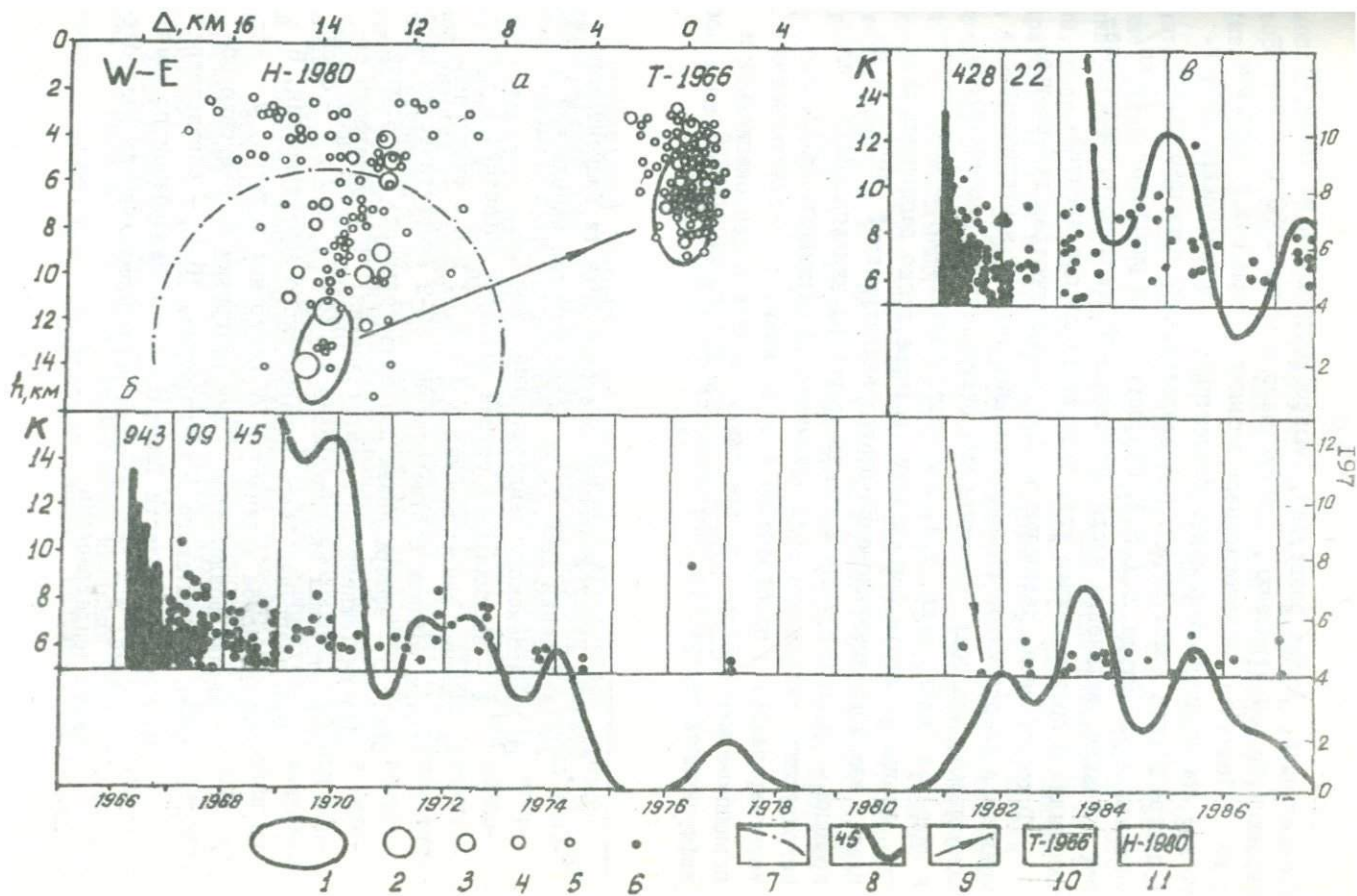


Рис. 49. Модель деформирования Курамино-Ферганского геоблока

области и относительно быстро (по сравнению с геонами) затухающие с расстоянием фронты деформирования волны разгрузки, которые в свою очередь также могут оказаться триггерами для "возревших" и расположенных поблизости очагов других землетрясений. Подтверждением такого явления переноса напряжений и деформаций могут служить нередко наблюдаемые эффекты расхождения в стороны от главного очага гипоцентров его афтершоков, а также воздействие расходящейся волны на сейсмический режим афтершоков или ровные процессы в соседних очаговых областях.

В сейсмическом процессе дезорганизация геофизической среды непрерывно сопровождается организацией порядка, что соответствует минимальному производству энтропии и квазистационарному развитию всей системы. Наряду с продолжающимся стохастическим разрушением среды волны разгрузки, возникшие в результате подвижки в очаге, также управляют упорядоченностью развития сейсмогеодинамического процесса. Они дестабилизируют неустойчивые элементы в прилегающей среде и формируют медленно расходящиеся в стороны волны сейсмической активизации. На рис. 50 показан пример межочаговой



коммуникации. Волна разгрузки, распространяющаяся из очага Назарбекского землетрясения, происшедшего в конце 1980 г. в пригороде г.Ташкента, спровоцировала всплеску афтершоков в затихшем, но все еще неустойчивом очаге Ташкентского землетрясения 1966 г. в центре города (рис. 50,а). Оба землетрясения примерно одной величины – магнитуда 5,1–5,3. Скорость волны разгрузки – 15 км/год. Резкое увеличение числа афтершоков Ташкентского землетрясения видно в правом нижнем углу рисунка вдоль оси времени.

Таким образом, детальные исследования пространственно-временного и энергетического распределения очагов землетрясений показывают, что поле сейсмических очагов нельзя рассматривать в качестве белого шума, т.е. как чисто случайное. В нем имеются сильные элементы организации, которые легко распознаются в плане как зоны возникновения очагов землетрясений (ВОЗ), а во времени – в виде пространственно-временных каналов (ПВК) или мигрирующих уединенных волн сейсмической активации (ЕСА), детерминированных в пространстве и во времени, со стохастическим возникновением очагов в их пределах. Механизм дислокационной и диффузионной ползучести геофизической среды в межблочных швах пре-

Рис. 50. Реакция неустойчивостей очаговой области Ташкентского землетрясения 1966 г. на сброс упругих напряжений в очаге Назарбекского землетрясения 1980 г.:

а – вертикальный разрез очаговых областей; I – очаги главных землетрясений с $M \approx 5,3$; 2–5 – очаги повторных толчков соответственно I2–9 энергетических классов; б – афтершоковая последовательность в очаговой области Ташкентского землетрясения: 6 – афтершоки соответствующих энергоклассов $K = \lg E$ (Дж); 7 – фронт волны разгрузки очага Назарбекского землетрясения; 8 – среднегодовое количество N повторных толчков; 9 – направление воздействия волны разгрузки на очаговую область Ташкентского землетрясения; IO–II – соответственно очаговые области Ташкентского и Назарбекского землетрясений; в – афтершоковая последовательность Назарбекского землетрясения

допределяется как детерминированными, так и стохастическими факторами в виде сил, действующих в нелинейной и неустойчивой геофизической среде.

Дальнейший поиск явлений самоорганизации и соответствующее математическое описание этих процессов откроют и другие неизвестные сейчас качества и стороны сейсмических явлений, помогут отыскать единую общую основу развития сейсмогеодинамической системы, непрерывное функционирование которой обусловлено постоянным притоком материи и упругой энергии земных недр. Представления о фрактальной структуре литосферы, синергетике и геонической деятельности в развитии сейсмических процессов существенно упростит сейсмогеодинамическую модель и сделает возможным ее применение для еще более широкого класса сейсмологических и геодинамических задач, в том числе в фундаментальных исследованиях по физике очага землетрясений и долгосрочному синоптическому прогнозу сейсмической обстановки.

Флуктуации сейсмического процесса перед сильными землетрясениями

Официальной (нормативной) методики долгосрочного прогноза землетрясений пока не существует. Однако уже сейчас можно отметить основные пути исследования сейсмического процесса, которыми сейсмологи идут при решении этой задачи: выделение областей длительных "затиший", т.е. пониженного излучения сейсмической энергии по сравнению с долговременной; изучение предвестниковой активизации, ее пространственного распределения и энергетического уровня, энергетического баланса, проявляющегося в перераспределении долей сильных и слабых землетрясений в период подготовки более крупных, процессов миграции эпицентров землетрясений и областей сейсмической активизации относительно готовящихся очагов, периодичности возникновения землетрясений и выделение сейсмических циклов, статистических последовательностей землетрясений во времени, по магнитуде, азимуту и др.

Наши исследования относятся к Восточному Узбекистану как наиболее сейсмичному. На основе результатов изучения пространственно-временных флуктуаций сейсмического режима (сейсмическое затишье,

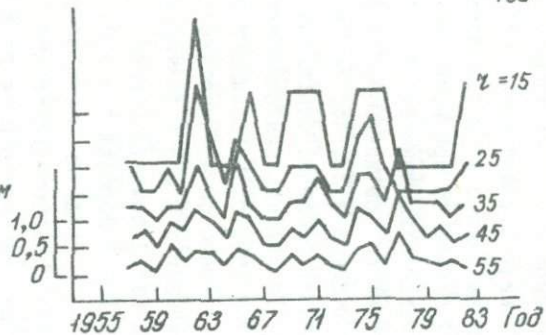
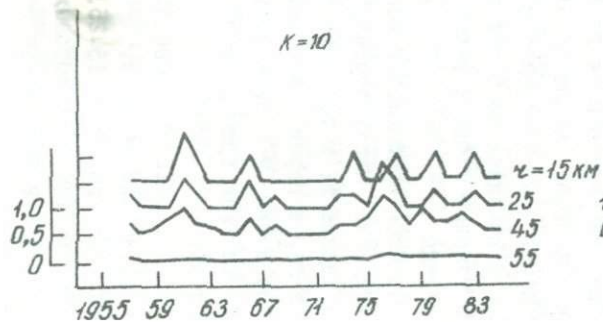
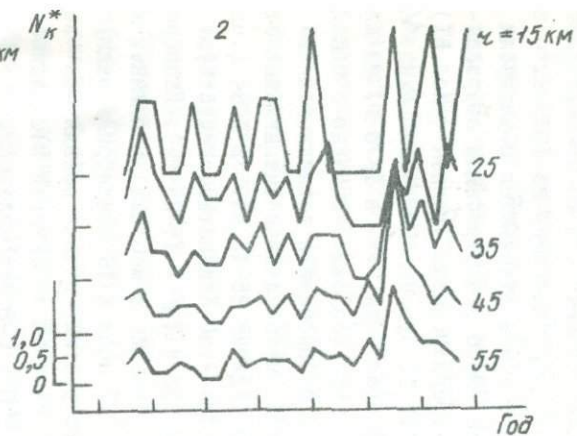
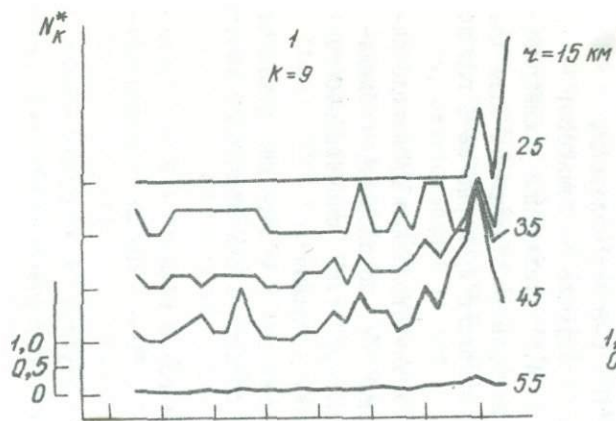
дефицит землетрясения с $K = II-II_2$, миграция эпицентров землетрясений) в западной части Южно-Ферганской зоны (в пределах полосы Ура-Тюбе, Пенджикент, Самарканд) прогнозировалась сейсмическая активизация (Яковлева, Яковлев, Абдиева, 1984), которая подтвердилась возникновением землетрясения с $K = I_2$ в 1982 г. и $K = I_3-I_4$ в 1984 г. Согласно расчетам энергетической модели по методике Ю.В.Ризниченко (1981), сделанным Р.С.Ибрагимовым, этот район характеризуется накопленными напряжениями, приближающимися к критическим значениям (к 2000 г. возможны не менее двух землетрясений с $K = I_6$). Следовательно, происшедшие в 1984 г. землетрясения могут быть лишь началом активизации.

Опыт наших исследований показал, что наиболее информативным параметром при изучении сейсмического режима является пространственно-временное поклассовое распределение чисел землетрясений (Газлийские землетрясения 1976 и 1984, 1986). Следует заметить, что графики повторяемости, сейсмическая активность A_{10} и кумулятивная выделенная энергия (E) имеют в своей основе те же числа землетрясений, однако интегральный эффект сглаживает эту картину. Кроме того, необходимо ограничивать размеры областей исследования величинами зон подготовки землетрясений для избежания влияния на картину подготовки землетрясения флуктуаций в прилегающих областях, которые могут быть вызваны различными причинами, в частности, близкими афтершоковыми процессами. Данные о размерах области, ответственной за подготовку землетрясений, содержатся во многих работах. При этом иногда обобщаются материалы, получаемые при исследовании не только сейсмологического, но и других геофизических полей, что приводит к большому разбросу их величин. В.И. Улюмов (1987) предлагает зависимости от магнитуды размеров очагов и преимущественных среднестатистических расстояний между эпицентрами землетрясений с $M \geq 5$, согласно которым размеры области подготовки землетрясений в 3,63 раза превышают размеры очага землетрясений. Если исходить из этого положения, то для землетрясений с $K = I_3-I_5$ размеры (радиус) исследуемых зон в окрестности сейсмического события не превышают 30 км. Таких землетрясений в пределах Восточного Узбекистана за последние 20 лет насчитывается пять. С учетом погрешности в определении координат эпицентров этих землетрясений исследовались поклассовые распределения чисел N_k на площадях радиусом 15, 25, 35, 45 и 55 км относительно их эпицентров.

Кайракумское землетрясение 1985 г. ($K = 14,6$, $M = 6,0$). Наглядное представление об изменении сейсмичности во времени дает нормированное число землетрясений N_K (например на 1000 км^2 в год). Заметное увеличение N с $K = 9$ отмечается в радиусах 15–55 км начиная с 1979 г., когда число землетрясений возрастает в 2–2,5 раза по сравнению со среднегодовым уровнем (рис. 5I). По энергетическим классам I0, I1, I2 существенных изменений N_K не наблюдается, за исключением возрастания N_K в 1976 г. на площадях с радиусами 35, 45, 55 км, что, возможно, связано с общей активизацией региона, совпадающей по времени с возникновением крупных Газлийских землетрясений. Максимальная активизация отмечается в 1983 г. на площадях в радиусе 35–45 км. В 1984 г. активность снижается повсеместно, при этом полностью отсутствуют землетрясения с $K = 9$ в ближайшей зоне ($Z = 15$ –25 км). Непосредственно перед землетрясением (в течение 9 месяцев) в ближней зоне произошло 2 форошока с $K = 9$: 27 июля и 16 сентября в радиусе 8 км, т.е. в пределах очага землетрясения начали появляться за 2,5 месяца до основного толчка. Начиная с сентября наблюдалось стягивание эпицентров к очагу в Ю-В – С-З направлениях.

Таким образом, можно отметить следующие особенности:

1. Перед землетрясением с $K = 14,6$ активизация землетрясений с $K = 9$ началась за 6 лет до него, затем отмечались спад (затишье) в течение года и вновь активизация примерно за 1 год до землетрясения.
2. По мере приближения момента землетрясения произошло перераспределение чисел землетрясений N по площади, наблюдалось стягивание их к будущему эпицентру, т.е. сначала работала дальняя зона, а перед землетрясением – ближняя.
3. Величина Z зоны подготовки для $K = 14,6$ не превышала 45–50 км, так как при $Z = 55$ км плотность землетрясений заметно снизилась.
4. По $K = 9$ –I2 в пределах очаговой области ($Z = 15$) наблюдалось 25-летнее затишье, а по $K = 10$ – в предшествующий землетрясению год при $Z = 15$ –25.
5. Информативность годовых флуктуаций количества землетрясений с $K \geq 11$ –I2 мала из-за редкой повторяемости событий (более года).



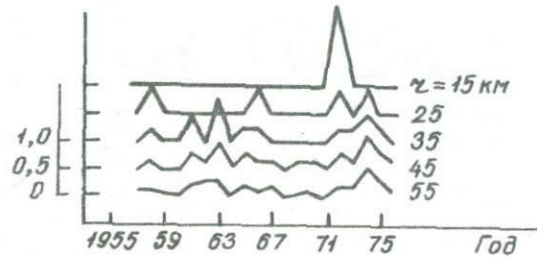
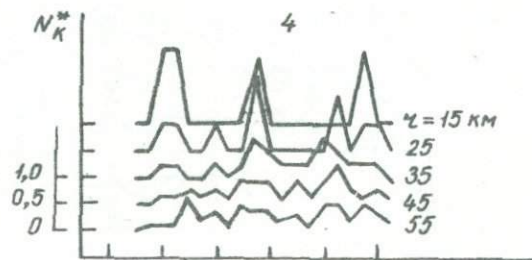
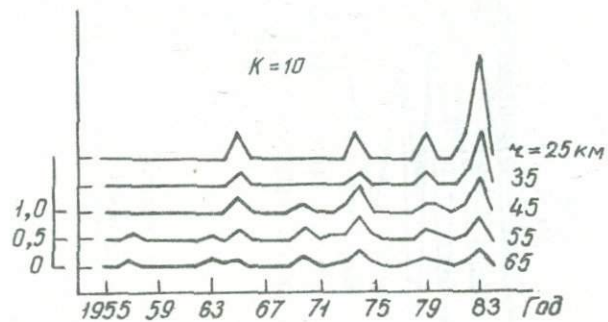
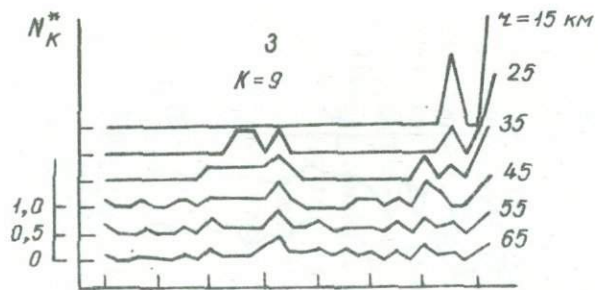
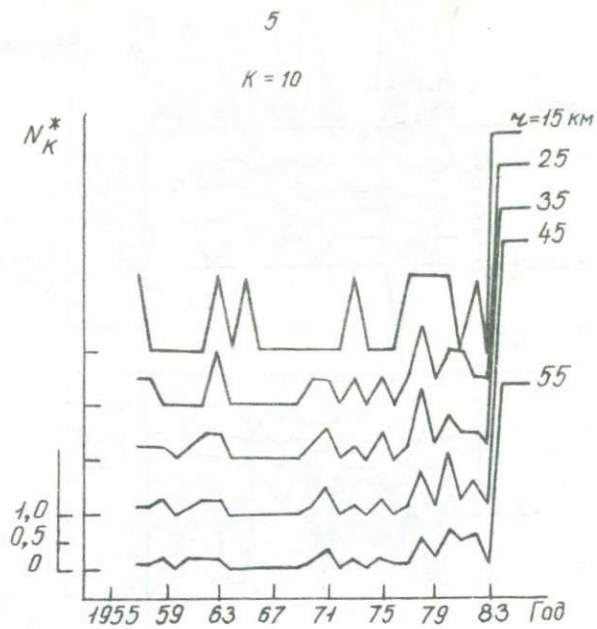
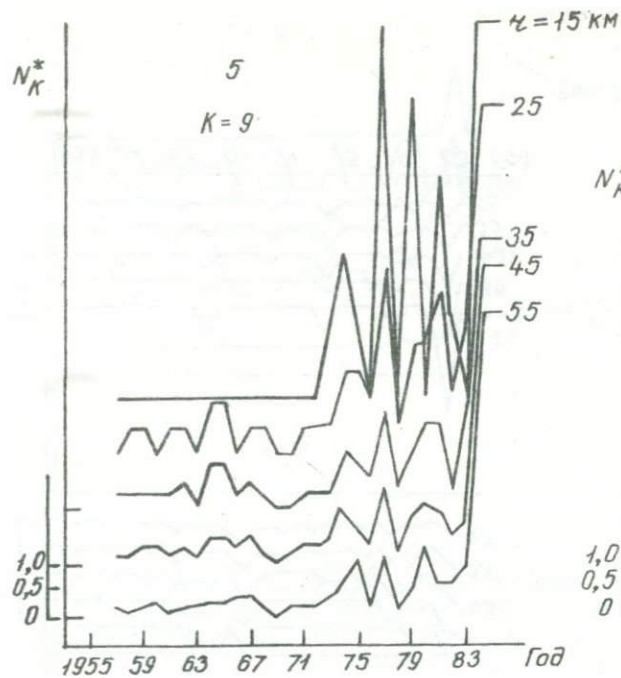


Рис. 5Г.



Чимионское землетрясение 6 мая 1982 г. ($K = 13,9, M = 5,7$).

Устойчивое увеличение числа землетрясений с $K = 9$ отмечается с 1977 г. в радиусах 15–55 км. Анализ графиков (рис. 5I) и возможных влияний афтершоковой деятельности ближайших по времени и площади землетрясений свидетельствует о том, что наиболее информативные данные мы имеем только в зоне $\mathcal{Z} = 15$ и 25 км, где влияние Исфара–Баткенского землетрясения 1977 г. не ощущалось. На расстояниях > 25 км от эпицентра наблюдалось снижение плотности эпицентров N_9 в год землетрясения.

Аналогично построенный график по $K = 10$ показывает дефицит землетрясений данной энергии в ближней зоне ($\mathcal{Z} = 15$ и 25 км) в течение 5 лет. В 1981 г. в радиусе 35 и 45 км землетрясения с $K = 10$ отсутствовали, непосредственно перед землетрясением с января по 6 мая 1982 г. наблюдалась активизация землетрясений с $K = 10$ по мере приближения к эпицентру. Распределение эпицентров по площади происходило по двум основным направлениям: с Ю-В на С-В и с З-Ю-З на В-С-В. Ближайшим по времени и площади было землетрясение 4 мая с $K = 9$ в 40 км от эпицентра.

Таким образом, в качестве особенностей распределения сейсмичности можно отметить:

1) по энергетическому классу $K = 9$ наблюдается активизация землетрясений, которая совпадает во времени с возникновением Исфара–Баткенского землетрясения. Наиболее четко она проявляется в ближней зоне ($\mathcal{Z} = 15$ км);

2) по энергетическому классу $K = 10$ в очаговой области отмечается дефицит землетрясений, который можно принять как "затишье" по выделению уровня энергии. Длительность его 5 лет;

3) второй период сейсмической активизации начинается в последний год перед основным толчком.

Рис. 5I. Пространственно–временное изменение плотности $N_9, 10$ в эпицентральных зонах сильных землетрясений:

1 – Кайракумское 1985 г. ($M = 6,0, K = 15$); 2 – Чимионское 1982 г. ($M = 5,7, K = 14$); 3 – Галляаральское 1984 г. ($M = 5,1, K = 13$); 4 – Исфара–Баткенское 1977 г. ($M = 6,25, K = 15$); 5 – Папское 1984 г. ($M = 5,6, K = 14$)

Исфара-Баткенское землетрясение 1977 г. ($K = 15, M = 6,3$) рассматривалось в тех же радиусах. За исключением единичных сейсмических вспышек с $K = 9, 10$, наблюдавшихся в радиусе 15 км от эпицентра, существенного увеличения годовых изменений числа N не происходило. В 1974 г. отмечено общее повышение сейсмичности, которое могло быть стимулировано Памирским землетрясением. В 1967–1973 гг. наблюдалось семилетнее затишье по $K = 9$ при $Z = 15$ км и в 1976 г., т.е. за год до землетрясений в радиусе 35 км не зарегистрировано ни одного землетрясения с $K = 9-12$. В течение 15 лет в очаговой области землетрясения с $K = 10$ отсутствовали.

Цапское землетрясение 1984 г. ($K = 14, M = 5,6$) в отличие от других носит роевой характер. Развитие сейсмического процесса проходит следующим образом:

1. Сейсмическая активизация отмечается с 1973 г., охватывая диапазоны энергетических классов 9–12. При этом длительность активизации с ростом энергетического класса уменьшается.

2. В течение 6 лет (с 1964 по 1969 г.) землетрясения с $K = 10$ в очаговой области отсутствуют.

3. Как и перед Кайракумским землетрясением, сейсмическое затишье и активизация наблюдаются дважды: в течение 14 лет и непосредственно перед землетрясением (около года). Оба затишья наиболее четко проявились в ближней зоне ($Z = 15, 25$ км). Активизация отмечалась в течение 9 лет и непосредственно перед землетрясением.

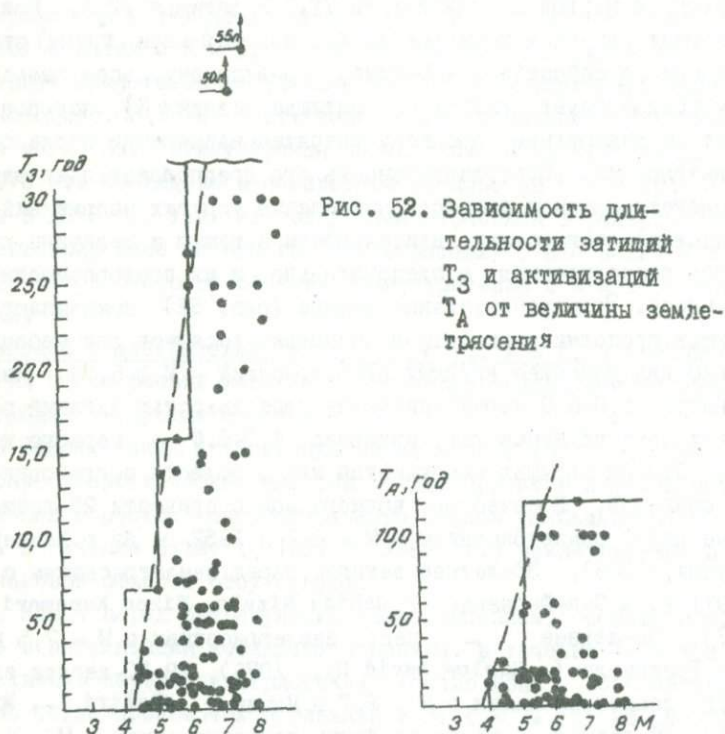
Галдяральские землетрясения 1984 г. ($M = 5,1$) в пределах очаговой области ($Z = 15$ км) предварялись более чем 25-летним затишьем землетрясений с $K = 9$ и последующей активизацией непосредственно перед событием. Активизацией охвачена площадь в радиусе до 65 км с последовательным увеличением плотности эпицентров по мере приближения к моменту землетрясения. Отмечается увеличение длительности затишья от 4 лет в радиусе 45 км до 12 лет в радиусе 25 км. Заметная активизация по $K = 10$ наблюдалась лишь в 1983 г. Непосредственно перед толчком землетрясения с $K = 10$ полностью отсутствовали в радиусе 65 км.

Обобщение описанных примеров и имеющихся публикаций позволяет выделить некоторые закономерности в развитии сейсмического процесса перед сильными землетрясениями. Процесс перераспре-

деления напряжений в течение сейсмического цикла состоит из чередующихся периодов активизации (T_A) и затишья (T_3). При этом он характеризуется несколькими (по крайней мере тремя) стадиями изменения в сейсмическом режиме. По-видимому, всем землетрясениям предшествует длительное затишье (стадия I), которое наступает по завершению процесса разрядки напряжений после сильного землетрясения. Продолжительность его предположительно зависит от свойств среды и скорости накопления упругих напряжений, что определяет взаимосвязь длительности затиший и величины готовящегося землетрясения, а следовательно, и их повторяемости в данном месте. Экспериментальные данные (рис. 52) показывают, что затишья продолжительностью в несколько десятков лет наблюдаются только для наиболее крупных землетрясений ($M \geq 6,0$). Интервал магнитуд 5,0–6,0 характеризуется длительностью затиший порядка первых двух десятков лет, интервал 4,0–5,0 – первого десятка лет. Стадия затишья наблюдается как в области подготовки, так и в очаговой. В качестве примера можно привести 25-летнее затишье перед землетрясением с $M = 8,1$ в 1952 г. на о.Хаккайдо (Уцу Токудзи, 1968), 30-летнее затишье перед землетрясением с $M = 6,8$ в 1971 г. в Сан-Фернандо (Jshida Mizuho, Hiroo Kanamori, 1977), 30-летнее — перед землетрясением с $M = 7,5$ в 1976 г. в Гватемале (Harlow David H., 1976), 28–30-летнее затишье перед землетрясениями с $M = 8,7$ в Индии (Khattri K., Wyss M., 1978), 19-летнее – перед Алайским землетрясением с $M = 6,8$ в 1978 г., 15-летнее – перед Исфара-Баткенским с $M = 6,3$ в 1977 г., 13-летнее – перед Каракульским землетрясением с $M = 6,5$ в 1963 г. (Михайлова, 1980) и др. Отчетливо проявляются 14-летнее затишье ($K = 9$) в очаговой области Папского роя ($M = 5,8$), семи-летнее ($K = 10$) – перед Кайракумским землетрясением с $M = 6,0$, пятилетнее ($K = 10$) – перед Чимионским с $M = 5,7$ (рис. 51). После длительного затишья наступает период проявления сейсмичности, характеризуемый уровнем, близким к фоновому. Этот период соответствует начальным стадиям в известных моделях подготовки землетрясений и в первом приближении может описываться ограничивающей слева прямой на рис. 52, что соответствует максимальным периодам затиший:

$$T_{(\text{годы})} = 14,0 M - 59,5.$$

(82)



Стадия II сейсмического процесса, когда накопленные тектонические напряжения уже достаточно высоки и наступает период формирования области подготовки землетрясения, характеризуется проявлением менее длительных затиший, отражающих периоды "залечивания" дефектов среды (трещин) (модель ДНТ Мячкина и др., 1974), консолидации (модель МКВ Добровольского, 1984) и исчисляющихся временем в несколько лет. Это затишье перед Папским землетрясением наблюдалось 1,5 года (рис. 51), перед Газлийским 1984 г. - 1 год (Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг., 1986). При этом отмечается дефицит разных энергетических классов: перед Газлийским 1984 г. - $K = 12$, Кайракумским - $K = 9, 10$, Исфара-Баткенским - $K = 9$, Папским - $K = 10$, Чимшонским - $K = 10$.

На второй стадии затишье, как правило, сменяется активизацией, продолжительность которой существенно различна для разных магнитуд: более крупные землетрясения ($M \geq 5$) характеризуются длительностью T_A до 10–12 лет, менее сильные – от нескольких месяцев до 1,5–2 лет. В качестве примеров можно указать на длительную активизацию (10 лет) перед землетрясением с $M = 7,1$ в 1971 г. на Камчатке (Аптекман и др., 1979) и $M = 6,9$ в Японии (Sekija Hiroshi, 1976), 2,5 года – $M = 6,1$ (Wang Miao-Juch и др., 1976), 1,5 года – $M = 5,0$ (William L., 1975), 12 месяцев – $M \sim 5,3$ (Султанова, Чиковани, 1975) и т.д. На рис. 51 видна 10–12-летняя активизация перед Цапским землетрясением с $M = 5,6$, 4-летняя – перед Галляаральским с $M = 5,1$, 7-летняя – перед Чимионским с $M = 5,7$. Отмеченная фаза активизации может соответствовать как лавинному взаимодействию трещин (модель ЛНТ), так и началу дробления консолидированного включения (модель МКВ). Длительность ее определяется зависимостью

$$T(\text{годы}) = 6,2 M - 25,4. \quad (83)$$

На стадии Ш, которая соответствует фазам неустойчивости (формирование крупных трещин в модели ЛНТ или распад неоднородностей в период форшоков в МКВ), наблюдается чередование фаз затиший и резких всплесков сейсмической активизации за несколько дней или часов до главного события. При этом основному толчку может предшествовать как полное отсутствие событий: Газли (Газлийские землетрясения, 1976 и 1984 гг., 1986), Вранч (Marza, 1978), Тянь-Шань (Liu Puxiong., 1984), так и форшоковая активность в течение нескольких дней или часов.

Таким образом, весь процесс подготовки землетрясения можно охарактеризовать несколькими фазами изменений в сейсмическом режиме, схематически представленными на рис. 53. Здесь условно нормальный сейсмический фон показан пунктирной линией. Области, расположенные ниже или выше нее, символизируют соответственно стадии затишья и активизаций. Характерной особенностью является чередование сейсмических фаз, при котором их длительность по мере приближения к моменту землетрясения уменьшается, что свидетельствует о возрастании неустойчивости напряженного состояния среды.

Наблюдается уменьшение длительности периодов затишья с удалением от эпицентра (рис. 54). Если рассматривать область затишья

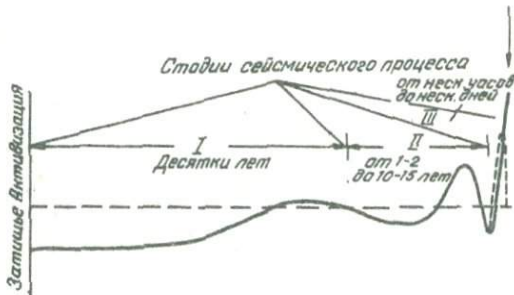


Рис. 53. Модель длительного развития сейсмического процесса в областях подготовки сильного землетрясения

как область накопления напряжений, то радиус зоны подготовки для Исфа́ра-Ба́ткенского землетрясения ($M = 6,3$) ограничен 45 км, Папского ($M = 5,6$) - 25 км, Чимонского ($M = 5,7$) - 45 км. Однако для Кайракумского ($M = 6,0$) и Галляаральского ($M = 5,1$) землетрясений область подготовки заметно больше и превышает радиус очага в 5-10 раз, составляя 55-70 км.

На рис. 55 показано изменение плотности землетрясений $N_{9,10}$ в зависимости от величины рассматриваемой площади. Поскольку сейсмическая активизация проявляется различными фазами, графики сопоставлялись для фаз максимальной активизации (рис. 55, а) и активизации, непосредственно предшествующей основному толчку (рис. 55, б). Отмечается снижение плотности землетрясений с увеличением \mathcal{Z} , т.е. происходит концентрация землетрясений вокруг будущего эпицентра за некоторое время до события (порядка нескольких лет). В период непосредственно перед землетрясением (несколько месяцев) картина более пестрая - наряду со стягиванием сейсмических событий к эпицентру наблюдается и обратное явление.

Отмечаются единичные всплески сейсмичности в отдельные годы (1962, 1964, 1974, 1976, 1977 гг.), когда имели место наиболее сильные землетрясения Средней Азии, т.е. происходит инициирование сейсмической активности.

Четкость проявления флуктуаций сейсмического процесса перед землетрясениями соизмеримых магнитуд оказалась различной. Так, перед

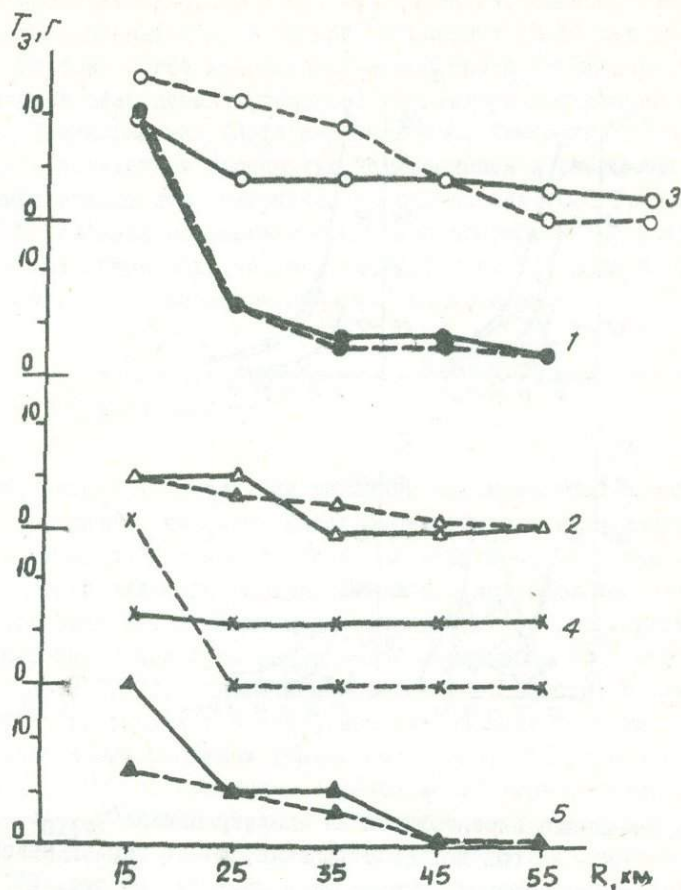


Рис. 54. Характер изменения длительности затихий T_3 на различном удалении от готовящегося землетрясения

Исфара-Баткенским и Чимионским землетрясениями сейсмический процесс развивался более монотонно, чем перед другими той же величины, а область подготовки оказалась меньшей, чем для Галдяральского, характеризующегося меньшей магнитудой ($M = 5,1$).

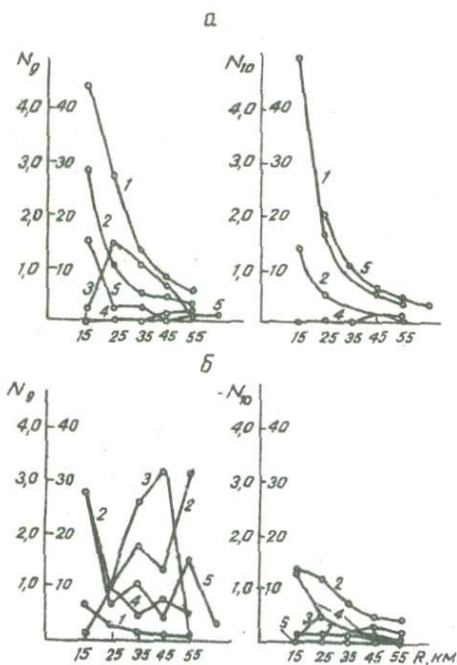


Рис. 55. Изменение плотности числа землетрясений $N_{9,10}$:
 а - за год до землетрясения, б - в период максимальной активизации (нумерацию кривых см. на рис. 51)

Возможные причины различного развития сейсмичности следует, по-видимому, искать в особенностях напряженного состояния областей подготовки и их прочностных свойств. Здесь можно провести аналогию с условиями, в которых формируются афтершоки развития и афтершоки последействия (Кузнецова и др., 1976). Если не учитывать Папское роевое землетрясение, то имеются два различных условия подготовки землетрясений. I. Подготовка землетрясений (Гаяларальского, Кайракумского) протекала в среде, где длительное время не происходило сильных событий, сейсмический фон был пони-

женным и составлял 0,2-0,5 ед. A_{10} (Фленова, Фленов, 1984), накапливались напряжения, в течение последних 15-17 лет снижалась μ . На фоне более консолидированной среды возникновение предвестниковых разрушений (форшоков) проявилось достаточно контрастно. 2. Землетрясения (Исфара-Баткенское, Чимионское) возникли в среде с пониженной прочностью, с трещинами и разрывами, обусловившими повышенную сейсмическую активность (0,5-1,0); $\mu_{\text{долг}} = 0,47$. В условиях нарушенной среды для проработки магистрального разрыва затрачивалось меньше усилий (энергии), что и привело к смазанной картине развития процесса подготовки.

Сейсмическая активизация на стадии подготовки землетрясений

Результаты исследований динамики сейсмического процесса показывают различный характер пространственного и временного группирования форшоковых землетрясений: на некотором удалении от эпицентра будущего сильного сотрясения после многолетнего затишья (8-12 лет) происходит активизация сейсмичности непосредственно перед землетрясением, при этом наблюдаются расширение зоны подготовки (Грин и др., 1980), сейсмическое затишье в области, окружающей будущий очаг, так же с постепенным увеличением области подготовки перед сильным событием (Михайлова, 1980; Нерсесов и др., 1976; Грин и др., 1976). Различным образом может характеризоваться и энергетический баланс периода подготовки землетрясений, наиболее ярко проявляющийся в графиках их повторяемости (Кузнецова и др., 1984). Характерной особенностью зон подготовки землетрясений является их группирование во времени и по площади.

Предложены методики учета и разработаны критерии группировки сейсмических событий перед сильными землетрясениями (Пономарев и др., 1976; Мирзоев, 1983).

Важную информацию о локализации места будущих сильных землетрясений дает исследование миграции эпицентров (Буня, 1970; Уломов, 1974, 1987; Никонов, 1975; Михайлова, 1980; Яковлева и др., 1979; Кадмурзаев и др., 1984; Пустовитенко и др., 1976; *Fu Zhengxiang*, 1982; *Olsson*, 1985; Вилькович и др., 1982; *He Zhengtan*, 1986).

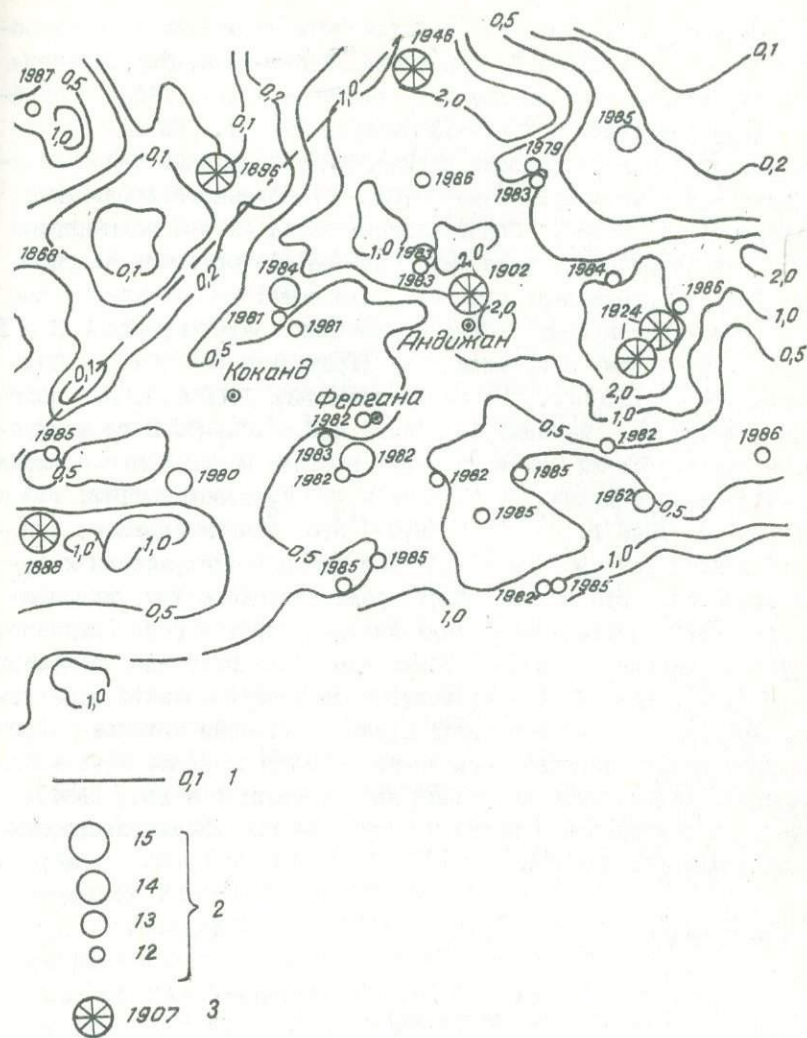
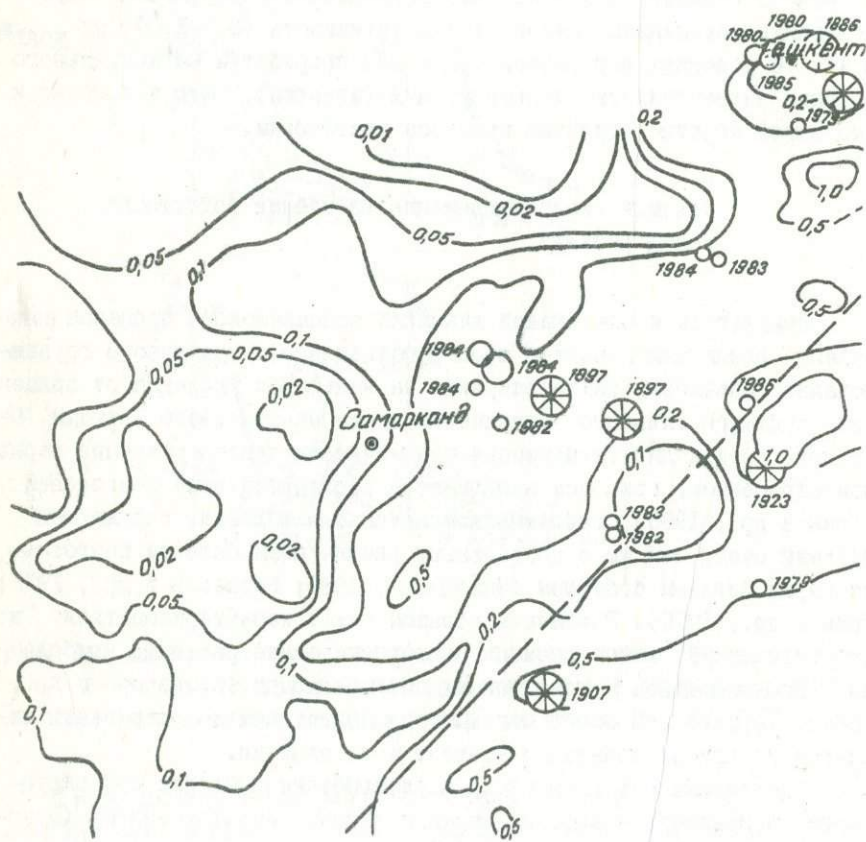


Рис. 56. Карта сейсмической активности с эпицентрами землетрясений с $K \geq 12$:

I — изолинии активности; 2 — эпицентры землетрясений с указанием даты и величины K ; 3 — эпицентры землетрясений с $M = 6,5$

Проанализируем общую сейсмологическую характеристику наиболее изученной сейсмичной территории Узбекистана. Долговременная карта сейсмической активности (Фленова и др., 1984) построена по землетрясениям с $K = 9-13$ включая 1978 г. На ней мы условно выделили следующие зоны проявления современной сейсмичности: более 0,5 - активная, менее 0,05 - ослабленного проявления сейсмичности (рис. 56). Сопоставление карты A_{10} с эпицентрами сильных землетрясений, известных для рассматриваемой территории до 1978 г., позволяет отметить следующее:

I. В эпицентральных зонах крупнейших землетрясений с $K \geq 16$, $M \geq 6,5$, происшедших в прошлом веке (Урартубинское 1897 г., Ташкентское 1868 и 1886 гг., Пскемо-Чаткальское 1896 г.), не наблюдается повышенных значений A_{10} (выше 0,2 ед. A_{10}). В то же время зоны землетрясений, имевших место в более позднее время, характеризуются максимальными значениями A_{10} : Куршабских (1924 г.) и Чаткальского (1946 г.) - до 2,0 - 5,0. Таким образом, однозначной прямой взаимосвязи между величинами землетрясения и A_{10} не наблюдается. Это подтверждает предположение о том, что процесс разрядки длительный и величина A_{10} несет в себе следы предшествующих сильных событий. Ранее нами была получена зависимость $A_{10} = f(\Delta T)$, где ΔT - промежуток времени с момента землетрясения, которая позволяет оценить время, в течение которого происходит длительная разрядка напряжений в очаговых зонах крупных землетрясений, исчисляемое десятками лет (Яковлева и др., 1984). Фрагмент рассматриваемой карты наглядно демонстрирует это положение для землетрясений с $K = 16$:

Год события	$\Delta T, г$	A_{10}
(1978 - последний год, используемый при построении карты)		
1897	81	0,2
1907	71	0,5
1924	54	2,0
1946	32	2,0, т.е.

время разрядки продолжается свыше 50 лет.

2. Повышенная сейсмическая активность, как правило, совпадает с эпицентрными зонами землетрясений, происшедших в 1967-1978 гг.

3. Эпицентральные зоны Уратюбинских и землетрясений прошлого века вблизи Самарканда характеризуются состоянием сейсмического "затишья". Исходя из этих сопоставлений можно сделать вывод, что области пониженных значений A_{10} , где ранее происходили сильные землетрясения, находятся в стадии более активного накопления напряжений.

4. Все толчки с $K \geq 12$, происшедшие после 1978 г. и, следовательно, не использованные при построении карты A_{10} , случились в областях, характеризующихся значениями A_{10} не ниже 0,1, хотя в прошлом в областях с $A_{10} < 0,1$ отмечались сильные землетрясения. В результате можно предположить, что области, характеризующиеся пониженными A_{10} , еще не готовы к генерации достаточно крупных землетрясений. Это подтверждает мысль Ю.В.Ризниченко (1985) о связи K_{max} с A_{10} и позволяет подойти к определению тех "предельных значений" A_{10} , по которым можно было бы судить о потенциально подготовленных местах возникновения сильных землетрясений.

В целях формализованного прослеживания во времени сейсмической активизации строились годовые карты плотности эпицентров по $K = 9-10$ за 1968-1985 гг. и $K = 8$ за 1981-1983 гг. В соответствии с закономерностями, замеченными при анализе сейсмичности перед сильными землетрясениями (см. предыдущий раздел), нас интересовали время возникновения, продолжительность существования и миграция областей повышенной плотности слабых землетрясений ($K = 8-10$) перед сильными. Карты строились по зоне $0,4 \times 0,4^{\circ}$ со скользящим перекрытием в $0,2^{\circ}$. Важным моментом при этом являлось определение фоновых значений и доверительных интервалов, выход за которые можно было бы считать повышением или понижением плотности, что соответствовало бы стадиям активизации или затишья. На исследуемой площади отчетливо просматривается деление территории по наблюдаемым значениям A_{10} на две части. Если общий фон характеризуется значениями 0,2-0,5, то в северо-западной части происходит снижение его до 0,02, а в восточной - повышение до 1,2-2,0. В связи с этим средние долговременные числа землетрясений разных энергетических классов по времени существенно отличаются для этих частей территории.

Для западной это (при $A_{10\text{ср}} = 0,1$) одно землетрясение с $K = 10$ за 10 лет на 1000 км^2 , для восточной - два. Следовательно, аналогично выбирается разный уровень значений N_K при выделении зон повышенной плотности.

Для выбора доверительного интервала в западной части (I) мы использовали долговременные значения $\gamma = 0,53 \pm 0,07$ и $A_{10} = 0,1 \pm 0,11$. Отсюда - $N_g = 0,33 \pm 0,37$ на 1000 км^2 или $N_g = 0,5 \pm 0,6$ на 1600 км^2 (зона $0,4 \times 0,4^\circ$), где $0,6 = \delta_N$ - относительная ошибка определения средней повторяемости класса $K = 9$, независимая от S и T .

Доверительный интервал можно вычислить для разных уровней доверия $\alpha = 0,8; 0,95; 0,999$ (Зайдель, 1967), т.е. выбрать такую надежность, которая удовлетворила бы нас. Получив для надежности 80% - $0,3 < x < 1,3$, для надежности 95% - $0,7 < x < 1,7$, для 99% - $1,5 < x < 2,5$, мы оценили фоновое значение $N_g = 2$ землетрясения в год на 1600 км^2 . Аналогичным образом вычислены фоновые N_g и δ_N для центральной (II) и восточной (III) частей рассматриваемой территории. В результате мы получили, что с доверительной вероятностью 0,95 в западной части - $0,7 < N_g < 1,7$, в центральной - $1,7 < N_g < 3,3$, восточной - $4,3 < N_g < 7,8$. Это позволило нам считать N_g аномально повышенными: на западе более 2 землетрясений в год на площади 1600 км^2 , в центре - более 4, на востоке - 7.

На рис. 57, а, б, в представлены области повышенных значений N_g , объединенные по трем периодам. Здесь же нанесены землетрясения с $K \geq 12$, происшедшие в те же выделенные периоды, что позволило контролировать повышение годовой плотности эпицентров за счет афтершоковой деятельности.

Период 1968-1973 гг. (рис. 57, а) характеризуется отдельными всплесками сейсмической активизации преимущественно в западной части. Здесь можно зафиксировать лишь проявления повышенной активности (I) в 1970, 1971, 1973 гг. к юго-востоку от Самарканда (район Ургут - Пенджикент). Здесь имели место исторические землетрясения в 1490, 1799, 1877, 1880, 1928 гг. и Ураткубинские 1897 г.

Период 1974-1979 гг. (рис. 57, б). В западной части пятна повышенной плотности продолжают проявляться в районах Ургут-Пенд-

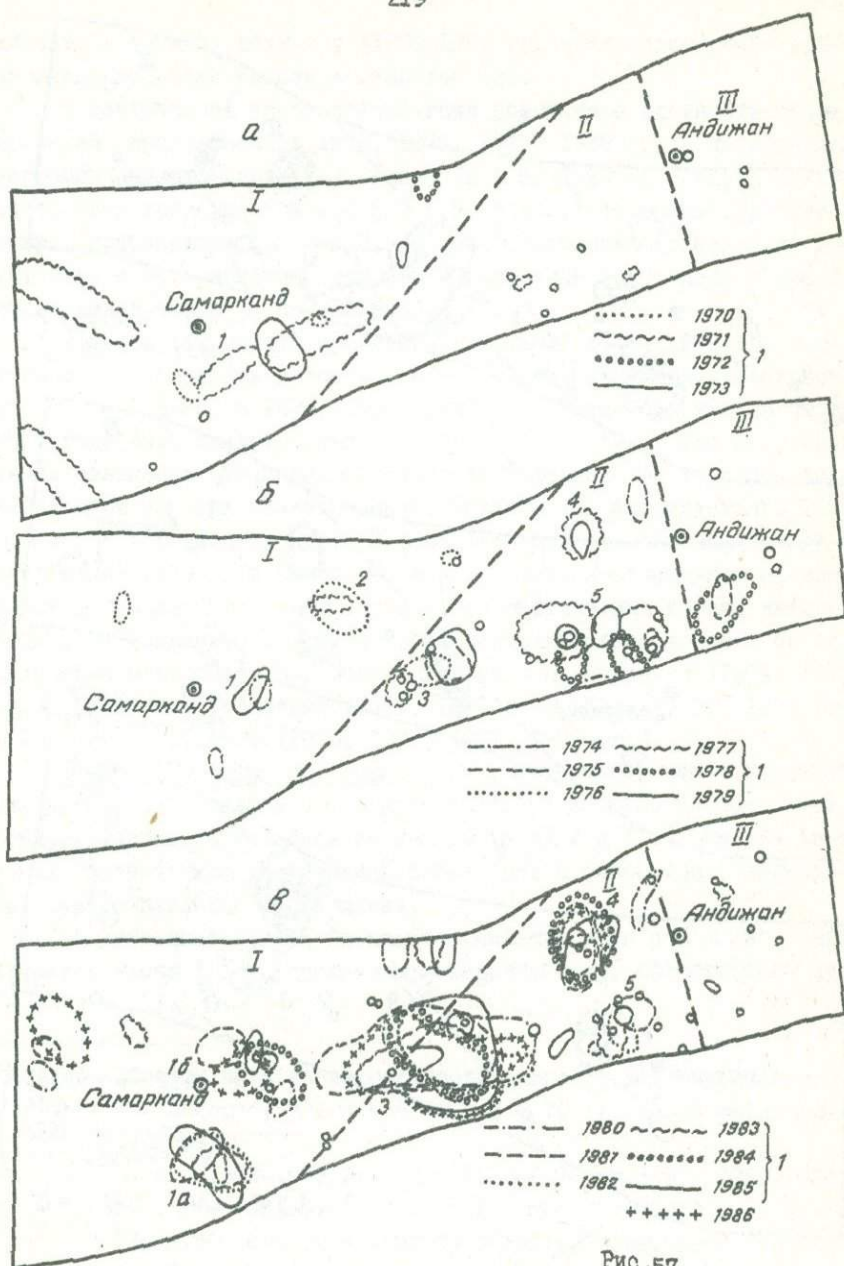
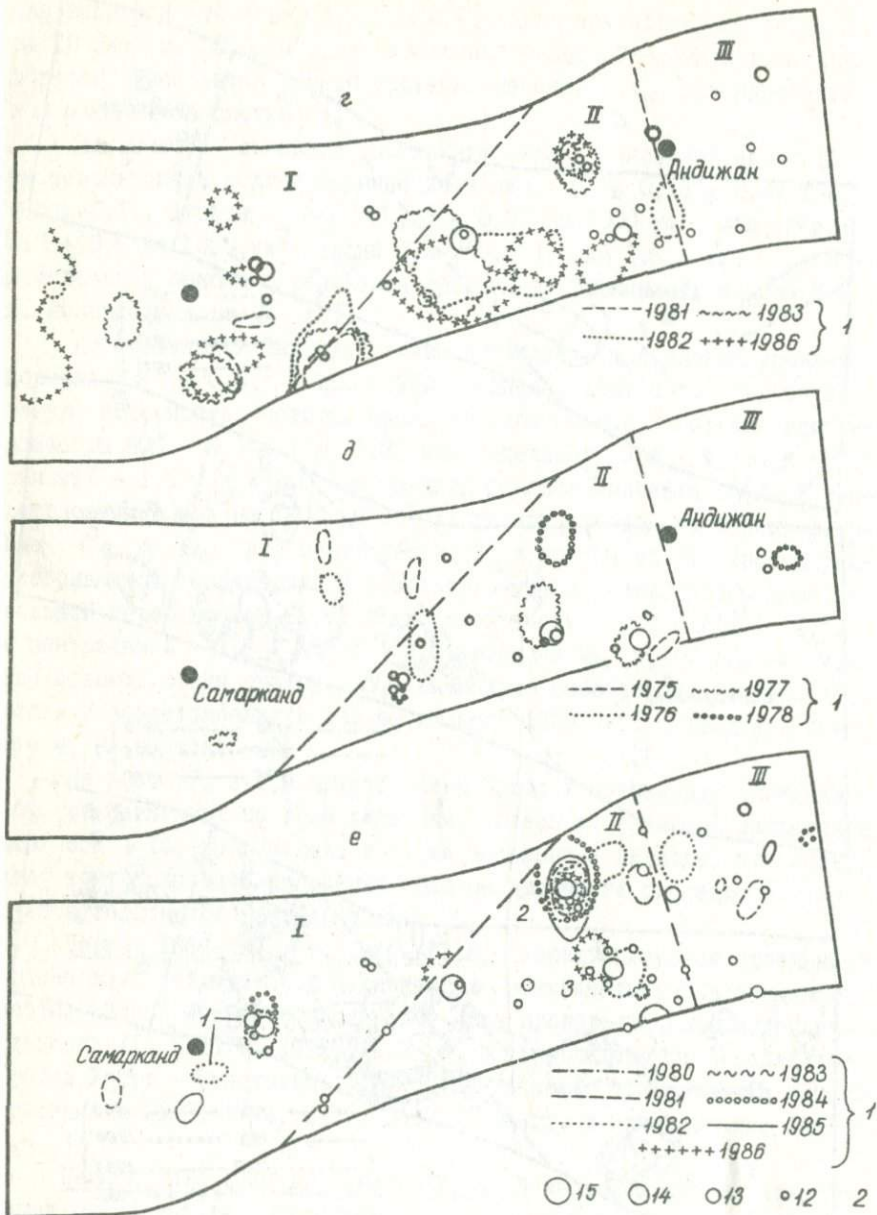


Рис. 57.



жикент; в течение двух лет (1976-1977 гг.) активизировался район между городами Джизак и Гулистан (2).

В центральной части локализация повышенной плотности землетрясений проявлялась в 1975, 1976, 1977, 1979 гг.; наблюдалась миграция на юго-запад (3). Ранее (в 1869-1923 гг.) здесь имели место землетрясения с $M = 5,5 - 6,5$, образующие эпицентральной зону в направлении Ю-З - С-В. Однако отмеченная локализация может быть и афтершоковой, так как в указанные годы здесь происходили землетрясения с $K = I2$ и $I3$.

Область (4) начала проявляться с 1977 г.: в 1979 гг. локализация повторилась в том же месте. Здесь известны землетрясения с $M = 5,5-6,0$ в 1620, 1908, 1927 гг. (самым сильным за последние годы было землетрясение в 1965 г. с $K = I2$). Это дает основание связывать отмеченную активность с форошковой (роевой) деятельностью Папских землетрясений. Область (5) фиксируется с 1977 г. (после происшедших здесь Исфара-Баткенского Кадамжайского землетрясений 1977 г.) и вероятнее всего является отражением афтершоковой деятельности. Таким образом, за шестилетний период активизация, не связанная с афтершоковой деятельностью, достаточно определенно отмечалась в районах Ургута - Пенджикента (1974, 1979 гг.), Джизака - Гулистана (1976, 1977 гг.), Папа (1977, 1979 гг.) и Ура-Тюбе - Сулякты (1975, 1976, 1978, 1979 гг.).

Период 1980-1986 гг. (рис. 57, в). В западной части сгущение эпицентров наблюдалось в основном в тех же местах. Но при этом зона (I) четко разделилась на две части (I а и I б), каждая из которых значительно увеличилась в размерах и приобрела выраженное северо-западное направление.

За указанный период ни одного землетрясения с $K \geq I2$ в окрестностях зоны I а не произошло, следовательно, афтершоковая дея-

Рис. 57. Области повышенной плотности эпицентров землетрясений с $K = 9$ (а, б, в), $K = 8$ (г), $K = I0$ (д, е) за различные периоды:

а - 1968-1973 гг.; б - 1974-1979 гг.; в - 1980-1986 гг.; г - 1981-1983 и 1986 гг.; д - 1974-1979 гг.; е - 1980-1986 гг.; I - контуры областей повышенной плотности; 2 - эпицентры землетрясений с $K = I2-I5$

тельность здесь исключена и активизация может быть с достаточной степенью уверенности отнесена к форшоковой.

В пределах зоны I б в 1982 и 1984 гг. произошло 4 землетрясения с $K = 12$ и 13. В 1984 г. число землетрясений с $K = 9$ увеличилось за счет афтершоковой деятельности. Развитие сейсмического процесса перед указанными событиями выражалось миграцией эпицентров в северо-западном направлении (см. периоды 1968–1973 и 1974–1979 гг.).

В центральной части в зоне 3 количество эпицентров начиная с 1980 г. существенно возросло, размеры зон увеличились (с 85 до 500 км в широтном направлении). Зона заняла преимущественно широтное простираие с расширением на З, В, С, где в 1980, 1983, 1984 гг. отмечены землетрясения с $K = 12$. В 1985 г. произошло Кайракумское землетрясение с $M = 6,0$, эпицентр которого находится на северной окраине этой зоны. Описанное развитие сейсмического процесса, проявившееся в заметном увеличении плотности эпицентров с $K = 9$, скорее всего связано с подготовкой Кайракумского землетрясения в 1985 г. Здесь следует отметить активизацию по $K = 12$ на периферии зоны повышенной плотности.

В зоне 4 продолжал развиваться сейсмический процесс, характеризующийся расширением области проявления землетрясений с $K = 9$ вплоть до возникновения Папского роя в 1984 г. Спустя два года эта область продолжала фиксироваться, хотя уменьшилась в сравнении с афтершоковой областью первого года.

Зона 5 уменьшилась по размеру: пятна повышенной плотности эпицентров локализовались вблизи эпицентров сильных землетрясений 1977, 1982 гг. (Чимионское).

Подводя итог анализу карт плотностей землетрясений с $K = 9$, можно достаточно уверенно констатировать проявление форшоковой деятельности за несколько лет до возникновения сильных землетрясений 1984–1985 гг.

Карты плотности землетрясений с $K = 8$ (рис. 57, г) строились только за 1981–1983 гг., когда проводилось массовое определение эпицентров с $K = 8$. Неполнота данных не позволяет сравнить информативность землетрясений с $K = 8$ и $K = 9$. Однако области повышенной плотности совпадают достаточно хорошо. Дополнительно к картам по $K = 9$ карты по $K = 8$ указывают на намечающуюся активизацию к западу от г. Самарканда, наблюдавшуюся в 1982 и 1986 гг.

Карты плотности землетрясений с $K = 10$ (рис. 57, д, е). В связи с тем что период повторяемости землетрясений с $K = 10$ значительно больше 1 года, прежде чем строить карты плотностей N_{10} необходимо было определить те представительные по продолжительности сроки, по которым можно было бы получить фоновые значения.

По графикам повторяемости мы имеем для западной части $A_{10} = 0,16$; центральной - $A_{10} = 0,22$; восточной - $A_{10} = 0,46$ в год на 1600 км^2 (выбранная зона осреднения). При 95% доверительном уровне для западной части - $0,06 < N_{10} < 0,26$; центральной - $0,06 < N_{10} < 0,38$; восточной - $0,47 < N_{10} < 0,60$. Но в этом случае информативность оказывается резко сниженной, так как при данном подходе к анализу приходится объединять данные от 3 до 6-7 лет, что соизмеримо, а иногда и превышает длительность активизации перед землетрясениями не самых больших энергий. Поэтому мы подошли к анализу, полагая что значения N_{10} являются аномальными, если в западной части наблюдается более двух землетрясений в год, в центральной и восточной более трех.

Результаты картирования зон повышенной плотности N_{10} представлены на рис. 57, д, е, где показаны данные за разные периоды.

В период 1974-1979 гг. повторяющихся областей повышенных N_{10} практически не наблюдается (рис. 57, д).

Период 1980-1986 гг. характеризуется скоплением эпицентров (2), где их повышенная плотность отмечалась еще в 1978 г. (см. рис. 57, е) и повторялась ежегодно вплоть до Папского землетрясения 1984 г. К юго-востоку в виде полосы северо-восточного простирания располагаются пятна повышенной плотности, отмечаемые в 1982, 1983 гг. (что, вероятнее всего, вызвано афтершоковой деятельностью Чимшонского землетрясения 1982 г.), а также в 1985 и 1986 гг.; они выстраиваются в линию, как бы продолжая Кумбель-Кокандский разлом к югу. В восточной части фиксируются отдельные неперекрывающиеся всплески N_{10} (1980, 1981, 1982, 1984, 1985 гг.), которые можно интерпретировать как общую активизацию Восточно-Ферганского разлома.

В западной части повышение плотности отмечалось в 1983 г. перед группой Галляаральских землетрясений 1984 г. (I). Здесь в 1981, 1982, 1985 гг. можно отметить также отдельные повышения плотности, совпадающие по местоположению с областями повышенных значений N_9 (район Ургут-Пенджикент).

Таким образом, из пяти сильных землетрясений, зарегистрированных в период с 1975 по 1986 г., повышенная плотность N_{10} проявилась в период подготовки только перед Папским роевым землетрясением 1984 г. и Галляраальскими 1984 г., три других – Кайракумское 1985 г., Исфара–Баткентское 1977 г. и Чимионское 1982 г. не предварялись заметными форшоками с $K = 10$.

Подготовка землетрясений – процесс длительный, вполне достаточный для того, чтобы проанализировать сейсмологическую обстановку и успеть провести наблюдения в эпицентральной зоне за более краткосрочными предвестниками. Следует заметить, что в тот год, когда происходит сильное землетрясение, наблюдается тенденция к ослаблению форшоковой деятельности в других зонах подготовки сейсмического события.

Энергетика сейсмического процесса в Южно-Ферганской зоне

Изучение энергетики сейсмического процесса проводилось в рамках энергетической модели сейсмического режима, описанной в работах Ю.В.Ризниченко (1968, 1975, 1981), А.М.Артамонова (1979).

В первом варианте модели (Ризниченко, 1968) среда предполагается замкнутой относительно источников сейсмической энергии, мощность которых W_0 (рис. 58). В работе А.М.Артамонова (1979), развивающего энергетические представления Ю.В.Ризниченко, материал сейсмоактивной зоны рассматривается как максвелловское тело, находящееся в поле действия тектонических источников. Составляется уравнение баланса энергии, согласно которому изменение энергии в среде происходит за счет 1) подкачки от внешних источников мощности W_T ; 2) затрат энергии на течение материала в условиях ползучести; 3) выделения энергии в виде сейсмических волн.

Предполагается, что выделяемая энергия пропорциональна действующим напряжениям. Близость наступления сейсмической активизации зависит от толщины потенциального барьера Π , изменение которого обусловлено следующими причинами: 1) залечивание старых разрывов; 2) распространение действующих разрывов, т.е. увеличение поврежденности, которое описывается кинетическим уравнени-

ем; 3) наблюдаемое при остановке разрыва увеличение концентрации дефектов в более широкой области, которое моделируется уравнением диффузии: $\int_{BCEDFA} = \int_{DLMFF}$.

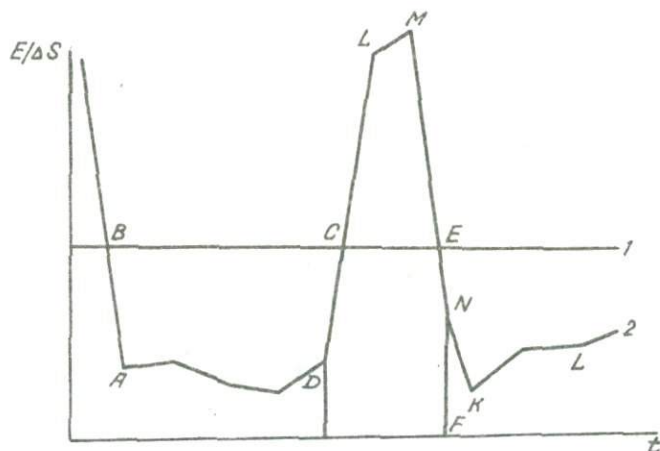


Рис. 58. Схема основного энергетического тождества между накопившейся энергией и энергией, выделенной во время сейсмической активизации:

1 — постоянная во времени функция притока сейсмической энергии; 2 — нормированная по площади функция выделяемой сейсмической энергии

Для конкретного расчета Южно-Ферганская зона разбита на три части (Яковлева и др., 1984), которые отличаются по сейсмической активности, величине K_{max} и т.д., а также по характеру современных движений. Подзоны I и III (западная и восточная части Южной Ферганской зоны) находятся в области преимущественного поднятия, подзона II (центральная часть) — в области опускания (карта СДЗК).

Плотность мощности энергии W_0 , поступающей для поддержания сейсмического процесса, согласно Ю.В.Ризниченко (1968), является одной из долговременных характеристик сейсмического режима (сейсмический климат) и может рассчитываться различными способами:

$$W_0 = \int_{-\infty}^{K_{max}} E(K) N(K) dK, E(K) = 10^K \text{ Дж},$$

$$N(K) = A_{10} \cdot 10^{\delta \cdot (K-10)},$$

$$W_0 = \frac{A_{10} \cdot 10^{-\delta \cdot 10}}{(1+\delta) \ln 10} \cdot 10^{(1+\delta) K_{max}}$$

Преимущество данного способа заключается в том, что он позволяет получить значение W_0 за короткий промежуток наблюдений. Но он имеет и ряд недостатков:

1) предположение о постоянстве величин A_{10} и δ , что вообще говоря неверно;

2) прямолинейная экстраполяция графика повторяемости землетрясений в область K_{max} ;

3) значения K_{max} , определенные различными способами, могут существенно различаться.

Исходные параметры A_{10} , δ , K_{max} (данные И.Б.Яковлевой) и результаты расчета W_0 приведены ниже:

A_{10}	δ	K_{max}	W_0
0,08 - 0,1	0,45	16-17	$(0,13-0,45) \cdot 10^{13}$
0,14 - 0,05	0,46	15-16	$(0,56-1,96) \cdot 10^{12}$
0,29 - 0,12	0,47	16-17	$(0,36-1,22) \cdot 10^{13}$

По второму способу W_0 определяется так:

$$W_0 = \frac{\sum E_i}{\Delta t \Delta S}, \quad (85)$$

где $\sum E$ - суммарная энергия всех землетрясений, происшедших на площади ΔS за время Δt . Этот способ может также привести к значительным ошибкам при малой величине Δt . Для уменьшения

этой ошибки целесообразно, чтобы начало и конец временного интервала Δt приходились на одни и те же периоды сейсмической жизни, например, начало или конец сейсмической активизации. Поскольку интервал Δt выбирается большим, а землетрясения малых классов стали представительными лишь в последние десятилетия, то важно оценить вклад землетрясений младших классов в величину W_0 .

Пусть K_0 — тот максимальный класс, который мы хотим опустить при подсчете W_0 по формуле (85). Подсчитаем следующий интеграл:

$$W_{K_0} = \int_{-\infty}^{K_0} E(K) \cdot N(K) dK.$$

Такое определение W_{K_0} оправдано тем, что в области малых классов прямолинейная зависимость графиков повторяемости землетрясений выдерживается достаточно четко. Задаваясь $K_0 = 12$ (поскольку данные о землетрясениях с $K \geq 13$, по-видимому, достаточно полны), получим следующие оценки:

$$\begin{aligned} 2,2 \cdot 10^{-3} &\leq \frac{W_{K_0}}{W_0} \leq 7,9 \cdot 10^{-3} && \text{для I части Южно-Ферганской зоны;} \\ 7 \cdot 10^{-3} &\leq \frac{W_{K_0}}{W_0} \leq 2,4 \cdot 10^{-2} && \text{для II части;} \\ 2,2 \cdot 10^{-3} &\leq \frac{W_{K_0}}{W_0} \leq 7,6 \cdot 10^{-3} && \text{для III части,} \end{aligned}$$

т.е. вклад землетрясений с $K \leq 12$ в определение W_0 для всей Южно-Ферганской зоны не превышает 2,5%. Поэтому определение первым способом должно базироваться на правой части ($K \geq 13$) графика повторяемости. Однако построить его с достаточной точностью за промежуток времени ~ 30 лет, по-видимому, невозможно.

В результате расчета W_0 по формуле (85) получились следующие значения:

$$I \quad W_0 \approx 8,8 \cdot 10^{12} \frac{\text{Дж}}{1000 \text{ км}^2 \cdot \text{год}};$$

$$\text{II} \quad W_0 = 1,135 \cdot 10^{12} \frac{\text{Дж}}{1000 \text{ км}^2 \cdot \text{год}} ;$$

$$\text{III} \quad W_0 = 1,048 \cdot 10^{13} \frac{\text{Дж}}{1000 \text{ км}^2 \cdot \text{год}} .$$

Можно отметить, что средние значения W_0 , определенные первым способом, немного ниже, чем подсчитанные вторым способом. Это может быть связано с тем, что в области высоких классов происходит излом графика повторяемости в сторону увеличения частоты землетрясения, не учтенный при подсчете по первому способу.

Таким образом, после оценки величины энергии, вносимой младшими классами, мы остановили свой выбор на определении W_0 по второму способу.

Критическая плотность запасенной энергии также рассчитывалась для различных участков Джоно-Ферганской зоны.

I часть зоны. Самое раннее землетрясение с $K = 15$, известное из каталога, относится к 1799 г. Начало следующей активизации приходится на 1888 г. К сожалению, мы не располагаем полными данными о фоновой сейсмичности за это время, имеются лишь сведения о наиболее сильных землетрясениях с $K = 13-14$. Таким образом, к началу активизации в 1888 г. накопилась плотность энергии $\Delta t \cdot W_0 - \frac{1}{S_1} \sum E_i^{\text{ФОН}} = 7,8 \cdot 10^{14} \text{ Дж/на } 1000 \text{ км}^2$, которую

мы и примем за критическую плотность E_m в I части зоны. Эта, а также поступающая непосредственно в период активизации с 1888 по 1902 г. энергия выделяются в виде сильных землетрясений с $K = 15-16$ и их афтершоков. Если учесть, что данные о фоновой сейсмичности не полны, то можно считать, что контрольное равенство с удовлетворительной точностью выполнено:

$$S_1 = 9,0 \cdot 10^{14} \text{ Дж/1000 км}^2 ;$$

$$S_2 = 8,1 \cdot 10^{14} \text{ Дж/1000 км}^2 .$$

С 1902 по 1987 г. накоплена плотность энергии

$$W_0 \cdot 85 - \frac{1}{\Delta S_1} \sum E_i = 6,6 \cdot 10^{10} \text{ Дж/1000 км}^2$$

и к 2000 г. должна достигнуть своего критического значения. Однако к данным построениям, по-видимому, следует подходить с достаточной осторожностью, так как при нахождении критической плотности энергии мы использовали значения выделенной энергии, определенные не по инструментальным данным, что может приводить к значительным ошибкам. Учет этих ошибок является сложной в математическом отношении задачей. Если считать, что δ_K - ошибка в определении энергетических классов и подчиняется нормальному закону, то о величине $10^{K+\delta_K}$ этого сказать нельзя, поэтому остается неясным - как учитывать сумму $10^{K_1+\delta_{K_1}} + 10^{K_2+\delta_{K_2}} + \dots + 10^{K_N+\delta_{K_N}}$.

Кроме статистических ошибок в определении критической плотности, следует, по-видимому, иметь в виду и временное изменение этой величины, связанное с перестройкой тектонической обстановки. Поэтому не исключено, что землетрясение 1985 г. с $K = 14,7$, происшедшее в этой подзоне, является началом сейсмической активизации. Согласно точности и детальности наших построений, значение накопленной к 1985 г. $\mathcal{E} = 6,5 \cdot 10^{14}$ достаточно близко к величине критической плотности - $\mathcal{E}_m = 7,8 \cdot 10^{14}$, определенной ранее (рис. 59).

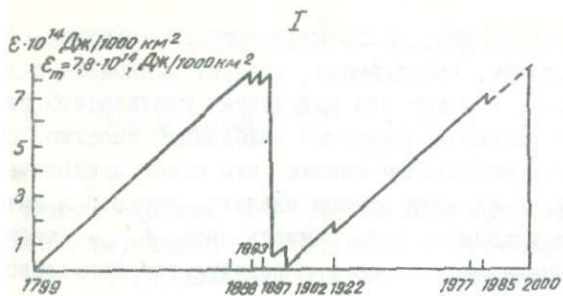
II часть. Дата крупного землетрясения с $K = 15$ приходится на 1823 г. Условно все время с 1823 по 1987 г. можно разбить на следующие периоды: 1823-1902 гг. - накопление напряжений, 1902 г. - сброс напряжений, 1902-1977 г. - накопление напряжений, 1977-1982 гг. - активизация. Перейдем к количественным оценкам. С 1823 по 1902 г. поступило $W_0^{II} \cdot 79 = 8,97 \cdot 10^{13}$ Дж/1000 км²; из-за отсутствия данных о фоновой сейсмичности мы можем произвести лишь верхнюю оценку величины критической плотности энергии:

$$\mathcal{E}_{кр} \leq 8,97 \cdot 10^{13} \text{ Дж/1000 км}^2.$$

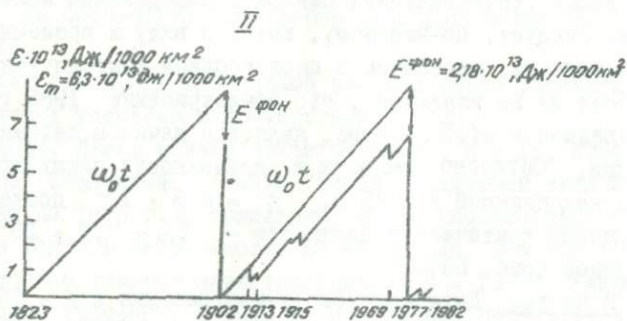
В 1902 г. сбросилось $6,15 \cdot 10^{13} \frac{\text{Дж}}{1000 \text{ км}^2}$. Примем эту величину

за критическую плотность II части зоны. Попробуем обосновать этот выбор дальнейшими построениями. С 1902 по 1977 г. поступило

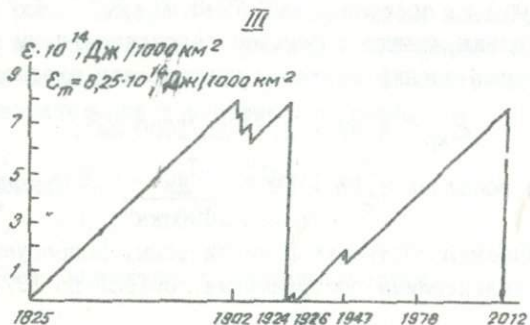
$$W_0^{II} \cdot 75 = 8,52 \cdot 10^{13} \frac{\text{Дж}}{1000 \text{ км}^2}. \text{ Часть этой плотности выде-}$$



$T = 103 \text{ года}$



$T = 75 \text{ лет}$



$T = 103 \text{ года}$

лилась в форме землетрясений с $K \leq 14 \cdot \frac{1}{S_2} \sum E_i = 2,2 \cdot 10^{13}$

$\frac{\text{Дж}}{1000 \text{ км}^2}$ (рис. 59), т.е. к моменту активизации накопилось $6,3 \cdot 10^{13}$ Дж/1000 км². Получилась величина, достаточно близкая к полученной ранее. Таким образом, изучение энергетики сейсмического процесса по II части Южно-Ферганской зоны позволяет сделать следующие выводы:

эта часть характеризуется высоким уровнем фоновой сейсмичности (около 26% поступающей энергии тратится в период накопления энергии);

землетрясение с $K = 15$ готовится в этой зоне в течение 75-80 лет;

в настоящее время зона находится в начале периода накопления энергии, и землетрясение с $K = 15$ в ближайшие десятилетия здесь не произойдет.

III часть. Построения, аналогичные предыдущим, приводят к следующим цифрам. Критическая плотность энергии в этой части зоны оценивается величиной $8,25 \cdot 10^{14} \frac{\text{Дж}}{1000 \text{ км}^2}$. Период накопления энергии начался в этой зоне с 1926 г. и к 1987 г. накоплено $6,4 \cdot 10^{14} \frac{\text{Дж}}{1000 \text{ км}^2}$. Землетрясение с $K = 16$ здесь возможно не ранее 2007-2012 г. (рис. 59).

Наблюдаемый ход потока сейсмической энергии $W_c(t)$ строился для каждой из подзон со сдвигом на $\Delta t = 15$ лет (без перекрытия). Значение Δt выбиралось с таким условием, чтобы в каждый временной интервал попадало хотя бы одно землетрясение. Значение $W_c(t)$ приписывалось концу временного интервала. Как видно из рис. 60, можно говорить о периодическом поведении функции $W_c(t)$. Причем, если для первых двух подзон мы наблюдаем полный период $W_c(t)$, то для третьей выделяется лишь часть периодической кривой, характеризующаяся началом активизации и постепенным ее спаданием. Непрослеживаемость полного периода

Рис.59. Временное поведение функции ϵ , характеризующее напряженное состояние среды для различных участков Южно-Ферганской зоны (I, II, III)

может объясняться вполне объективными причинами. Отсутствие землетрясений с $K > 13$ в правой части связано с тем, что в настоящее время эта зона находится в стадии накопления напряжений. Отсутствие же данных о землетрясениях с $K \leq 14$ до 1900 г. может быть обусловлено их непредставительностью в то время.

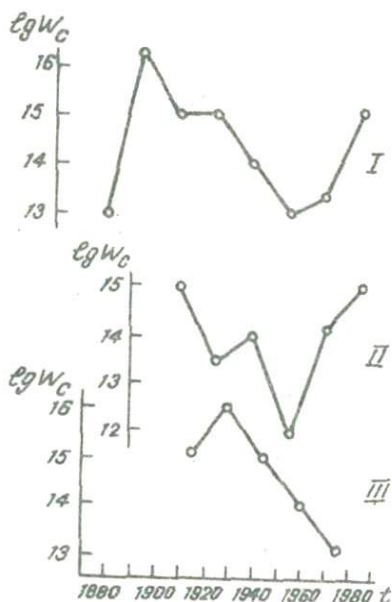


Рис. 60. Наблюдаемый ход потока сейсмической энергии для различных участков Южно-Ферганской зоны (I, II, III)

Для того чтобы решения системы уравнений, моделирующих сейсмический режим, было периодическим, необходимо, чтобы коэффициенты системы удовлетворяли определенным соотношениям. В работе А.М. Артамонова (1979) они найдены, но приведены с описками. Поэтому результаты просчетов по этим формулам не соответствуют указанным в этой работе исходным данным. После устранения описок получились следующие соотношения:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\overline{W}_c}{\alpha} = \frac{(2E)^{3/5} \cdot c^{1/2} \cdot \dot{V}^{6/5}}{(2\beta)^{1/5}}; \\ \alpha M^2 = 1; \\ D = \frac{2\lambda^2}{5\tau M}; \\ \frac{2\tau}{T} = \frac{\beta(1+\alpha)}{M}. \end{array} \right. \quad (86)$$

Следует сказать, что некоторые коэффициенты системы носят формальный характер, поскольку введены для упрощения ее решения.

В системе (86) считаются известными следующие параметры:

$$\begin{aligned} E &= 2 \cdot 10^{11} && \text{дин/см}^2, \\ c &= 5 \cdot 10^6 && \text{дин/см}^2, \\ \beta &= 5 \cdot 10^7 && \text{дин/см}^2, \\ \overline{W}_c &= \frac{W_0}{H} && \text{эрг/см}^3, \end{aligned}$$

где H — толщина сейсмогенного слоя; \dot{V} — скорость СДЗК, которая должна находиться из полного тензора деформаций; T — время сейсмического цикла; λ — длина волны сейсмичности, связанная с наблюдаемой скоростью миграции землетрясений V соотношением $\lambda = V \cdot T$.

Из системы уравнений (86) определяются параметры α, M, D, β , где коэффициент сейсмического действия тектоники $\alpha = \frac{W_0}{W_T}$ следует перевести в %. Затем находится коэффициент K , связывающий накопленную энергию E с выделяемой W_c . Как отмечалось выше, эта связь А.М. Артамоновым предполагается линейной:

$$K = \alpha \cdot \beta$$

Зная параметр K , вычисляем величину $\bar{\epsilon}$, которая затем по формуле $\sigma_{эф} = \sqrt{\bar{\epsilon} \cdot 2E}$ пересчитывается в эффективные напряжения. Коэффициент вязкости η находится из выражения

$$\eta = \frac{\sigma_{эф}}{\dot{V}} ;$$

так как вязкость дается в пуазах, а значения скорости деформирования \dot{V} - в годах, \dot{V} необходимо перевести в секунды. Сделаем некоторое пояснение относительно коэффициента сейсмического действия тектоники. Мы можем судить о нем лишь по соотношению между скоростью вертикальных движений земной коры (данные по триангуляции имеются лишь для восточной части Южно-Ферганской зоны) и диссипируемым в вертикальном направлении потоком сейсмической энергии, для чего необходимо привлечь сведения о механизмах очагов (угол плоскости разрыва к горизонту и компонента подвижки по падению). Эти данные мы заимствовали из работ Е.М.Безродного, Х.А.Туйчиева (1987) (табл. I2).

Для каждой из подзон рассчитаны коэффициент сейсмического действия α , эффективные напряжения, средние за период $\sigma_{эф}$ и коэффициент вязкости η . Исходные данные для расчета и результаты приведены в табл. I3 и I4 соответственно. Приведенным значениям α , $\sigma_{эф}$ и η можно дать следующую интерпретацию. Меньшая вязкость центральной части Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны (II) свидетельствует о больших пластических свойствах ее, что не позволяет ей накапливать значительные запасы упругой энергии. Вследствие этого коэффициент сейсмического действия (α) в этой подзоне ниже, чем в западной и восточной частях. В пользу этого свидетельствует и распределение землетрясений, близкое к максимальному. В то время как в западной и восточной частях они группируются в периоды активизации, центральная часть характеризуется дисперсным распределением землетрясений в течение цикла.

Таблица I 2

Параметры механизма очага землетрясений

Зона	Но- мер	Плоскость I			Плоскость 2		
		угол пада- ния	компонен- та подвиж- ки по па- дению	$\sin \ell \cdot d_{nag}$	угол пада- ния	компонента подвижки по падению	$\sin \ell \cdot d_{nag}$
I	I 62	+ 0,4	0,353	68	+ 0,5	0,464	
	2 40	+ I	0,643	50	+ I	0,766	
	3 42	- I	- 0,669	50	- I	- 0,766	
	4 34	- I	- 0,559	52	- I	- 0,788	
	5 42	+ I	0,669	48	+ I	- 0,743	
	6 50	+ I	0,766	42	+ I	0,669	
	7 42	+ 0,7	0,468	60	+ 0,8	0,692	
	8 46	+ I	0,719	44	+ I	0,695	
II	9 64	+ 0,8	0,719	40	+ 0,7	0,450	
	10 51	+ 0,9	0,699	44	+ 0,9	0,625	
	11 48	+ I	0,743	46	+ 0,9	0,647	
	12 70	+ I	0,939	24	+ 0,9	0,366	
	13 64	+ 0,8	0,719	46	+ 0,6	0,431	
	14 57	+ 0,9	0,754	40	+ 0,8	0,514	
	15 47	+ I	0,731	45	+ I	0,707	
	16 54	+ 0,8	0,647	48	+ 0,8	0,595	
	17 42	- I	- 0,669	50	- I	- 0,766	
	18 46	- 0,9	- 0,647	48	- 0,9	- 0,668	
III	19 42	- 0,9	- 0,602	47	- 0,9	- 0,658	
	20 50	+ 0,7	0,536	56	- 0,8	- 0,663	
	21 46	+ I	0,719	44	+ I	0,695	
	22 44	+ I	0,695	46	+ I	0,719	
		Среднее $ \sin \ell \cdot d_{nag} $		Среднее $ \sin \ell \cdot d_{nag} $			
I		0,606		0,697			
II		0,735		0,567			
III		0,640		0,681			

Таблица 13

Исходные параметры для расчета

Зона	Дж/1000 км ²	Н, км	Т, год	$\bar{\lambda}$, км	\dot{V}
I	$8,8 \cdot 10^{12}$	30	103	1236	$3 \cdot 10^{-6}$
II	$1,136 \cdot 10^{12}$	30	75	900	$2 \cdot 10^{-6}$
III	$1,048 \cdot 10^{13}$	30	103	1236	$3 \cdot 10^{-6}$

Зона	V	$ \sin \ell \cdot d_{\text{пог}}^{(1)} $	$ \sin \ell \cdot d_{\text{пог}}^{(2)} $	$\bar{W}_c^{\text{бер}} \text{ эрг/см}^3$	$\bar{W}_c^{\text{бер}}(2)$
I	12	0,606	0,697	1,78	2,042
II	12	0,735	0,567	0,278	0,214
III	12	0,640	0,681	2,23	2,38

W_0 - плотность мощности источников сейсмической энергии; H - толщина сейсмогенного слоя; T - период сейсмического цикла; \dot{V} - скорость вертикальных движений земной коры (Н.А.Корешков, А.П.Райзман и др.); V - скорость миграции землетрясений (по данным И.Б.Яковлевой, 10-15 км/год); $\bar{\lambda}$ - длина волны сейсмичности ($\bar{\lambda} = V \cdot T$); ℓ - угол плоскости падения к горизонту; $d_{\text{пог}}$ - компоненты подвижки по падению; индексы 1, 2 определяют два варианта возможной плоскости разрыва; $\bar{W}_c^{\text{бер}}$ - сейсмическая энергия, диссипируемая при вертикальных сейсмических движениях $\bar{W}_c^{\text{бер}} = \frac{W_0}{H} |\sin \ell \cdot d_{\text{пог}}|$; значение $|\sin \ell \cdot d_{\text{пог}}|$ определялось как усредненное для каждой из подзон.

Таблица 14

Результаты расчета прочностных параметров
Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны

Зона	α	α %	M	D
I	0,0146	1,46	8,27	1142
II	0,00373	0,37	16,37	420
III	0,0184	1,84	7,37	1281

Зона	β	K	$\bar{\epsilon}$	$\sigma_{эф}, \text{дин/см}^2$	$\eta, \text{пз}$
I	0,504	$7,35 \cdot 10^{-3}$	242,2	$6,96 \cdot 10^6$	$7,32 \cdot 10^{20}$
II	1,37	$5,07 \cdot 10^{-3}$	54,8	$3,3 \cdot 10^6$	$5,20 \cdot 10^{20}$
III	0,450	$8,28 \cdot 10^{-3}$	269,3	$7,4 \cdot 10^6$	$7,78 \cdot 10^{20}$

Фрактальная решеточная модель сейсмического
процесса и повторяемость землетрясений

На протяжении более трех десятилетий начиная с работ за рубежом Gutenberg, Richter (1949) и др., а в нашей стране Ю.В. Ризниченко (1962, 1964, 1967) "закон повторяемости землетрясений" является основой для всех построений при изучении сейсмического режима. Предпринимаются попытки адекватно объяснить физическую и фрактальную сущность энергетической иерархии землетрясений (Ризниченко, 1971; Уломов, 1974, 1983; Садовский, 1979, 1987; Smally et al., 1987). При этом главное внимание уделяется энерго-временным соотношениям и меньшее - обобщенному пространственно-временному и энергетическому распределению землетрясений разных магнитуд и энергетических классов (Ризниченко, 1971; Уломов, 1974; Бунз, 1964; Горбунова, 1969 и др.). Кроме того, сейсмические процессы представляются главным образом в континуальной, а не дискретной форме, наиболее полно отвечающей реальным природным условиям.

Установлено, что размеры области, "ответственной" за то или иное землетрясение, зависят от его величины. В определенной мере это нашло отражение в работах Ю.В.Ризниченко и др., (1964, 1964 а, 1971, и др.), где, в частности, отмечается, что поскольку диаметр "ответственной" области обычно превышает ширину сейсмоактивной зоны, "это автоматически обеспечивает учет как ширины зоны, так и ее протяженности в длину". Однако физическая сущность этого утверждения, как и сама величина "ответственной области", при разработке "обобщенной модели" сейсмического режима остается нераскрытой. Эти исследования, как отметил сам автор, к сожалению, не привели к решению вопроса о максимальных возможных и о соотношениях максимальных наблюдаемых с остальной иерархией землетрясений (Ризниченко, 1985).

В отличие от традиционного континуального подхода к изучению сейсмического режима нами разрабатывается фрактальная решеточная модель (РМ) развития сейсмического процесса (Уломов, 1987, 1987 а, 1987 б, 1988). Как будет показано далее, по своей геофизической природе РМ отражает фрактальное слоисто-блоковое строение земной коры и всей литосферы (рис. 61), приуроченность очагов к пересечению (узлы РМ) тектонически мобильных межблочных швов (связи РМ) и иерархию масштабного подобия тех и других объектов (рис. 62). Масштабная инвариантность возникновения очагов землетрясений разных магнитуд во времени соответствует временному шагу (τ_M), который в свою очередь определяется повторяемостью землетрясений в элементарной ячейке (ЭЯ) и представляет собой временной период решетки (рис. 63, верхняя часть).

Как пространственные (B_M), так и временные (τ_M) периоды РМ убывают по мере уменьшения M . Малый шаг решетки соответствует слабым, а большой — крупным землетрясениям. Бесконечно малый шаг — сейсмический шум; максимальный обусловлен возможными в данном регионе максимальными землетрясениями ($M = M_{max}$).

Модель линейновытянутых зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ), совпадающих с соответствующими межблочными швами (МБШ) и характеризующихся конкретной M_{max} , формируется путем трансляции вдоль этих зон ЭЯ или ее полосы шириной ω , соответствующей ширине зоны ВОЗ (Уломов, 1988).

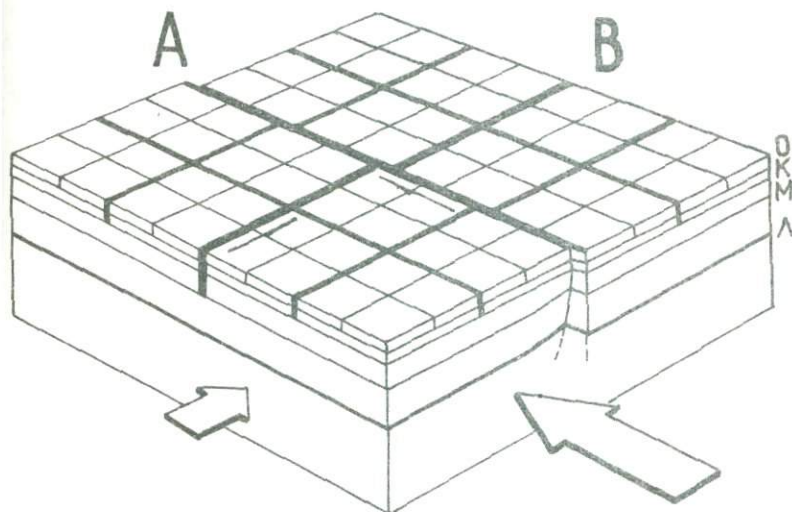


Рис. 61. Иерархия и взаимодействие фрактальной блоковой структуры земной коры и всей литосферы:

А, В – продольные и поперечные межблоковые швы (разломы); стрелки – направленность геодинамических процессов, создающих (**А**) и разрушающих (**В**) зацепы (в центре – главный зацеп)

Другим важным параметром, используемым в РМ и отражающим сейсмогеодинамику фрактальной геофизической среды, являются уединенные волны напряжений и деформаций, распространяющиеся в податливых межблоковых швах (т.е. вдоль связей в решеточной модели), деформируя их и образуя в соответствующих дислокационных узлах разнообразные зацепы, сколы и очаги землетрясений. Направления перемещения этих волн, по-видимому, имеющих солитонную природу и названных нами геонами, показаны тонкими пунктирными стрелками вдоль разломов в нижней части рис. 63 .

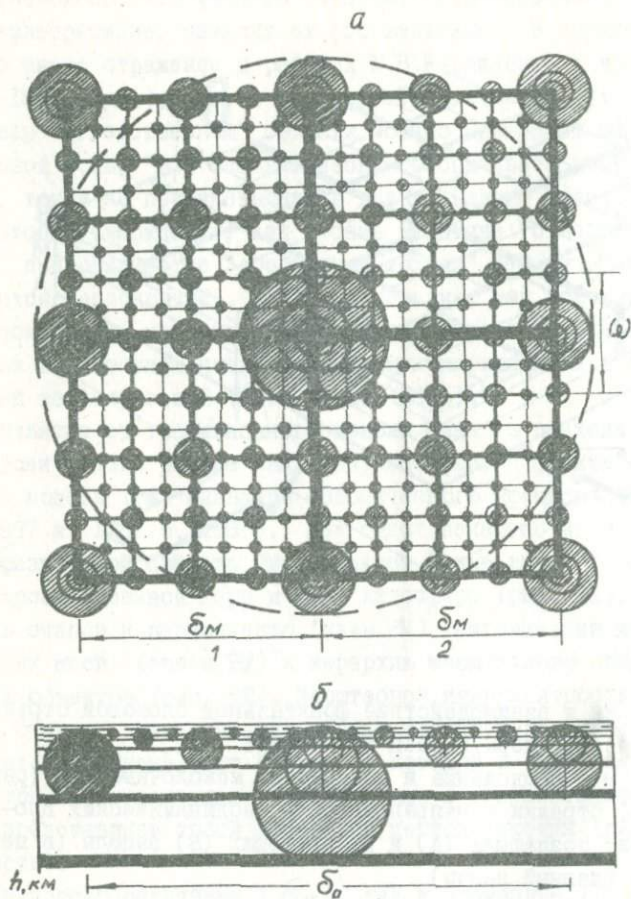


Рис. 62. Элементарная ячейка решеточной модели (а) и ее вертикальный разрез (б) (круги - очаги землетрясений, квантованных по 0,5 М с размерами и межэпизентральными расстояниями в соответствии с I и 2)

Будучи неотъемлемой частью РМ, геоны определяют пространственно-временную направленность развития дискретного сейсмического процесса и приносят ярко выраженный эффект организации в стохастический поток сейсмических событий, что уже нашло приложе-

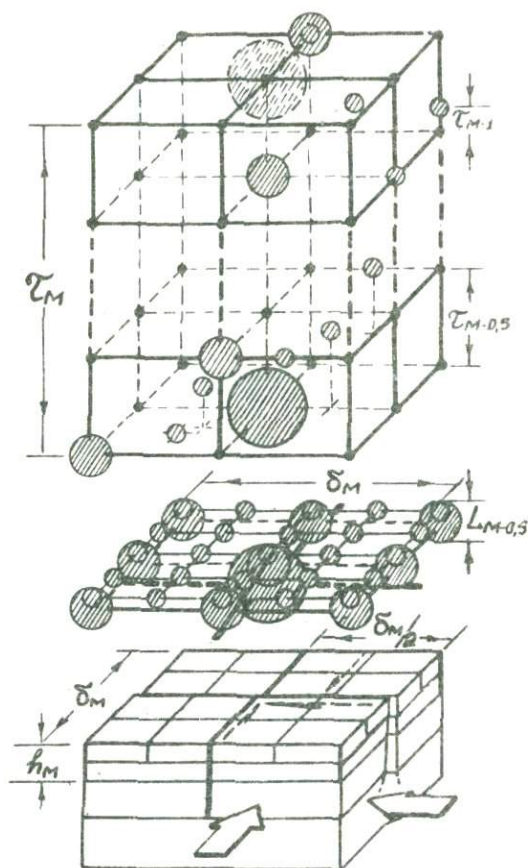


Рис. 63. Обобщенная пространственно-временная решетчатая модель сейсмического процесса (большие сферы - очаги с M_{\max} ; малые - с M_L ; черные точки - свободные узлы РМ в дискретные моменты τ_{M_L})

ние к сейсмологической практике (табл. 15) (Уломов, 1987, 1987 а, 1987 б, 1988, 1988 а).

В результате исследований сейсмогеодинамики Среднеазиатского региона нами найдены численные значения параметров РМ,

Таблица I5

Соотношения магнитуд, энергетических классов, размеров очагов землетрясений, преимущественных межэпизентральных расстояний и радиусов зон, ответственных за землетрясения

ΔM	M	L, км	S, км	ρ , км	3ρ	ΔK	K	L, км	S, км	ρ , км	3ρ
2,8-3,2	3,0	0,2	0,7	0,4	II	8,6-9,5	9	0,1	0,5	0,3	0,8
3,3-3,7	3,5	0,4	1,4	0,7	2,2	9,6-10,5	10	0,3	1,1	0,6	1,7
3,8-4,2	4,0	0,8	2,9	1,4	4,3	10,6-11,5	11	0,7	2,5	1,2	3,7
4,3-4,7	4,5	1,6	5,7	2,9	8,6	11,6-12,5	12	1,5	5,3	2,6	7,9
4,8-5,2	5,0	3,2	11	5,7	17	12,6-13,5	13	3,2	11	5,7	17
5,3-5,7	5,5	6,3	23	11	34	13,6-14,5	14	6,8	24	12	37
5,8-6,2	6,0	12,5	46	23	68	14,6-15,5	15	14,5	53	26	79
6,3-6,7	6,5	25	91	46	137	15,6-16,5	16	31	114	57	171
6,8-7,2	7,0	50	182	91	273	16,6-17,5	17	67	245	122	367
7,3-7,7	7,5	100	363	182	545	17,6-18,5	18	145	527	264	791
7,8-8,2	8,0	200	724	363	1087	18,6-19,5	19	313	1135	567	1702
8,3-8,7	8,5	400	1445	723	2168	19,6-20,5	20	673	2443	1222	3665

характеризующие очаговую сейсмичность рассматриваемой территории. Определены функциональные и статистические зависимости протяженности очагов ($L(M)$), их ширины ($W(M)$) и преимущественных межэпизентральных расстояний ($\delta(M)$) от магнитуды землетрясений (M), квантованной шагом 0,5:

$$\lg L, \text{ км} = 0,6M - 2,5 = 0,333K - 3,832, \quad (87)$$

$$\lg \delta, \text{ км} = 0,6M - 1,94 = 0,333K - 3,272, \quad (88)$$

$$\lg W, \text{ км} = 0,25M - 0,40 = 0,139K - 0,955 \text{ (для } M \geq 6,0, \quad (89)$$

$$K \geq 15).$$

Формулу (89) целесообразно применять для эллиптического изображения очагов землетрясений с $M \geq 6,0$ и $K \geq 15$. Очаги меньшей величины представляются в виде сферы диаметром $L(M)$.

Плотность вероятности стандартизированного распределения очагов землетрясений в соответствующих узлах упорядоченной решетки не менее 0,73 в пределах кругов с $r = L$ и более 0,95 с $r = 2L$ (Уломов, 1988).

Из (87) и (88) следует

$$\delta/L = 3,63. \quad (90)$$

Эта величина является инвариантной, отражающей масштабное подобие СГД-системы и указывает - во сколько раз разрыв в очагах землетрясений короче размеров соответствующих геоблоков, ответственных за эти землетрясения.

Нами получена осредненная зависимость максимальной величины землетрясения (M_{\max}) от размеров площади ($S_M, \text{ км}^2$) квазиоднородных, т.е. ограниченных одноранговыми МБШ сейсмоактивных блоков, толщина которых иерархически и автомодельно связана с величиной S_M (т.е. "автоматически" учитывается объем блоков):

$$M_{\max} = 0,833 \lg S_M + 3,233. \quad (91)$$

Каждая ЗЯ РМ является областью подготовки соответствующего землетрясения с M_{\max} , ответственной за весь набор чисел N_M очагов землетрясений меньших магнитуд ($M < M_{\max}$), происходящих в течение одного цикла $\tau_{M_{\max}}$ в пределах этой ЗЯ.

В соответствии с логлинейным законом повторяемости землетрясений

$$\lg N = \lg N_0 - b(M - M_0) \quad (92)$$

получим уравнение прямой, проходящей в том же направлении через точку с координатами M_{max} и $\lg N_{M_{max}}$:

$$\lg N_M = \lg N_{M_{max}} + b(M_{max} - M). \quad (93)$$

Тогда для ЭЯ РМ, т.е. при $N_{M_{max}} = 1$

$$N_M = \left(\frac{\delta_{M_{max}}}{\delta_M} \right)^2; \quad \tau_M = \tau_{M_{max}} / \left(\frac{\delta_{M_{max}}}{\delta_M} \right)^2. \quad (94)$$

Угол наклона b индивидуального графика повторяемости землетрясений или, как принято говорить, фрактальная размерность рассчитывается так:

$$b = \frac{\lg N_M}{M_{max} - M} = 2 \lg \left(\frac{\delta_{M_{max}}}{\delta_M} \right) / (M_{max} - M). \quad (95)$$

В случае неполной ЭЯ, т.е. при несовпадении ширины ω зоны ВОЗ с $\delta_{M_{max}}$ (рис. 62), с учетом (87) и (88) и после некоторых преобразований получим:

$$\lg N_M = 1,2(M_{max} - M) - \lg \Psi, \quad (96)$$

$$\lg \tau_M = \lg \tau_{M_{max}} - 1,2(M_{max} - M) + \lg \Psi, \quad (97)$$

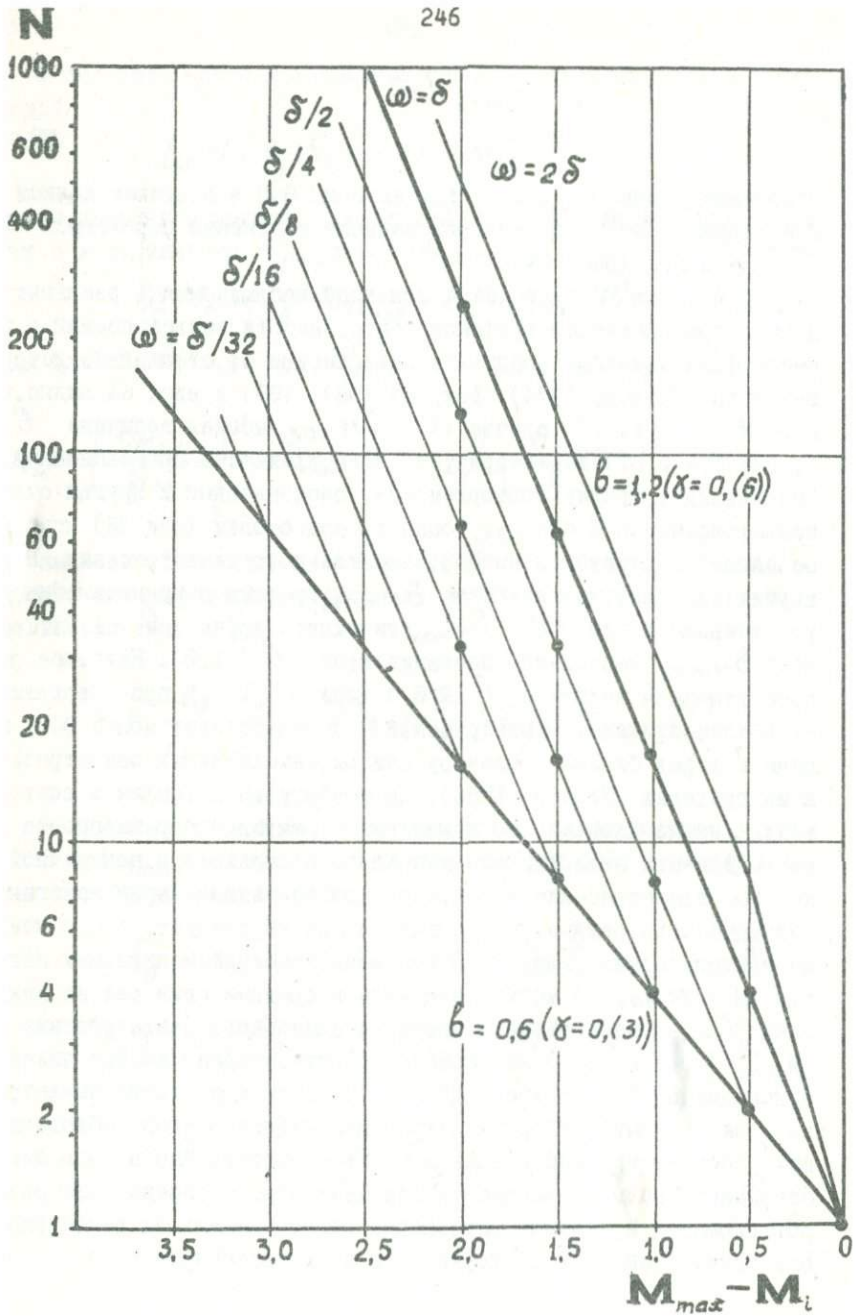
$$b = 1,2 - \frac{\lg \Psi}{M_{max} - M}, \quad (98)$$

$$\Psi = \delta_{M_{max}} / \omega -$$

(99)

отношение длины $\delta_{M_{max}}$ отрезка зоны ВОЗ в пределах данной ЗЯ к ее ширине ω , от которой зависит изменение параметров N_M , $\mathcal{Q}_{M, \beta}$ и др. (рис. 64).

С помощью РМ становится понятной наблюдаемая в реальных условиях трансформация графиков повторяемости землетрясений в процессе фрактализации среды и в зависимости от степени ее гетерогенности (Уломов, 1974). Так, из (98), (99) и рис. 64 видно, что при $\Psi = 1$, т.е. в случае $\omega = \delta_{M_{max}}$, высокая величина $\beta = 1,2$ ($\gamma = 0,67$) характеризует логарифмически прямолинейный, "идеальный", график повторяемости, свойственный и другим очагам землетрясений с $M < M_{max}$, области подготовки (или ЗЯ) которых совпадают с шириной зоны ВОЗ максимального землетрясения. В двух других случаях, когда $\omega \neq \delta_{M_{max}}$, графики непрямолинейны и с увеличением M при $\omega > \delta_{M_{max}}$ становятся круче ($\beta > 1,2$), а при $\omega < \delta_{M_{max}}$ несколько выполаживаются ($\beta < 1,2$). Наиболее распространенная величина $\beta = 0,9$ (или $\gamma = 0,5$ при энергетической классификации землетрясений) соответствует зонам ВОЗ, ширина которых близка к размеру очагов максимальных землетрясений в их пределах (Уломов, 1988). По конфигурации графиков повторяемости, иными словами, по изменению фрактальной размерности можно оценивать величину максимального возможного в конкретной зоне ВОЗ землетрясения и получать другие важные характеристики сейсмического режима. В частности, из РМ следует, что в каждом из тектонических узлов ЗЯ очаги землетрясений конкретных магнитуд ($M < M_{max}$) могут возникать в среднем один раз за каждый цикл $\mathcal{Q}_{M_{max}}$ наблюдаемого здесь максимального землетрясения (M_{max}), поскольку, как показано, элементарная ячейка является одновременно "ответственной" и за область подготовки землетрясения и за "полный" набор землетрясений низших рангов, обеспечивающих соответствующий график их повторяемости. Это в свою очередь открывает новые возможности для адекватного определения размеров площадей и объемов литосферы, ответственных за землетрясения разных рангов и повторяемость их во времени.



В соответствии с зависимостью (87) очаги землетрясений табулированы по 0,5 М и изображены в масштабе карты в натуральную величину (см. рис. 46). Отражая фрактальную структуру литосферы, самоподобные очаги дают общее представление о месте и роли их в сейсмогеодинамическом развитии региона. Здесь же в соответствии с (88) пунктирными дугами окружностей оконтурены области, ответственные за индивидуальные графики повторяемости для некоторых наиболее крупных землетрясений. На рис. 65 приведены индивидуальные графики, построенные для каждой из таких областей по данным, снятым с карты очагов землетрясений (см. рис. 46), а в табл. 16 в подумagnitudeной классификации показано количество (n) землетрясений низших рангов, попавших в сферу деятельности соответствующих очагов, а также землетрясения более низкого ранга, очаги которых расположены в пределах сферы действия Маркансуйского землетрясения (рис. 65,а). Величина N^* — количество землетрясений с магнитудой, равной и большей заданной. Кумулятивные графики повторяемости приведены на рис. 65,б. Внимание обращалось только на "видимые" очаги и не учитывались очаги низших рангов, расположенные под крупными узлами с M_{max} (т.е. как бы с исключением форшоков и афтершоков). Как и следовало ожидать, график \hat{b}_H расположился ниже $\hat{b} = 1,2$ и оказался криволинейным, т.е. выположенным в нижней части.

Примечательно, что величины \hat{b}_H на РМ меняются от 0,8, ($\gamma = 0,44$) при крупных "землетрясениях" до $\hat{b}_H \approx 1,2$ ($\gamma = 0,67$) при слабых и умеренных, что часто наблюдается и в природе, а также при трансформациях графиков повторяемости землетрясений по мере разупрочнения геофизической среды (Уломов, 1974). Следует отметить, что и при изучении реальной сейсмичности из рассмотрения обычно исключаются большие группы землетрясений более низких рангов (форшоки, рои, афтершоки), происходящих в эпицентральных зонах крупных. Скорее всего важно рассматривать эти группы как естественный процесс деятельности иерархического фрактально построенного очага, в котором крупное землетрясение в

Рис. 64. Изменение конфигурации графиков повторяемости в зависимости от соотношений размеров межэпицентральных расстояний и ширины зоны ВОЗ

нижних больших узлах решетки просто ускоряет их возникновение и более мелких верхних. Поэтому наступают предшествующие и последующие затишья, поскольку все или большинство узлов во время главного толчка и его подготовки оказываются нарушенными. На проведение слабых и умеренных землетрясений в вышележащей толще земной коры и миграцию их в стороны от крупного в виде "конуса выноса" указывалось нами ранее (Уломов, 1966).

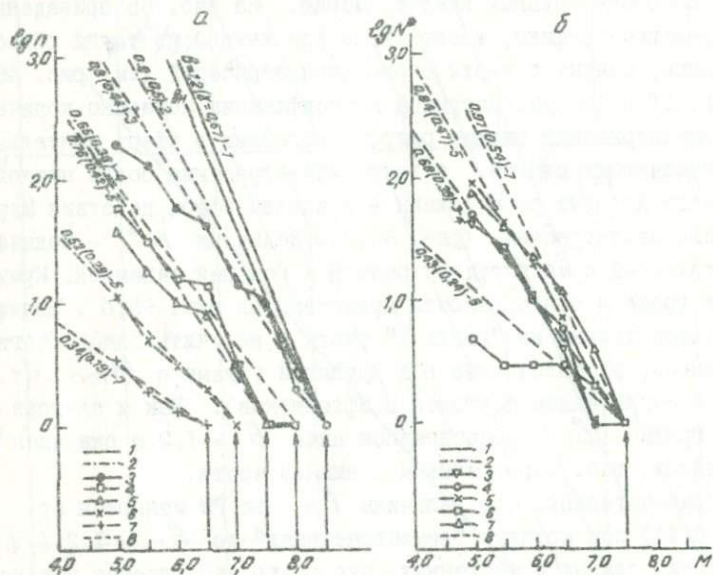


Рис. 65. Индивидуальные графики повторяемости, построенные методом поклассового распределения (а) и суммирования (б):

а: 1-3 - теоретические, с углами наклонов соответственно $\beta = 1,2; 0,9$ и $0,8$ (в скобках величины χ); 4 - Кашгарское землетрясение; 5 - Маркансуйское; 6-7 - осредненные значения для землетрясений с $M = 6,5$ и $6,0$, происшедших в пределах области, ответственной за Маркансуйское землетрясение; б: 3-4 - Каратагское и Чаткальское землетрясения; 5 - Хаитское; 6 - Газлийское; 7 - Маркансуйское; 8 - логлинейная аппроксимация наблюдаемых значений

Таблица 16

Распределение числа сейсмических событий в пределах областей,
ответственных за некоторые крупные землетрясения

M _{0,5}	Кш-8,0		К-7,5		Ч-7,5		Х-7,5		Г-7,5		Мс-7,5		Мс-7,0		Мс-6,5	
	n	N*	n	N*	n	N*	n	N*	n	N*	n	N*	n	N*	n	N*
5,0	60	127	18	45	26	51	46	90	2	5	39	79	12	23	3,4	7,6
5,5	32	67	16	27	14	25	24	44	-	3	18	40	5	11	1,9	4,2
6,0	16	35	7	11	5	11	13	20	-	3	10	22	3	6	1,3	2,3
6,5	14	19	3	4	5	6	5	7	1	3	8	12	2	3	1	1
7,0	3	5	-	1	-	1	1	2	1	2	3	4	1	1	-	-
7,5	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-	-	-	-
8,0	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

249

Примечание. Кш - Кашгарское (1902 г., на рис. 46 №1); К - Каратагское (1907 г., №2); Ч - Чаткальское (1946 г., №3); Х - Хаитское (1943 г., №4); Мс - Маркансуйское (1974 г., №5); Г - Газлийское (1976 г., №6).

Можно полагать, что индивидуальные графики повторяемости (рис. 65) характеризуются относительно малыми углами наклона в связи с незавершенностью сейсмического цикла для каждого максимального землетрясения, которому соответствует индивидуальный график (в том числе и для более слабых землетрясений с $M < M_{max}$). Тогда период повторяемости максимального землетрясения в пределах ЭЯ в соответствующем дислокационном узле можно определить по формуле

$$\tau_{M_{max}} = \frac{10^b (M_{max} - \tilde{M})}{\pi}, \quad (100)$$

где b - угол наклона наблюдаемого графика повторяемости; \tilde{M} - магнитуда эталонного землетрясения, выбранного в качестве меры оценки $\tau_{M_{max}}$ по скорости $\pi_{\tilde{M}}$ заполнения области, ответственной за M_{max} :

$$\pi_{\tilde{M}} = N_{\tilde{M}} / T_{\tilde{M}}, \quad (101)$$

где $N_{\tilde{M}}$ - количество наблюдаемых очагов землетрясений с магнитудой \tilde{M} на площади

$$S_{M_{max}} = \frac{\pi \delta_{M_{max}}^2}{4} \quad (102)$$

за период времени $T_{\tilde{M}}$ представительности на этой площади эталонных землетрясений с \tilde{M} .

За эталонные, по-видимому, целесообразно принять землетрясения с $M = 5,5$, представительные за наибольший промежуток времени для многих районов. Такой выбор оправдан целым рядом других причин. Землетрясения с $M = 5,5$, соответствующие энергетическому классу $K = I4$, являются "пределными", для которых еще применима традиционная методика расчета и построения карт сейсмической активности A_{I0} по энергетическому классу $K = I0$ в единицу времени на площади $S = 1000 \text{ км}^2$, поскольку уже для $M = 6,0$ и $K = I5$ площадь S , ответственная за эти землетрясения, превышает традиционную примерно в два раза. Землетрясения с $M = 5,5$ и $K = I4$ можно считать переходными при построе-

нии корреляционных зависимостей в континуальных представлениях сейсмического поля (например, так называемая среднеазиатско-японская зависимость, предложенная Ю.В.Ризниченко (1985), и т.п.). Землетрясения подобной величины уже представляют определенную сейсмическую опасность для народного хозяйства.

Выбор значения β имеет меньшую определенность, поскольку угол наклона графиков повторяемости значительно флуктуирует как в пространстве, так и во времени, особенно если то и другое недостаточной протяженности. Вместе с тем, как отмечалось, средняя долговременная наблюдаемая величина β соответствует 0,9 ($\gamma = 0,5$), а "идеальная" расчетная стремится к 1,2 ($\gamma = 0,67$). Поэтому, видимо, в расчетах τ_{Mmax} следует учитывать весь диапазон изменения средней долговременной величины β . В табл. I7 наряду со значениями $\beta = 0,9$ и 1,2 приведены также расчеты по средней величине $\beta = 1,1$ для землетрясений с $M = 5,5$ за период $T_{5,5} = 65$ лет, являющийся представительным для таких событий с 1920 г. Здесь же показано количество землетрясений с $M = 5,5$ ($n = 21$) и плотность потока ($\tilde{N}_{5,5} = 0,32$) для "среднего" наблюдаемого землетрясения с $M = 7,5$ в регионе, рассчитанные путем деления всей площади территории $S_{5,5}$ (600 тыс.км²), покрытой очагами землетрясений с $M = 5,5$ (122) за представительный период времени (65 лет) на величину площади $S_{7,5}$ (103 тыс км²), ответственной за такое индивидуальное землетрясение.

Таблица I7

Повторяемость крупных землетрясений в Среднеазиатском регионе

Землетрясение	Год	M	n _{5,5}	$\tilde{h}_{5,5}$	τ_{Mmax} , годы для раз-			P(t ₂)	
					ных	β	год ⁻¹	0,76:0,9	1,1: 1,2
Каратагское	1907	7,5	16	0,25	132	252	634	1004	0,28 0,41
Чаткальское	1946		14	0,22	150	287	720	1142	0,12 0,48
Хайтское	1949		24	0,37	89	170	428	679	0,22 0,42
Маркансуйское	1974		18	0,28	118	225	566	897	0,06 0,23
"Среднее" для региона	-		21	0,32	103	197	495	785	- -
Средние значения					118	226	569	901	- -

Индивидуальный график периодов повторяемости "среднего" в регионе землетрясения с $M = 7,5$, нормированного по среднегодовому потоку $\tilde{n}_{5,5}$ сейсмических событий с $M = 5,5$ и площади, ответственной за землетрясение с M_i , описывается уравнением

$$\lg \tau_{M_i} = 0,76 (M_i - 5,5) + 0,495, \quad (103)$$

которое вполне удовлетворяет и более крупным (с $M > 7,5$) землетрясениям, происшедшим в течение последнего столетия в пределах региона. Фрактальная размерность этой зависимости соответствует величинам $\beta = 0,76$ и $\gamma = 0,42$, характеризующим среднее соотношение в повторяемости землетрясений в Среднеазиатском регионе, а по уровню (вдоль оси ординат), как уже отмечалось, отвечает величине средней ежегодной повторяемости сейсмических событий с $M = 5,5$ на площади, ответственной за землетрясение с $M = 7,5$.

Полагая, что повторяемость относительно крупных землетрясений с $M \geq 5,5$ вряд ли в ближайшее историческое время достигнет величин 1,1 или 1,2, поскольку для этого необходимо более продолжительное геологическое время (дробление литосферы), будем ориентироваться на величину $\beta = 0,9$ и соответственно $\gamma = 0,5$. Тогда, как видно из табл. 17, средний период повторяемости землетрясений с $M = 7,5$ в рассматриваемых очагах изменяется в относительно небольших пределах - от 170 до 290 лет в зависимости от интенсивности развития сейсмического процесса в областях, ответственных за каждое из рассмотренных землетрясений. За среднюю величину можно принять 250 ± 50 лет, что во много раз меньше традиционно принимаемых значений для "сотрясаемости" (Ризниченко и др.).

Теперь можно оценить вероятность возникновения очередных событий с $M \approx 7,5$ в каждой из рассматриваемых очаговых зон:

$$P(t_1, t_2) = 1 - \exp[-\tilde{n}_{7,5} (t_2 - t_1)], \quad (104)$$

где t_1 - время (год) возникновения последнего землетрясения с $M \approx 7,5$; t_2 - время (год), для которого рассчитывается вероятность $P(t_1, t_2)$; $\tilde{n}_{7,5}$ - средняя повторяемость подобных землетрясений в конкретном дизъюнктивном узле. Значения вероятностей $P(t)$ по состоянию на 1990 г. и на ближайшие 50 лет (2040 г.) приведены в табл. 17 для $\beta = 0,9$.

Аналогичные расчеты можно выполнить и для землетрясений иных магнитуд, в том числе, по-видимому, $M = 6,0$ включительно. При этом, кроме информации о среднем долговременном периоде повторяемости (временной фрактальности) землетрясений с данным интервалом магнитуд, необходимы более уверенные сведения о современном распределении периодов.

Концепция фрактальной решеточной модели позволяет получить и "тектоническую" формулу для вычисления T_{M_j} (годы) по величине скорости (см/год) современных (голоценовых) тектонических движений крыльев разломов j -го ранга в интервалах междуузлий:

$$\lg T_{M_j} = 0,6 M - \lg V_j - 2,0. \quad (105)$$

Так, для скорости современных движений $V_j = 1-1,5$ см/год, свойственной сейсмоактивным зонам Средней Азии, землетрясения с $M \approx 7,5$ могут возникать в каждом из дизъюнктивных узлов с интервалом в среднем $T_{7,5_j} = 250$ лет, что вполне совпадает с сейсмологическими оценками.

В заключение обратим внимание на тождественность фрактальной размерности D иерархической самоподобной слоисто-блоковой структуры геофизической среды (рис. 6I) и энергетического соотношения $\gamma = 0,6 \approx 0,67$ числа землетрясений.

В соответствии с классическим определением Б.Мандельброта (1979, 1982) фрактальная размерность иерархии самоподобных структур определяется по формуле

$$D = - \frac{\lg (N_{n+1}/N_n)}{\lg (a_{n+1}/a_n)}, \quad (106)$$

где N_n, N_{n+1} - число объектов размером a_n и a_{n+1} в n -й и $(n+1)$ -й генерациях соответственно.

Как видно из рис. 6I, при построении нашей фрактальной решеточной модели каждый параллелепипед со сторонами $a_n = S_n$ и толщиной $h_n = L/2$ дробится в плане на 4 равные части, каждая из которых составляет лишь 1/8 размера параллелепипеда в $(n+1)$ -й генерации, поскольку делению подвергается только верхняя половина исходного блока, а нижняя исключается из рассмотрения. Отсюда

$$D = - \frac{\lg 4}{\lg 8} \approx 0,67 \approx 0,67. \quad (107)$$

Общая формула, по Мандельброту, имеет вид

$$N = \frac{1}{a^D}, \quad (108)$$

где N - количество одинаковых частей в масштабе a ; D - соответствующая размерность, отражающая масштабную инвариантность рассматриваемого канторова множества. Адекватный этой зависимости "закон повторяемости" землетрясений в энергетической классификации

$$\lg N = \lg N_0 - \gamma \lg E \quad (109)$$

ничто иное, как

$$N_K = \frac{1}{E^\gamma}, \quad (110)$$

где N_K - количество землетрясений класса K в масштабе E ; γ - соответствующая размерность, отражающая самоподобие в распределении числа землетрясений разных энергий. Такая тождественность размерностей D и γ неудивительна, поскольку упругая энергия землетрясений обязана именно объемам геоблоков, а не просто разломам.

Фрактальная размерность по существу отражает свойства масштабной инвариантности всюду, где явления самоподобия "вынуждают" целое быть в определенных чертах подобием его частей и, наоборот, части становятся подобием целого. Тектоническая активность, обусловленная движением литосферных плит, разломы и блоки земной коры, а, следовательно, и очаги землетрясений непрерывно создают регулярные самоподобные фрактальные структуры, поскольку это наиболее простой и "мудрый" способ предельного заполнения деформируемого геофизического пространства: оставшиеся между крупными объектами части продолжают дробиться подобно канторову множеству, число их непрерывно возрастает. Разломы, блоки и очаги

землетрясений становятся все меньше и мельче, постепенно заполняя все пространство. Линии разноранговых разломов покрывают густой сеткой земную поверхность, приобретая дробную, фрактальную размерность, промежуточную между одномерной линией и двумерной плоскостью, а поверхности разломов дробят земную кору и всю литосферу на блоки, хаусдорфова размерность которых стремится к трехмерной топологической размерности объемов. Ни одной области масштабов нельзя отдать предпочтение - это главное свойство самоподобия.

Развитие сейсмического процесса внутри Южно-Ферганской зоны ВФЗ

Для изучения флуктуаций сейсмического режима на территории зоны возникновения очагов землетрясений (ВФЗ) рассчитаны и построены графики повторяемости землетрясений для 10-летних периодов без перекрытия и для всего 31-летнего срока наблюдений (1955-1985 гг.). Южно-Ферганская зона ВФЗ (см. рис. 46) имеет протяженность 770 км, ширину 75 км, площадь 57637 км², направление - субширотное. Графики повторяемости строились методом плотности распределения $N(K)$ (Ризниченко, 1985) с вычислением среднеквадратических ошибок угла наклона χ и сейсмической активности A_{10} . Результаты расчетов представлены в табл. 18. Из приведенных данных видно, что величина χ существенно изменяется во времени, причем эти изменения значительно превосходят среднеквадратическую ошибку. Во втором 10-летнем периоде по сравнению с первым χ уменьшилась на 16% своей величины (от -0,58 до -0,49), в третьем - еще на 10% (от -0,49 до -0,44). Среднедолговременная χ за весь срок наблюдений составила -0,51.

Уменьшение величины χ во втором периоде сопровождалось снижением сейсмической активности A_{10} (с 0,19 до 0,17), что свидетельствует об уменьшении доли слабых ($K = 9-10$) и о небольшом увеличении доли сильных землетрясений в сейсмическом режиме зоны.

В третьем периоде значение χ уменьшилось, а сейсмическая активность A_{10} увеличилась (до 0,20), что связано с нарастанием количества сильных ($K = 13-15$) землетрясений на территории зоны. В данной ситуации можно говорить о сейсмической активизации Южно-

Таблица 18

Параметры графиков повторяемости землетрясений для различных периодов

П е р и о д	K	$\bar{y} \pm \bar{b}_y$	$b_y, \%$	$\lg \bar{A}_{10}$	$\bar{A}_{10} \pm \bar{b}_{A_{10}}$	Повторяемость, годы			
						T_{12}	T_{13}	T_{14}	T_{15}
1955-1964 гг.	9-14	$-0,49 \pm 0,034$	6,93	-0,8670	$0,136 \pm 0,016$	1,24	3,88	12,1	-
i=10 лет	10-13	$-0,58 \pm 0,019$	3,39	-0,7142	$0,193 \pm 0,008$	1,27	4,77	(17,94)	-
1965-1975 гг.	9-13	$-0,47 \pm 0,016$	3,47	-0,8112	$0,154 \pm 0,007$	0,98	2,9	(8,56)	-
i=11 лет	10-13	$-0,49 \pm 0,023$	4,69	-0,7779	$0,167 \pm 0,008$	0,98	3,01	(9,24)	(28,38)
1976-1985 гг.	9-15	$-0,44 \pm 0,014$	3,28	-0,6734	$0,212 \pm 0,013$	0,62	1,70	4,66	12,79
i=10 лет	10-15	$-0,42 \pm 0,014$	3,28	-0,7346	$0,184 \pm 0,009$	0,62	1,72	4,53	11,92
	10-14	$-0,44 \pm 0,0061$	1,39	-0,7042	$0,198 \pm 0,003$	0,68	1,88	5,21	(14,46)
1955-1985 гг.	9-15	$-0,50 \pm 0,0072$	1,45	-0,7577	$0,175 \pm 0,005$	0,98	3,07	9,62	30,2
i=31 год	10-15	$-0,51 \pm 0,0061$	1,20	-0,7244	$0,189 \pm 0,004$	0,95	3,04	9,77	31,38
	10-14	$-0,51 \pm 0,0092$	1,84	-0,7223	$0,190 \pm 0,005$	0,95	3,06	9,87	(31,8)

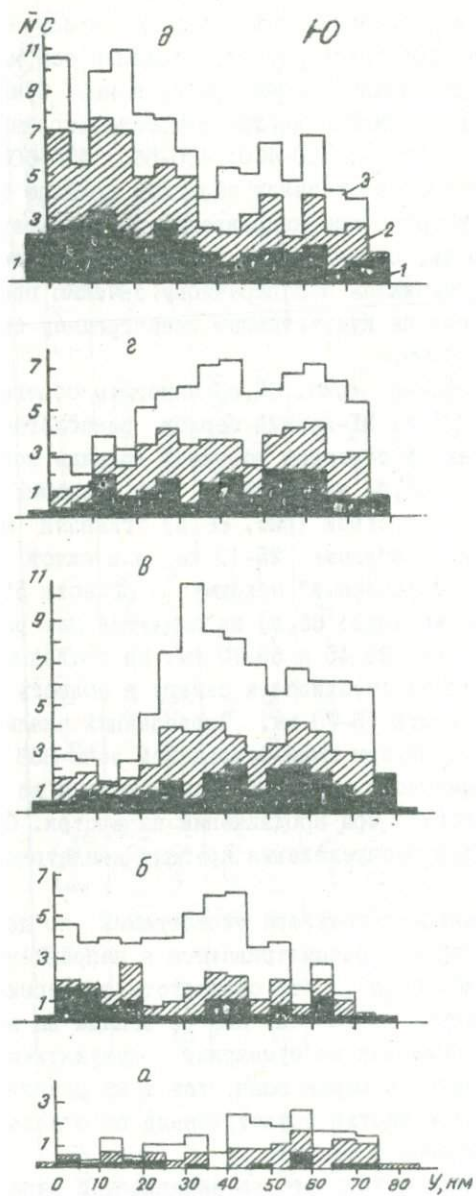
Ферганской зоны в период с 1955 по 1985 г.

С целью уточнения положения оси зоны ВОЗ и изучения более тонкой ее структуры проводился расчет положения оси максимального сгущения эпицентров землетрясений вдоль зоны. Суммирование количества событий проводилось внутри относительно небольших отрезков вдоль зоны: 0–250 км; 250–400; 400–565; 450–600; 565–770 км. Нулевая отметка соответствовала западной границе зоны, возрастание длины шло в восточном направлении. Результаты суммирования по узким полосам, параллельным продольной оси зоны, в виде гистограмм привязывались к поперечному сечению профиля (рис. 66). Отдельные периоды на кумулятивных гистограммах отражены графической штриховки столбцов.

На первой гистограмме (рис. 66,а) максимум общего количества землетрясений $\bar{N}(Y)$ за 31-летний период располагается в области 40–60 км считая от северной условной границы зоны. На второй гистограмме (рис. 66,б) наблюдается его смещение к северу в область 30–45 км. На третьей (рис. 66,в) "главный" максимум сместился еще к северу в область 25–40 км, а в южной части профиля наметился "второстепенный" максимум в области 55–70 км. На четвертой гистограмме (рис. 66,г) наблюдаются два равнозначных максимума в областях 25–45 и 55–70 км. На последней гистограмме "главный" максимум сместился к северу в область 10–20 км, а второй остался в области 55–70 км. Проведенный анализ гистограмм показывает, что внутри Южно-Ферганской зоны ВОЗ находится не одна ось максимального сгущения эпицентров, а по крайней мере две, и они расходятся при продвижении на восток. Северная ветвь совпадает с осью распределения крупных землетрясений с $M \geq 5$ (см. рис. 46).

На рис. 66 кумулятивно показаны гистограммы по десятилетним интервалам. Гистограммы рассматриваются в направлении снизу (рис. 66,а) вверх (рис. 66,д), что соответствует перемещению линии поперечного сечения через зону ВОЗ с запада на восток. Следует обратить внимание как на суммарный (кумулятивный) эффект распределения очагов поперек зоны, так и на развитие процесса перегруппировки количества землетрясений по отдельным 10-летним периодам от сечения к сечению.

Можно сделать вывод о том, что за наблюдаемый период происходит сейсмическая активизация Южно-Ферганской зоны в ее запад-



ной части. В восточной части (начиная примерно с 500 км ст ее западной границы) активизация, еще прослеживающаяся во втором периоде (1965–1975 гг.), в третьем (1976–1985 гг.) сменяется некоторым затуханием.

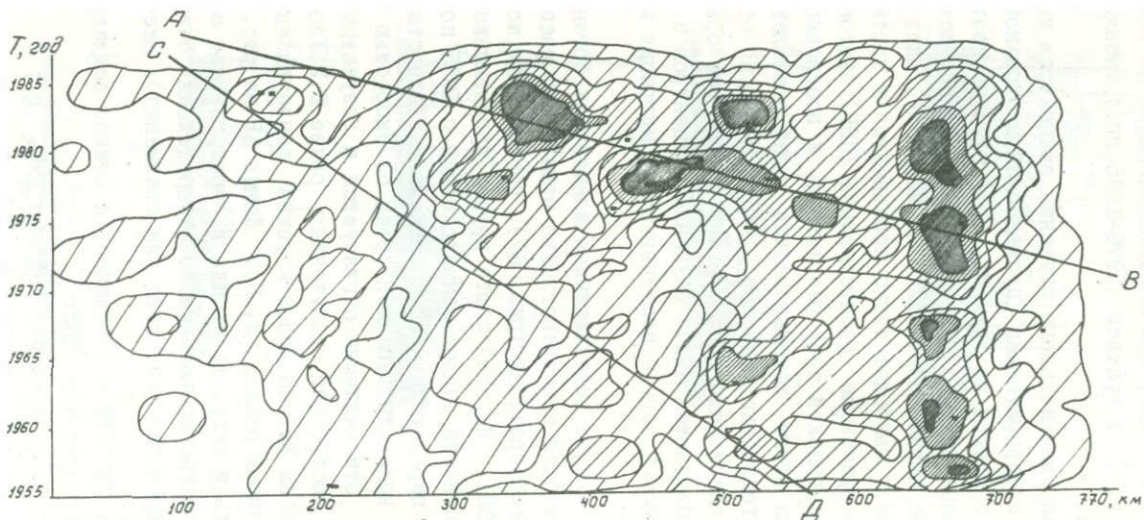
Эмпирические оси максимального сгущения эпицентров не совпадают не только с предварительно проведенной продольной осью зоны ВОЗ, но и друг с другом во времени, если рассматривать их за отдельные временные интервалы. Расщепление оси в восточной части зоны ВОЗ на две ветви происходит, по-видимому, лишь в конце второго интервала и наиболее четко проявляется в третьем.

Пространственно-временное распределение (ПВР) очагов землетрясений по Южно-Ферганской зоне рассчитано и построено для того же периода. Для этого использовались слабые землетрясения в интервале энергетических классов $\Delta K = 9-12$. По оси абсцисс откладывалось расстояние вдоль зоны в км, по оси ординат – время в годах. Наблюдаются явное сгущение эпицентров в восточной части Южно-Ферганской зоны и постепенная их миграция к западу.

Более наглядной с ярко выделяющимися элементами организации получилась карта плотности пространственно-временного распределения (ПВР) очагов землетрясений (рис. 67), построенная по методике В.И.Уломова (1988). На этой карте хорошо прослеживается общее нарастание плотности очагов землетрясений с 1955 по 1985 г. с одновременным перемещением зон повышенной плотности к западу, что позволяет выделить западный тренд со скоростью приблизительно 40 км/год. Эта величина согласуется с результатами аналогичных расчетов и построений, полученных ранее В.И.Уловым для Южно-Ферганской зоны ВОЗ по более крупным землетрясениям ($M = 5,0-6,5$) (см. первый раздел гл. 6). Линия АВ на рис. 67 отражает направленность и скорость тренда и представляет собой осевую линию пространственно-временного распределения очагов этих крупных землетрясений (нанесена для сравнения). Здесь же

Рис. 66. Кумулятивные гистограммы количества очагов землетрясений $N(Y)$ поперек зоны ВОЗ:

1 – интервал времени с 1955 по 1964 г.; 2 – с 1965 по 1975 г.; 3 – с 1976 по 1985 г.



линией CD показан западный тренд со скоростью около 15 км/год, обнаруженный по землетрясениям с $K \geq 12$ И.Б.Яковлевой (1984). Похожая тенденция наблюдается и на координатном поле ПШВР (рис. 67), но по изолиниям более низких плотностей ($n_0 = 10-15$).

В восточной части зоны ВОЗ прослеживается периодически повторяющаяся во времени "пульсация" повышенной плотности количества землетрясений. За изучаемый период четко выделяется 5 таких "пульсаций". Эти квазипериодические процессы приурочены к очаговой зоне двух сильных ($M = 6,4$ и $6,5$) Куршабских землетрясений, происшедших в этом районе в июле 1924 г., и представляют определенный интерес в плане долгосрочного прогноза сейсмической обстановки в юго-восточной части Ферганской долины.

С целью идентификации природы пятен повышенной плотности на карту ПШВР в натуральную величину нанесены проекции очагов крупных землетрясений ($K = 13-15$) изучаемого периода. Лишь в 50% случаев (например, Исфара-Баткенское землетрясение с $M = 6,3$ или $K = 15$) эти явления связаны между собой, т.е. в данной ситуации нельзя говорить только о "пятнах" афтершоков, следующих за крупным землетрясением.

Таким образом, более детальные исследования ПШВР очагов землетрясений внутри зон ВОЗ позволяют изучать структуру (а, возможно, и природу) этих сгущений, что важно для построения детальных карт сейсмического районирования и анализа динамики сейсмических процессов.

Рис. 67. Плотность пространственно-временного распределения (ПШВР) очагов землетрясений внутри Южно-Ферганской зоны ВОЗ

ГЛАВА УІ. ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Долгосрочный синоптический прогноз сейсмической обстановки

Предлагаемый метод основан на выявлении синоптических (т.е. совместно наблюдаемых) закономерностей в вероятностно-детерминированном развитии процесса миграции совокупности очагов землетрясений в виде областей сейсмической активизации (ОСА). Эти области, включающие в себя очаги землетрясений определенных магнитуд, в большинстве случаев достаточно детерминированы в пространстве и во времени, хотя возникновение очагов в их пределах происходит стохастически (Уломов, 1987, 1988). На графиках пространственно-временного распределения (ПЕР) сейсмических событий, построенных для полос вдоль зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ), миграция ОСА обнаруживается в виде пространственно-временных каналов (ПВК), представляющих собой годографы структурно-устойчивых уединенных волн деформирования - геонв, распространяющихся вдоль разломов - межблочных швов (МБШ) в направлении, обратном градиенту упругих напряжений (рис. 68). Солитоноподобные волны деформирования взаимодействуют друг с другом, стабильно выдерживают в течение длительного времени свои кинематические и динамические параметры - длину волны (λ_0 , км), ширину (ω_0 , км), скорость распространения (V_0 , км/год), период деятельности в заданном пункте (T_0 , годы) и свойственный данному геону и, следовательно, ОСА сейсмогеодинамический потенциал - магнитуду (M_{max}). Подпитываясь упругой энергией прилегающих относительно жестких блоков земной коры, а для крупных очагов и всей литосферы, геоны создают сдвиговые зацепы в дизъюнктивных узлах, затем разрушают их и провоцируют вспарывание соответствующего участка МБШ, который и становится очагом землетрясения. При подготовке крупных землетрясений в исследуемой или в соседних смежных зонах ВОЗ, в процессе которой МБШ запираются или отпираются, наблюдается изменение скорости, а иногда и направления движения ОСА

вплоть до полной остановки и распада соответствующего геона. На основе предложенной нами фрактальной решеточной модели (ФРМ) очаговой сейсмичности ширина ОСА в пределах рассматриваемой зоны ВОЗ соизмерима с величиной очага (L) землетрясения максимальной возможной магнитуды (M_{max}); протяженность ее определяется не только размерами МЭШ, но и скоростью перемещения соответствующего геона (Уломов, 1987).

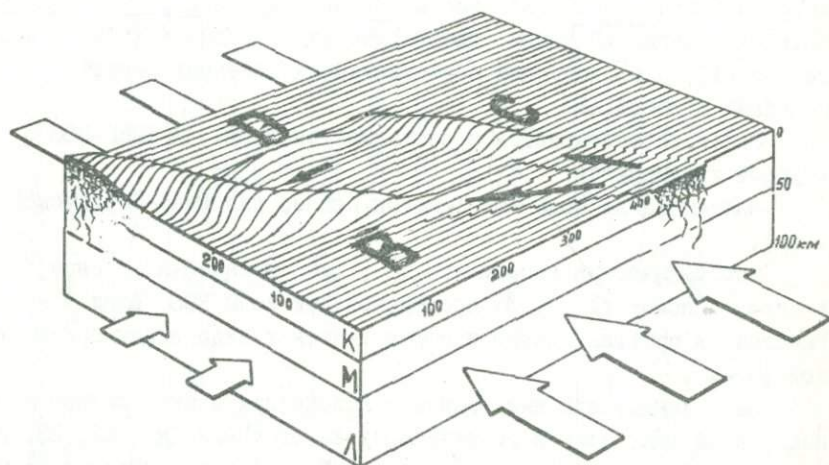


Рис. 68. Блок-диаграмма распространения геонов вдоль зон В, С и Д:

К, М, Л – условные границы Конрада, Мохоровичича и подошвы литосферы; 0 – условная плоскость в верхней части земной коры; восходления – условное изображение геонов, перемещающихся в виде волн деформирования нулевой (0) поверхности вдоль соответствующих межблочных швов (сетка разломов на торцах блока и ступенчатые изломы горизонтальной штриховки нулевой поверхности); белые стрелки – условное направление и интенсивность субмеридиальной (крупные стрелки) и субширотной (мелкие стрелки) составляющих горизонтального сжатия блока; черные – направление перемещения геонов; цифры – расстояния (км) в плане и по глубине

Ниже описывается методика выявления ПБК, вычисления основных параметров ОСА и составления специальных синоптических карт долгосрочного прогноза сейсмической обстановки в соответствующей зоне ВОЗ или в их совокупности.

Пространственно-временное распределение очагов землетрясений (ПБР) в зоне ВОЗ. Для рассматриваемой зоны ВОЗ в интервале времени ΔT от начала (T_H) до конца (T_K) отсчета и на заданной площади (S) осуществляется выборка сведений о всех событиях, представленных в относительно небольшом ($I-I,5$ порядка величины) интервале магнитуд M или энергетических классов K (обычно не более трех), с последующим осреднением их (дискретизацией), как показано в табл. 16.

Затем рассчитывается и составляется табл. 19 (ПБР-ВОЗ), в которой указываются:

наименование зоны ВОЗ (дается пример для Южно-Ферганской зоны);

географические координаты φ , λ начала (H), конца (K) и углов изломов (1, 2, 3) продольной оси зоны ВОЗ, если таковые имеются (в принципе можно изображать ось в виде линии произвольной формы);

вычисленные или измеренные в километрах длина, ширина и площадь всей (HK) зоны и составляющих ее отрезков ($H1, I2, 23, 3K$);

заданный период наблюдений $\Delta T (T_H - T_K)$ и шаг дискретизации времени (год, месяц или сутки);

рассматриваемый интервал магнитуд ΔM или классов ΔK и шаг дискретизации (для магнитуд обычно 0,5, для классов - 1);

количество землетрясений n в интервале ΔM и в каждом шаге магнитуд во всей выборке;

основные параметры землетрясений выборки: порядковый номер (NN), абсолютное время (T_i), т.е. год (Γ), месяц и дата (MD) возникновения землетрясения, географические координаты (φ, λ) и глубина (h) гипоцентра, наблюдаемая магнитуда (M_i) и энергетический класс (K_i), а также максимальная балльность в эпицентральной области (I_0) (графы 1-9 табл. 19), вычисленные согласно принятому шагу дискретизации величины магнитуд M (или классов K) соответствующие им радиусы (R) и размеры очагов (L) каждого из n землетрясений (графы 10-12), определяемые по формулам:

Синоптический прогноз сейсмической обстановки СПСО,
расчет ПБР в зоне ВОЗ (Южно-Ферганская зона)

Координаты продольной оси (широта/ долгота)					Протяженность зоны, ширина, площадь, км ²					
начало		изломы оси			конец		по участкам			
Н	I	2	3	К	НК	НI	I2	23	3К	
40,75	39,60	00,00	00,00	40,70	800	262	538	0	0	
66,00	66,55	00,00	00,00	74,70	70	70	70	0	0	
Период наблюдений		1860-1986 гг.			56000	18340	37660		0	0
Шаг времени		I год			Количество землетрясений					
Интервал магнитуд		4,80-6,70			Всего	в том числе по магнитудам				265
Шаг магнитуд		0,50				5,0	5,5	6,0	6,5	
Интервал классов		I2,6-I6,0			3I	I3	5	7	6	0

NN	Г	МД	У	Л	Н	Mi	Ki	I ₀	M	R	L	W	t	x	y
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	1869	0325	39,80	69,50	30	5,50	13,9	06,0	5,50	3,15	6,30	1,99	9	337	0
2	1883	III4	40,60	72,80	12	5,50	13,9	06,5	5,50	3,15	6,30	1,99	23	640	18
...
...
30	1984	0215	40,00	67,65	-	5,10	13,2	06,0	5,00	1,58	3,16	1,00	124	175	6
3I	1984	0223	40,04	67,60	-	5,10	13,2	06,0	5,00	1,58	3,16	1,00	124	169	0

$$L_{,км} = \text{arcs log } (0,6M - 2,5) = \text{arcs log } (0,333K - 3,832), \quad (\text{III})$$

$$R_{,км} = L/2;$$

весовая характеристика каждого события W (графа I3), вычисленная как отношение размеров очагов землетрясений нормированных магнитуд M (графа I0) к минимальному с M_{min} в данной выборке:

$$W = \text{arcs log } 0,6(M - M_{min}); \quad (\text{II2})$$

относительное время t (графа I4) возникновения i -го землетрясения, измеряемое в годах, месяцах или сутках в зависимости от шага принятой временной дискретизации и вычисленное по формуле:

$$t = T_i - T_H; \quad (\text{II3})$$

расстояние X в километрах (графа I5), измеряемое (или вычисляемое с помощью ЭВМ) вдоль оси зоны ВОЗ от условного начала координат (Y_H, λ_H) до проекций на эту ось эпицентров соответствующих землетрясений;

расстояние Y в километрах (графа I6) эпицентров землетрясений, измеряемое (или вычисляемое) по перпендикуляру с обеих сторон (+, -) выбранной продольной оси зоны ВОЗ.

С целью визуализации построений и удобства дальнейших исследований на координатном поле (X, Y) с помощью ЭВМ (обычно на АЦПУ) или вручную на миллиметровке вычерчивается графическое изображение ПВР очагов землетрясений в выбранном или в другом удобном масштабе построений (рис.69). Слева графика ПВР обычно наносится абсолютная шкала времени T_i начиная с T_H снизу-вверх, справа - относительное значение времени t начиная с момента $t = 0$, соответствующего T_H .

С целью выявления элементов организации в последовательности сейсмических событий на координатном поле (X, t) строится карта ПВР очагов землетрясений, которая и является "сценарием" для выявления ПВК. Построение осуществляется известным способом скользящего окна, размеры которого и шаг сканирования по каждой из осей выбираются сообразно с ПВР очагов землетрясений. Здесь

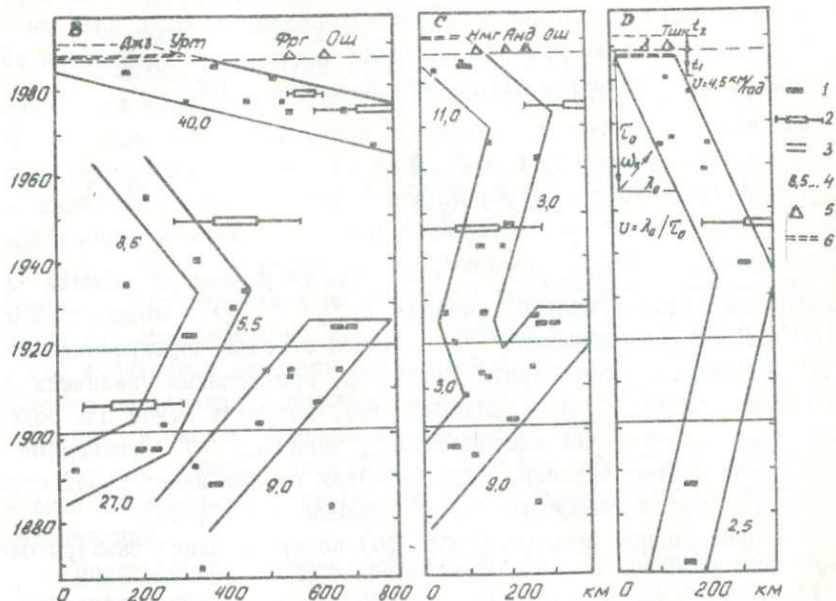


Рис. 69. Пространственно-временное распределение очагов землетрясений с $M = 5,0-6,5$ в Южно-Ферганской (В), Восточно-Ферганской (С) и Ташкентской (Д) зонах ВФЗ:

1 - проекции на координатную плоскость очагов землетрясений размеров L (М) в зонах В, С, Д; 2 - проекции очагов землетрясений с $M \approx 7,5$, происшедших в 1907, 1949, 1974 гг. в соседней Южно-Тянь-Шаньской зоне (А) и в 1946 г. в Чаткальском хребте; 3 - ПВК, определяемые на основе построения карт плотности ПВР и описанной в статье методики; 4 - скорости распространения ОСА; 5 - сейсмостанции, расположенные на уровне настоящего момента времени (пунктир); 6 - наиболее вероятное время возникновения очередного землетрясения в каждом из ПВК, вычисленного на основе представлений о пуассоновском потоке событий

применимы те же алгоритмы, что и при известных построениях карт площадной плотности эпицентров землетрясений методами постоянной детальности или точности, а также стандартные требования математической статистики (Венецкий, Кильдишев, 1968):

$$(\Delta x, \Delta t) = \frac{(\Delta x, \Delta t) f}{1 + 3,2 \lg n}, \quad (\text{II4})$$

где $\Delta x = x_{\max} - x_{\min}$; $\Delta t = t_{\max} - t_{\min}$ — размах расстояний и времен для рассматриваемой выборки x, t ; n — количество событий в ней. Коэффициент f введен с целью варьирования степени детальности построений. Например, при желании увеличить или уменьшить размер окна осреднения, т.е. получить менее или более детальное изображение плотности ПВР, величину f принимают больше или меньше единицы. При расчетах на ЭВМ имеет смысл строить серию карт с коэффициентом f равным 0,5; 1; 2.

В приведенном примере (табл. 19) использовались размеры окон при $f = 1$:

$$\Delta x = \frac{750 - 40}{1 + 3,2 \lg 31} \approx 120 \text{ км},$$

$$\Delta t = \frac{1984 - 1869}{1 + 3,2 \lg 31} \approx 20 \text{ лет}.$$

Сканирование осуществлялось с шагом, равным половине этих размеров соответственно вдоль каждой из координатных осей.

Для удобства сопоставления между собой карты плотности ПВР нормируются по площади и во времени. Номиналы изолиний несут информацию о количестве землетрясений (n_0) определенных магнитуд (или классов) на площади 1000 км² в течение одного года:

$$n_0 = \frac{n \cdot 1000}{\omega \Delta x \Delta t}, \quad (\text{II5})$$

где N - количество землетрясений в диапазоне ΔM на площади $S = \omega \Delta x \text{ км}^2$ за время Δt .

По-видимому, следует избегать (по крайней мере поначалу) приведения количества событий к одной магнитуде или классу, используя для этой цели закон повторяемости местных землетрясений, флуктуации которых на малых пространственно-временных интервалах существенны и недостаточно изучены. Поиск закономерностей в миграционных процессах совокупностей землетрясений разумнее осуществлять в узком поклассовом энергетическом диапазоне, что гораздо информативнее и адекватно представлениям о фрактальном развитии иерархического сейсмогеодинамического процесса. Кроме того, избыточный диапазон магнитуд или классов может внести серьезные осложнения в весовые характеристики (W) очагов землетрясений и, соответственно, в построение ПВК и ОСА.

На координатном поле ППВР выявляются элементы организации в виде квазилинейных трендов или более сложных их сочетаний и перечечений.

Пространственно-временные каналы (ПВК) и области сейсмической активизации (ОСА). Полагая, что наблюдаемая нами совокупность (X, t) коррелируема и представляет собой наиболее вероятную совокупность стохастически квазилинейно связанных между собой случайных величин X и t , можно представить эту связь в виде уравнения линейной регрессии X по t :

$$X = X_0 + Vt, \quad (\text{II6})$$

где X_0 - отрезок, отсекаемый на продольной оси (или ее продолжении) зоны ВОЗ; V - угол наклона ПВК или, что то же самое скорость движения геона или соответствующей ОСА. При этом за независимую случайную величину принимается время t , а в качестве меры рассеяния наблюдаемых значений X относительно искомой прямой - стандартное отклонение

$$\sigma_X = \sqrt{\frac{\sum (x - x_B)^2}{n}},$$

которое в удвоенном или утроенном виде характеризует с доверием 0,95 или 0,99 размеры полудлины ($\lambda/2$) соответствующих ПВК или ОСА. Эти расчеты и построения могут охватить как всю зону ВОЗ и период времени, представленный генеральной выборкой, так и отдельные участки пространственно-временного координатного поля (x, t). Их размеры устанавливаются путем визуального или расчетного анализа поля ППВР с целью выявления элементов организации и локальных трендов в развитии сейсмических процессов (ансамблей землетрясений).

Далее с использованием граф I2-I5 из табл. I9 для соответствующего участка координатного поля составляется табл. 20. Указываются координаты (X, t) углов контура ПВ-области и из табл. I9 выбираются и выводятся на печать, как показано в табл. 20', все соответствующие тройки значений W, X и t , участвующие в дальнейших расчетах.

Затем вычисляются следующие параметры:

количество землетрясений n (графа I) в заданной выборке (в том числе отдельно по нормированным магнитудам);

сумма всех весов $\sum W(2)$;

вспомогательные величины (3-6):

$$A = \sum W \sum W t x - \sum W t \sum W x,$$

$$B = \sum W \sum W t^2 - (\sum W t)^2,$$

$$C = \sum W \sum W x^2 - (\sum W x)^2,$$

$$D = \sum W t^2 \sum W x - \sum W t \sum W t x;$$

коэффициент γ парной корреляции X и t (7)

$$\gamma = \frac{A}{\sqrt{BC}},$$

величина которого заключена в интервале ± 1 , причем знак $-$ у γ означает встречное по отношению к росту X направление перемещения ОСА (встречный годограф ПВК);

скорость V перемещения ОСА (8):

$$V = \frac{A}{B}; \quad (II7)$$

Таблица 20

Синоптический прогноз сейсмической обстановки СПСО,
 расчет параметров ПВК и ОСА в зоне В03 (Южно-Ферганская зона)
 (интервал времени 1956-1986 гг.,
 интервал расстояний 0-800 км,
 интервал магнитуд 5,0-6,5)

Координаты углов контура:	0	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ПВ-области	ζ	96	126	126	96						
	X	0	0	800	800						
Весы и ПВ-координаты	W	1,00	1,00	1,00	3,98	1,00	1,00	3,98	1,00	1,00	
очагов	ζ	106	114	114	117	117	117	122	124	124	
	X	750	555	685	455	540	310	520	175	169	
Количество землетрясений	n	M=5,00	5,50	6,00	6,50	7,00					
		9	7	0	2	0	0				

271

n	ΣW	A	B	C	D	Z	V	X_0	σ_V	σ_X	$\rho_0/2$	ρ_0	τ_0	X_H	t_H	X_K	t_K	X_a
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19

знак $-$ у V , как и у Z , означает встречное перемещение ОСА; отрезок X_0 , отсекаемый осью ПБК на оси абсцисс (9):

$$X_0 = \frac{D}{B}; \quad (\text{II8})$$

стандартное отклонение или погрешность измерения скорости перемещения ОСА (10):

$$G_V = \pm \sqrt{\frac{\sum W(X - X_B)^2}{B(\sum W - 2)}},$$

где X - наблюдаемое значение в моменты t ; X_B - вычисленное значение в те же моменты по полученному уравнению регрессии;

стандартное отклонение, характеризующее рассеяние наблюдаемых величин X от оси ПБК (11):

$$G_X = \pm \sqrt{\frac{\sum W(X - X_B)^2}{\sum W}};$$

полуудлина ($R_0/2$) или длина R_0 ОСА, соответствующие 95%-му доверительному интервалу (12, 13):

$$R_0/2 = 2G_X,$$

$$R_0 = 4G_X; \quad (\text{II9})$$

длительность T_0 деятельности ОСА в заданном пункте зоны ВОЗ (14):

$$T_0 = R_0/V; \quad (\text{II20})$$

координаты вдоль оси абсцисс начала (X_H) и конца (X_K) отрезка оси рассматриваемого ПБК на координатном поле (X, t) в заданные фиксированные моменты времени t_H, t_K (15-18):

$$X_H = X_0 + Vt_H, \quad (\text{II21})$$

$$X_K = X_0 + Vt_K;$$

координаты вдоль оси зоны ВОЗ центра ОСА (I9):

$$X_a = X_0 + V t_a, \quad (I22)$$

где t_a - относительное время, соответствующее настоящему (сегодняшнему), прошлому или заданному наперед прогнозируемому моменту T_a :

$$t_a = T_a - T_H. \quad (I23)$$

Пространственно-временные каналы, вычисленные при равновесных значениях очагов (т.е. при $W = 1$) для Южно-Ферганской, Восточно-Ферганской и Ташкентской зон, приведены на рис. 69.

Синоптические карты долгосрочного прогноза сейсмической обстановки. Синоптические карты развития сейсмического процесса строятся на основе полученных выше параметров ПВК, характеризующих соответствующие ОСА. Для этого на ось изучаемой зоны ВОЗ (или ее частей) наносится центр ОСА с координатами X_a, t_a , рассчитанными по (I22) и (I23); по обе стороны от него откладываются в масштабе карты отрезки $R_0/2$, свойственные данной ОСА. Затем эта область выделяется условным овалом шириной W_0 , соответствующей с шириной W зоны ВОЗ для соответствующих классов и магнитуд или меньшей ее, если рассматриваются слабые землетрясения, очаги которых расположены в более узких частях сейсмоактивной зоны.

Построение сейсмической обстановки осуществляется на каждый заданный момент t_a с равным шагом во времени (1, 3, 5 или 10 лет) в зависимости от скорости и четкости развития процесса, а также надежности его экстраполяции на ближайшее будущее.

Синоптические карты, подобно метеорологическим, снабжаются условными знаками, отражающими сейсмический потенциал (M_{max}), направление и скорость перемещения ОСА, длительность сейсмической активизации в том или ином пункте и т.д., как это показано на рис. 70 (Уломов, 1987).

Местоположение потенциального землетрясения (ПОЗ) в пределах выявленных ОСА, как уже отмечалось, также определяется вероятностным путем на основе фрактальной решеточной модели и полученных зависимостей между величиной землетрясений M и преимущественными эпицентрными расстояниями $S(M)$ между ними:

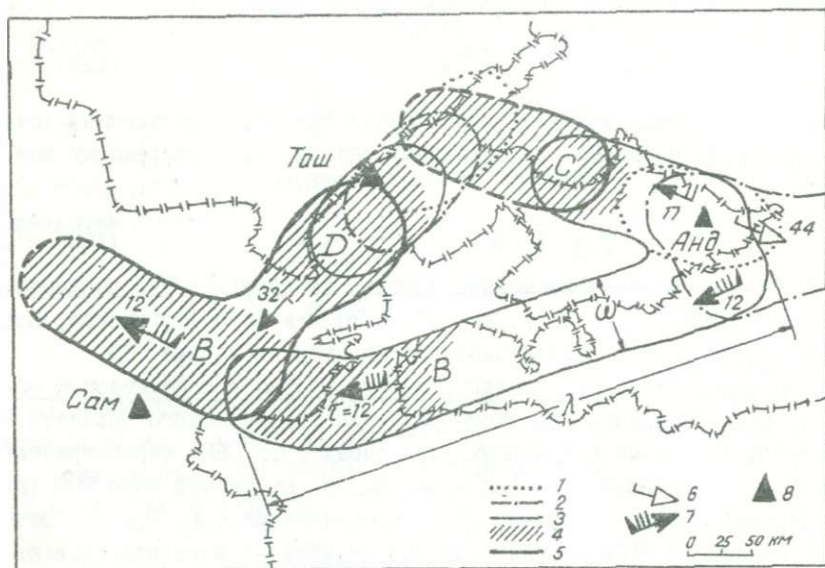


Рис. 70. Синоптическая карта долгосрочного развития сейсмической обстановки в зонах В, С, Д:

I-3 - местоположение ОСА в 1960, 1970 и 1980 гг.;
 4 - ОСА по состоянию на 1988 г.; 5 - прогноз до 1990 г.;
 6-7 - направление (обратное и прямое) и скорость перемещения ОСА (малое перо - скорость 2,5 км/год; большие - 5 км/год; треугольник - 25 км/год; цифры - средняя продолжительность (T_0 , годы) деятельности ОСА);

$$\bar{S}_M, \text{ км} = a_2 c \log(0,6M - 1,94) = a_2 c \log(0,333K - 3,212). \quad (124)$$

Построения осуществляются методом межэпицентральных расстояний (МЭР) на основе функции распределения плотности вероятности (Р) местоположения очагов землетрясений по отношению к ближайшим очагам аналогичной величины $L_M = 2R_M$ (рис. 71), расположенным на "преимущественных", среднестатистических межэпицентральных расстояниях \bar{S}_M в изучаемом регионе (Уломов,

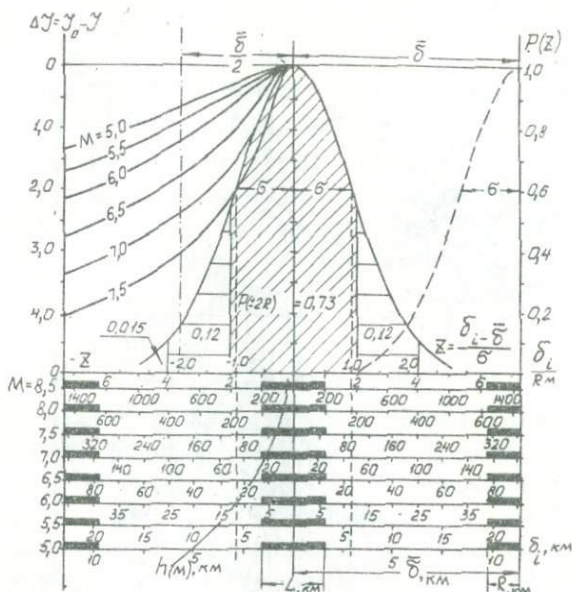
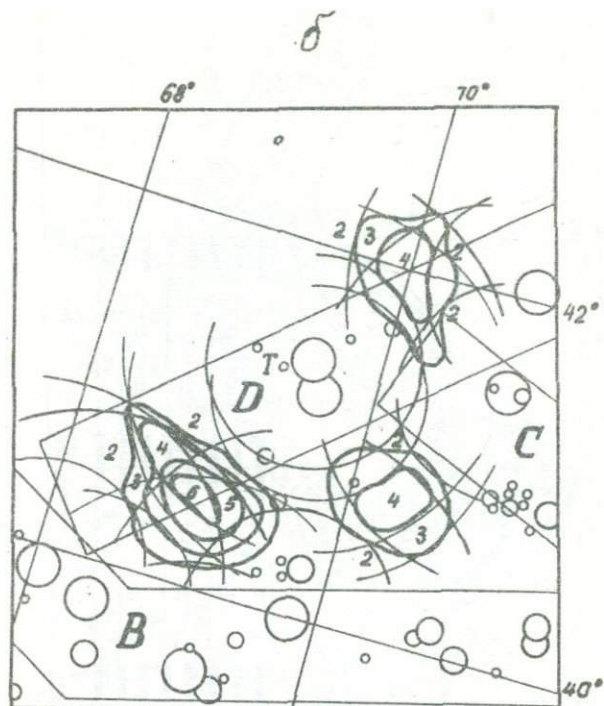
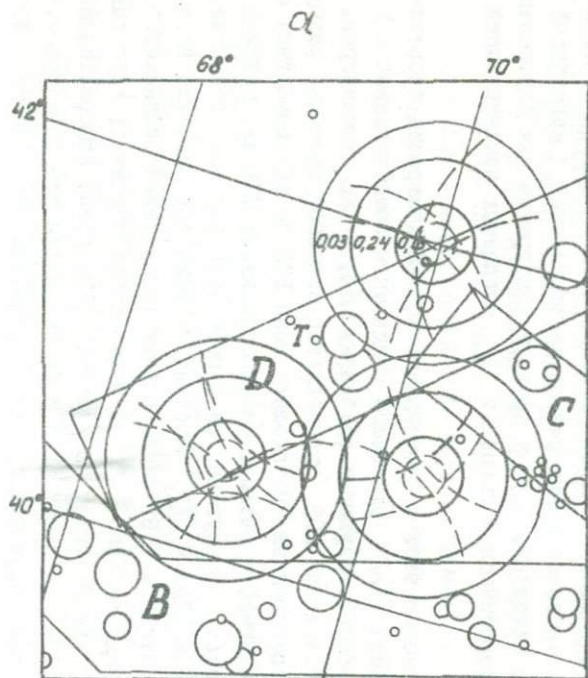


Рис. 71. Стандартизированное распределение плотности вероятности местоположения очагов землетрясений с магнитудой M по отношению друг к другу и номограмма для определения теоретических изосейст γ ожидаемых землетрясений

1987). С помощью этой же номограммы можно построить теоретические изосейсты γ_M для очага ожидаемого землетрясения с $M = 5,0-7,5$ и соответствующими глубинами h_M их гипоцентров.

Местоположение ПОЗ определяется способом засечек радиусом δ_M , построенных на площади зоны ВОЗ по уже известным сейсмическим очагам, а затем и по распознанным МЭР или каким-либо другим методом. Вокруг центра пересечения засечек описывается круг радиусом $R_M = \delta_M/2$, соответствующим (см. рис. 71) плотности вероятности $P = 0,95$ расположения (попадания) ожидаемого очага в его пределах (рис. 72, а). Можно также описывать круг радиусом L_M , где P будет составлять 0,73. Более информативные, но и более сложные построения осуществляются способом полос, когда вокруг известных очагов дугами радиусом ρ и 3ρ окон-



туриваются полосы, соответствующие вероятности попадания в них очагов порядка 0,95 (рис. 72, в).

Для каждой из выделенных ОСА на основе представления в виде той или иной функции распределения (Пуассона, Маркова, Вейбула и др.) наблюдаемого потока сейсмических событий вычисляются и строятся кривые вероятности возникновения очередного землетрясения в ближайший год и на каждый последующий, если такого события еще не произошло, а тренд существенно не изменился (рис. 73). Вычисления можно осуществлять по формуле

$$P_i(t) = 1 - e^{-\bar{n} t_i}, \quad (125)$$

где \bar{n} - средняя плотность простейшего потока событий в единицу времени (например, за 1 год); t_i - шаг времени после последнего аналогичного события; e - основание натурального логарифма.

Дальнейшее совершенствование методики синоптического прогнозирования следует осуществлять путем поиска ПВК внутри относительно широких зон ВОЗ, снижая энергетические классы землетрясений, сужая и переориентируя участки этих зон, уменьшая выборки за счет величины y в табл. 20.

Синоптический долгосрочный прогноз развития процесса указывает на возможность возникновения до 1995 г. в Среднеазиатском регионе по меньшей мере двух крупных землетрясений с $M = 7,0 \pm 0,5$. Не исключено, что хотя бы одно из них случится на территории Узбекистана. В соответствии с рис. 70, составленным по землетрясениям на территории Восточного Узбекистана с $M = 6,0 \pm 0,5$, наиболее высокая сейсмическая опасность возможна в районе

Рис. 72. Местоположение потенциальных очагов землетрясений с $M = 6,5$, определенное по методу МЭР способами центральных засечек (а) и вероятных полос (б):

а - круги показывают плотность вероятности $P = 0,73$; кольца - плотность вероятности 0,24 и 0,03;
б - изолиниями околтурены площади с $P = 0,73$, подтвержденные разным количеством (цифры) реальных очагов, относительно которых строились полосы

слияния ОСА В и Д.

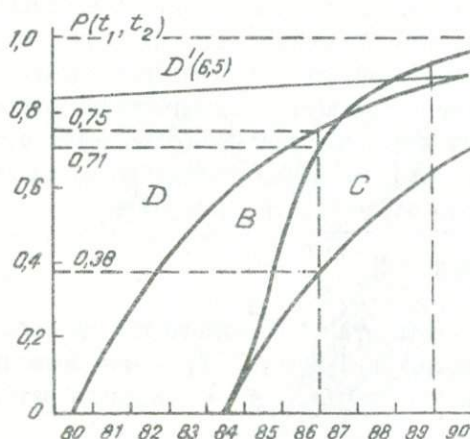


Рис. 73. Рост вероятности возникновения землетрясения с $M \geq 5,0$ в зонах В, С, Д и с $M = 6,5$ в зоне Д (Д') (цифрами показана вероятность по состоянию на конец 1986 г.)

О подготовке более значительных землетрясений с $M > 6,5$ внутри изучаемых ОСА, а также в соседних крупных зонах ВОЗ можно судить по возникающим во времени изменениям скорости и направления перемещения исследуемых ОСА. Как было показано ранее, такие прогностические флуктуации в конфигурациях ПВК сейсмической активности в зонах В, С и Д наблюдались перед каждым из четырех землетрясений с $M \approx 7,5$, происшедших в течение последних 80 лет в соседних Южно-Тянь-Шаньской и Таласо-Ферганской зонах ВОЗ (Каратагское, 1907 г.; Чаткальское, 1946 г., Хаитское, 1949 г.; Маркансуйское, 1974 г. (рис. 69)). В настоящее время каких-либо отклонений в направленности развития областей сейсмической активности в зонах В, С и Д, которые бы отражали подготовку наиболее сильных землетрясений в их пределах и в ближайших зонах ВОЗ (например, А), пока не обнаружено. Если следовать закономерностям в имеющейся небольшой статистике, то такие отклонения (синоптические аномалии) должны проявляться по крайней мере за 10–15 лет до событий с такой магнитудой.

Плотность вероятности местоположения очагов
крупных землетрясений

В Средней Азии по методу преимущественных межэпицентральных расстояний (МЭР) (Уломов, 1987, 1988 б) на основании карты очагов сильных землетрясений с $M \geq 5,0$ с древнейших времен по 1985 г. делалась попытка выделить наиболее опасные места возникновения землетрясений с $M = 6,0-7,5$ относительно уже происшедших эпицентров (рис. 74).

Ниже приведены расстояния для землетрясений разных магнитуд с доверительным интервалом 0,73 (см. табл. I5 и рис. 71)^I:

M	$\delta_M \pm 2R_M$, км
6,0	45 \pm 12
6,5	90 \pm 25
7,0	180 \pm 50
7,5	360 \pm 100

Области пересечения дуг, соответствующих преимущественным межэпицентральному расстояниям δ_M и проведенных из эпицентров происшедших землетрясений, - наиболее вероятные места будущих (или бывших, но неизвестных) аналогичных событий с магнитудой M ; площади зон, ограниченных окружностями радиусом $2R_M$, соответствуют вероятности 0,73 "попадания" на них будущих очагов, величиной $L_M = 2R_M$. На карте рис. 74 сплошными замкнутыми дугами показаны и пронумерованы зоны засечек δ_M для указанных M .

Очаги предполагаемых землетрясений построены в виде кругов радиусом R_M относительно центров фигур невязки пересечения δ_M . Те и другие очаги помечены сходной штриховкой. Размеры зон прогнозируемых очагов землетрясений (ПОЗ) соответствуют расчетной погрешности (0,73) их выделения. Координаты выделенных зон сведены в табл. 21, порядковые номера соответствуют показанным на рис. 74 и в тексте.

^I Названия всех очагов крупных землетрясений имеются в подписи к рис. 46.

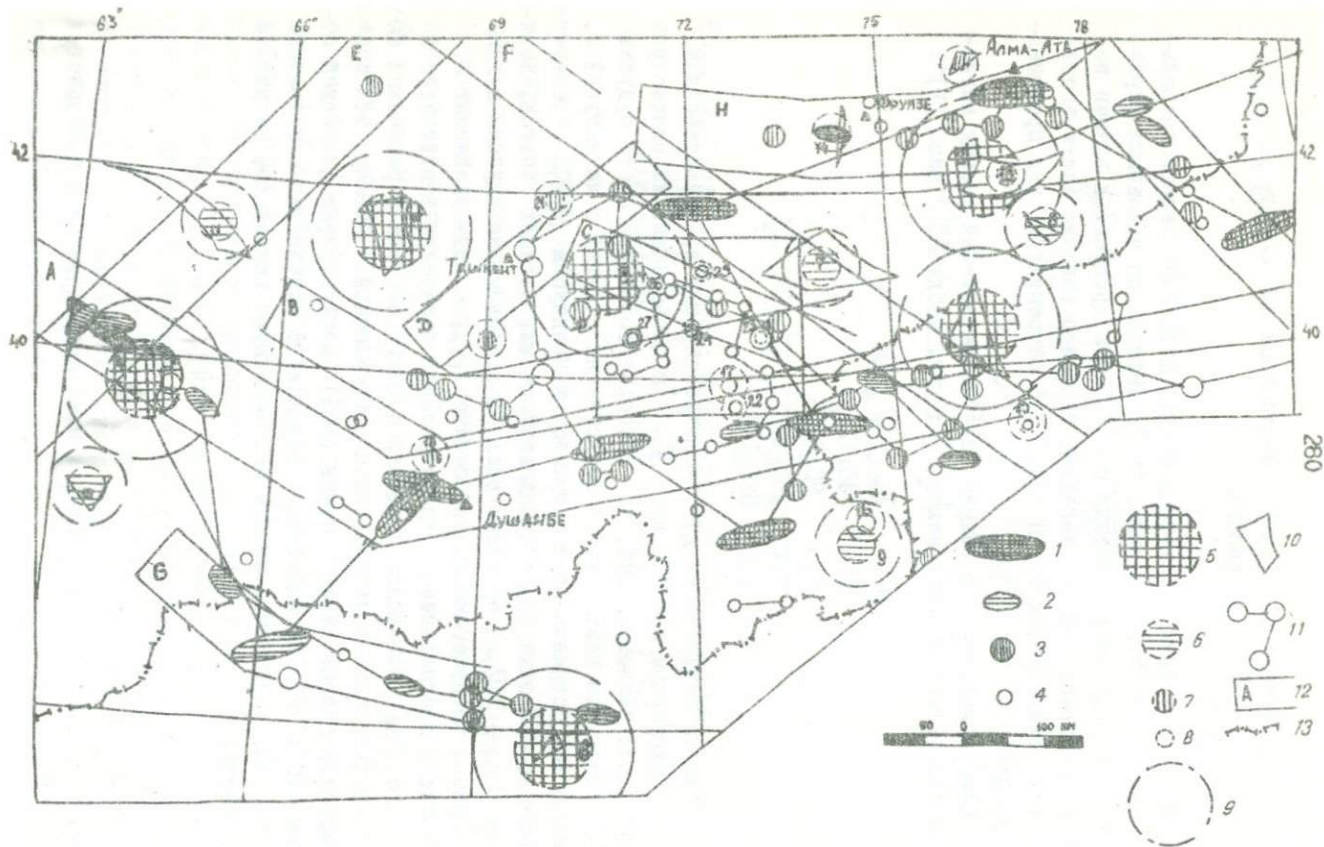


Таблица 21

Синтетический каталог прогнозируемых очагов
землетрясений

Но- мер	φ° с.ш.	λ° в.д.	Но- мер	φ° с.ш.	λ° в.д.	Но- мер	φ° с.ш.	λ° в.д.
	M = 7,5		I0	38,5	63,5	20	40,8	70,3
1	40,5	76,0	II	41,5	65,0	21	42,0	70,0
2	42,1	76,1	M = 6,5		M = 6,0			
3	41,2	70,5	I2	43,5	76,0	22	39,8	72,6
4	39,7	64,2	I3	42,1	76,7	23	40,5	73,0
5	41,7	67,5	I4	42,6	74,0	24	40,6	72,0
6	36,0	70,0	I5	39,2	76,5	25	41,2	72,0
	M = 7,0		I6	38,3	74,3	26	41,2	71,1
7	41,2	73,8	I7	40,0	72,5	27	40,5	71,0
8	41,4	77,1	I8	39,0	68,5			
9	38,0	74,2	I9	40,5	68,3			

Рассмотрим подробнее каждую из них.

M = 7,5 (квадратная штриховка). На территории Средней Азии известно 10 землетрясений такой величины, в том числе два с M = 7,3: Маркансуйское в 1974 г. и Газлийское в 1976 г. По этим данным удалось выделить 6 новых зон ПОЗ, где в будущем могут произой-

Рис. 74. Карта происшедших и прогнозируемых по методу преимущественных межэпицентральных расстояний землетрясений с M = 6,0-7,5 на территории Средней Азии:

I-4 - очаги происшедших землетрясений с M = 7,5; 7,0; 6,5; 6,0; 5-8 - прогнозируемые очаги землетрясений (ПОЗ) с M=7,5-6,0 радиусами R_M ; 9-области, в которые с вероятностью 0,73 попадают уже происшедшие землетрясения; 10 - фигуры невязки пересечения ΔM - преимущественных межэпицентральных расстояний; II-цепочки (кластеры) связанных эпицентров; I2-основные зоны ВОЗ (см.рис. 21); I3 - граница СССР

ти аналогичные землетрясения и, возможно, происходили в прошлом, но остались неизвестными по ряду причин.

Первые две зоны расположены на востоке региона. Зона I получена по четырем эпицентрам, хорошо окружающим ее. Территориально она тяготеет к Кок-Шаалскому участку Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны (рис. 74, А), где в 1902 г. произошло одно из крупнейших землетрясений региона - Кашгарское с $M = 8,0$ (на рисунке не показано).

Зона 2 (к северу от первой) построена по трем землетрясениям. Она весьма близко расположена к очагу Верненского землетрясения 1887 г., показанного на карте южнее Алма-Аты. Поэтому можно предположить, что с вероятностью несколько большей 0,73 она реализована.

Зона 3 выделяется по четырем эпицентрам, расположенным к югу от нее (Хайтское, Каратагские, Маркансуйское) без учета Чаткальского (1946 г.), очаг которого расположен неподалеку от этой зоны ПОЗ; по-видимому, она уже проявила себя Чаткальским землетрясением.

Зона 4 получена не очень уверенно по трем очагам, два из которых почти совпадают. Газлийские землетрясения 1976 г. произошли в пределах этой зоны ПОЗ и, следовательно, подобно двум предыдущим могут быть связаны именно с этим очагом.

Зона 5, хотя и не попадает в известные зоны ВОЗ высокого сейсмического потенциала, уверенно выделяется по Чаткальскому, Каратагским и Газлийским землетрясениям. Следует также иметь в виду, что ее местоположение совпадает с северо-западным продолжением Чардаринской сейсмоактивной зоны несколько меньшего ранга. Если полагать, что третья и четвертая зоны уже проявили себя Чаткальским и Газлийским землетрясениями, то потенциальной остается зона 5 к западу от Ташкента, если ее местоположение будет подкреплено и другими геолого-геофизическими данными.

Зона 6 четко выделяется в районе Гиндукуша по пяти землетрясениям.

Таким образом, на территории Средней Азии выделено три новые потенциально опасные зоны землетрясений с $M \sim 7,5$.

$M = 7,0$ (горизонтальная штриховка). На рассматриваемой территории произошло 13 землетрясений такой величины, 8 из них - за по-

следние 30 лет. Их очаги расположены главным образом в периферийных частях региона. В центральной части землетрясения такой величины практически отсутствуют, поэтому здесь выделить потенциально опасные участки этим способом не представляется возможным, если не делать очередного шага в распознавании ПОЗ.

Выявлено пять потенциально опасных зон (7-II). Зона 7 получена по четырем засечкам от очагов, равномерно окружающих ее. Сейсмогенетически она, по-видимому, тяготеет к Таласо-Ферганской зоне ВОЗ.

Зона 8, расположенная к югу от Алма-Аты, выделяется менее уверенно из-за односторонних засечек по трем землетрясениям, происшедшим в основном в последние 30 лет.

Зона 9 получена довольно уверенно по четырем землетрясениям, три из которых произошли в последние годы.

Зоны I0 и II не очень уверенно оконтуривались после Газлийских землетрясений и расположены к северу и югу от них: одна совпадает с Центрально-Кызылкумской зоной ВОЗ, другая - с северо-западным продолжением Гиндукушской.

M = 6,5 (вертикальная штриховка). Отмечено 44 землетрясения такой величины, I4 из них произошли за последние 30 лет в основном в юго-восточной части Средней Азии. Удалось выделить I0 опасных зон (I2-2I). Две из них (I2, I3) получены по цепочке из пяти землетрясений такой величины в Северном Тянь-Шане к северу и югу от них.

Зона I4 намечается к западу от г.Фрунзе по двум очагам в зоне происшедшего землетрясения с $M = 7,0$.

Зона I5 расположена в Южном Тянь-Шане к югу от предыдущих трех, получена по пяти землетрясениям, три из которых произошли в последние 30 лет.

Зона I6 уверенно выделяется по трем землетрясениям, одно из которых произошло в 1963 г. Она совпадает с потенциально опасной зоной 9 ($M = 7,0$). Остальные пять зон (I7-2I) расположены в основном в Восточном Узбекистане и получены довольно уверенно по историческим землетрясениям такой величины. Надежное оконтуривание этих зон и длительное сейсмическое затишье повышают опасность активизации этих зон в будущем.

M = 6,0 (без штриховки). Произошло 58 землетрясений, I9 из них - за последние 30 лет. Большая часть эпицентров размещена

в Южном и средней части Центрального Тянь-Шаня. Территория потенциально опасных зон такой магнитуды (22-27) оконтурена на карте прямоугольником.

Зона 22 получена по четырем землетрясениям, одно из которых произошло в 1983 г., близка к такой же зоне 17 ($M = 6,5$).

Зона 23 (к северу от предыдущей) жестко фиксирована по трем эпицентрам, совпадает с положением двух Куршабских землетрясений 1924 г.

Зона 24 хорошо оконтурена шестью эпицентрами.

Зона 25 получена по четырем очагам, расположенным несколько односторонне.

Зона 26 выделяется не очень уверенно по трем близкорасположенным эпицентрам.

Зона 27 жестко закреплена пятью эпицентрами землетрясений, два из которых - Исфара-Баткенское (1977) и Чимионское (1982 г.).

Таким образом, анализ расположения потенциально опасных зон и времени возникновения окружающих их землетрясений с $M = 6,0$ показал, что все они являются опасными в недалеком будущем, так как получены в основном по землетрясениям, происшедшим довольно давно. Об этом свидетельствует и начавшаяся в последнее десятилетие активизация аналогичных землетрясений в этом районе (Исфара-Баткенское 1977 г., Чимионское 1982 г., Кайракумское 1985 г.).

К сожалению, скудная информация о землетрясениях на остальной территории не позволяет уверенно выделить потенциально опасные зоны во всем регионе, особенно в западной части.

Исходя из анализа полученных зон ПОЗ для разных энергий, можно сделать следующий качественный вывод: юго-восточная часть Средней Азии довольно активна в последние 30 лет. Потенциально опасные зоны выделены здесь с участием происшедших недавно землетрясений и вполне возможно, что их проявление начнется скоро. Центральная же часть Средней Азии, активная в прошлом, находится сейчас в зоне "молчания", что вызывает определенную настороженность.

Применение метода МЭР для выделения зон ПОЗ по более слабым ($K \leq 13, M \leq 5,0$) землетрясениям некорректно, так как расстояния δ_M для них очень малы и "тонут" в погрешностях определения координат даже наиболее точных эпицентров землетрясений.

Здесь целесообразно применять кластерный анализ. Для поиска кластеров мы остановились на землетрясениях с $K \geq 13$, $M \geq 5,0$. Для выделения таких "взаимосвязанных" зон, или кластеров, генерирующих близкие по магнитуде землетрясения, мы несколько ослабили требования и в качестве радиуса охватывающих окружностей выбрали 1,5 межэпизентральных расстояния ($1,5\sigma$), чтобы они включали в себя и погрешности определения координат эпицентров и дисперсию в среднестатистических межэпизентральных расстояниях. По окружностям, охватывающим соответствующих "ближайших соседей", выделены цепочки эпицентров землетрясений, объединенных единым кластером, изображенным ломаными линиями (путь протекания по охватывающим окружностям в теории перколяции). Для землетрясений с $M = 5,0$ получено пять таких кластеров, с $M = 5,5$ — четыре протяженностью 10–30 км в основном в отдаленных от предыдущих местах (на рис. 74 не показаны). Для $M \geq 6,5$ — это линии значительной протяженности, почти полностью покрывающие изучаемую территорию и захватывающие разные геологические структуры. Так, очаги землетрясений с $M = 7,5$ оказалось возможным объединить практически в единую цепь, в узлах которой происходит высвобождение энергии такого уровня.

Вероятные места возникновения сильных землетрясений, выделенные выше, не участвовали в построении кластеров и поэтому как бы оказались в стороне. На самом же деле принцип их выделения (МЭР) естественно делает их автоматически связанными в соответствующие кластеры. Вместе с тем выделенные нами зоны ПОЗ нуждаются в тектонической привязке, которая скорректирует геофизическую вероятность существования этих зон в том или ином конкретном месте.

Долгосрочный прогноз землетрясений

В проблеме сейсмической опасности определяющими задачами являются сейсмическое районирование (СР) и долгосрочный прогноз сейсмической обстановки (ДСО), позволяющие устанавливать районы очагов ожидаемых крупных землетрясений (РОЗ), оценивать вероятность их возникновения в ближайшие 5–10 лет и на более длительный период в зависимости от характеристик сейсмического режима и величины потенциального землетрясения. Выявление РОЗ и долгосрочный

прогноз сейсмической обстановки дадут возможность заблаговременно осуществлять профилактические мероприятия по укреплению строительных объектов в конкретном и относительно небольшом (десятки и первые сотни километров) сейсмоактивном районе (Уломов, Ширин, 1988).

Один потенциально опасный в ближайшие годы район ОЗ обозначен нами в Центральном Узбекистане. На основе морфотектонического районирования в пределах исследуемой территории выделен ряд геоблоков, разграниченных тектоническими разломами и линейными элементами различных рангов, пересечения которых представляют наибольшую сейсмическую опасность.

Гулистанский блок располагается в зоне перехода от орогена Западного Тянь-Шаня к Туранской плите и ограничивается с запада поперечным Западно-Тянь-Шаньским линейным элементом I ранга (рис. 75а), с востока — двумя субмеридиональными Ташкентско-Душанбинскими линейными элементами (B), с юга — Южно-Ферганским продольным линейным элементом II ранга (C) (Ярмухамедов, 1988). Глубина залегания докембрийских отложений 1–2 км, мощность земной коры 40 км, амплитуда новейших движений до 15 км, скорость современных вертикальных перемещений 2,1 мм/год; дешифрированием аэрокосмоснимков выявлены одиночные зоны современного трещинообразования.

Южнее Гулистанского геоблока расположен Зарафшанский, превышающий его по размерам примерно в два раза. К западу от последнего находится Нуратинский геоблок, с запада и востока ограниченный поперечными Персидско-Балхашским и Западно-Тянь-Шаньским, а с севера и юга — Южно-Ферганским и Южно-Тянь-Шаньским линейными элементами I и II рангов. Нуратинский блок характеризуется контрастными новейшими и современными (скорость от –2 до +4 мм/год) движениями, перепадами глубины залегания поверхности Мохо (от 45 до 50 км).

К востоку от Ташкентско-Душанбинских линейных элементов расположен Чаткало-Кураминский блок, ограниченный с северо-востока Таласо-Ферганским разломом, с юго-востока — Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоной. На рассматриваемой территории это наиболее мощный по толщине геоблок. Глубина залегания подошвы земной коры под Чаткалом достигает 60–65 км, под Курамой — несколько меньше (Уломов, 1974).

Южнее Чаткало-Кураминского блока находится Ферганский геоблок, ограниченный Южно-Ферганским, Северо-Ферганским и Восточно-Ферганским разломами и флексурно-разрывными зонами. Крупным и, по-видимому, самым консолидированным является Центрально-Кызылкумский геоблок, оконтуренный с востока Западно-Тянь-Шаньским глубинным разломом, с юга - северо-западным продолжением Южно-Тянь-Шаньского разлома, с северо-востока - Таласо-Ферганским, с северо-запада - Центрально-Кызылкумской зоной разломов, совпадающих с Персидско-Балхашским линеаментом.

На рис. 75 представлены эпицентры землетрясений с магнитудой $M \geq 5$ ($K \geq 13$) за последние 120 лет, происшедшие в пределах района, ограниченного координатами $39-42^{\circ}$ с.ш. и $66-70^{\circ}$ в.д. Они расположены в основном в орогенической, юго-восточной части рассматриваемой территории. Кроме того, на карту нанесены эпицентры трех сильных землетрясений между Самаркандом и Ургумом, известных по историческим данным (1490, 1799 и 1817-1818 гг.).

Наиболее крупные очаги землетрясений с $M \geq 6,0$ показаны в масштабе карты в натуральную величину, остальные - для наглядности в произвольном масштабе, т.е. несколько больших размеров по сравнению с их очагами. Землетрясения помечены датами. Очаги с неуверенными координатами показаны пунктиром.

Самые сильные землетрясения из известных на рассматриваемой территории имели магнитуду 6,5. Среди них Ташкентские 1868 и 1886 гг. с предположительным сейсмическим эффектом в эпицентре 8 баллов и ориентировочным местоположением их очагов к востоку и юго-востоку от г.Ташкента. Не исключено, что они были расположены ближе к городу, либо в пределах Каржантауской флексурно-разрывной зоны, которая активно проявляется в последние десятилетия землетрясениями меньшей величины ($M = 5-5,5$), такими как Бурчмуллинское 1959 г., Ташкентское 1966 г., Таваксайское 1977 г. и Назарбекское 1980 г., либо в пределах Западно-Тянь-Шаньского глубинного разлома в районе пересечения его поперечными тектоническими нарушениями. Крупные землетрясения произошли в более активной Южно-Ферганской зоне. Это очаг 8-балльного землетрясения 1888 г., расположенный примерно в 30 км к югу от г.Ленинабада. К юго-западу от него находится очаг такого же по величине Гарденского землетрясения 1923 г. В этой зоне произошли и менее сильные землетрясения с $M = 5,0-6,0$:

Ура-Тюбинское 1977 г., Кайракумское 1985 г. и др. К западу активность землетрясений в этой зоне снижается, однако крупные события также имеют место. Это два Ура-Тюбинских землетрясения 1897 г., происшедшие с интервалом в 2 ч и вызвавшие сотрясения на земной поверхности силой 8 и 7 баллов соответственно. Следует отметить, что координаты западного очага определены ненадежно, и скорее всего его необходимо совместить с очагом, расположенным восточнее.

Остальные менее крупные землетрясения известны к юго-западу от Ура-Тюбинских: в 1935 и 1984 гг. с магнитудой 5,0-5,3 и др. Наиболее значимые из них - группа из четырех землетрясений вблизи Ургута в 1490, 1799, 1817-1818 и 1880 гг. По летописным данным, их макросейсмический эффект в эпицентре оценивается от 7 до 9 баллов.

В западной части территории можно отметить лишь одно Кызылкумское землетрясение с $M = 6,1$, происшедшее в 1892 г. Остальные немногочисленные события имели энергетический класс $K \leq 12$ ($M \leq 4$).

Следует отметить, что далеко не все эпицентральные зоны коррелируют в плане с тектоническими разломами и линеamentами. Очень часто не обнаруживается связь с известной тектоникой даже тех очагов землетрясений, координаты которых определены с высокой точностью. Например, в 1983-1984 гг. в центральной части Гулистанского блока произошли два землетрясения с $M = 4$ вдали от видимых разломов, или в 1984 г. к юго-западу от г. Джизака - два более крупных землетрясения и т.д.

В интегральном плане наиболее активными на рассматриваемой территории являются Кыно-Ферганская и Западно-Тянь-Шаньская зо-

Рис. 75. Карта долгосрочного прогноза сейсмической обстановки в Узбекистане и очагов землетрясений с $M \geq 5$ за 1955-1985 гг. и за историческое время:

1 - очаги землетрясений; 2 - изолинии разной балльности по СР-78; 3 - тектонические разломы различных рангов; 4 - район ожидаемого землетрясения с $M \geq 6,0$ и $T_0 \geq 8,0$; 5 - сейсмические станции

ны ВОЗ. При этом активность Южно-Ферганской зоны резко убывает к западу от ее пересечения с Западно-Тянь-Шаньской. Активность последней за относительно короткий отрезок времени (100–120 лет) проявилась главным образом в юго-западном и северо-восточном пересечениях с поперечными и секущими тектоническими элементами, малоактивной осталась центральная часть (примерно от Сырдарьи до Джизака).

Анализ пространственно-временного распределения землетрясений в Южно-Ферганской зоне позволил еще в 1979 г. выделить зону, наиболее опасную с точки зрения возможности возникновения сильных землетрясений. Эта территория протягивается полосой от Ура-Тюбе через Пенджикент, Ургуч, Самарканд, ширина ее около 100 км (Яковлева и др., 1984). Обоснованием для выделения этой зоны послужили такие факторы, как длительное затишье в районе, где ранее (1897 г.) произошли Уратьюбинские землетрясения с $M = 6,6-6,7$; наиболее низкий уровень выделенной сейсмической энергии по сравнению с другими районами Южно-Ферганской зоны; отчетливая миграция сейсмической активизации с востока на запад со скоростью 15 км в год. С 1981 г. здесь начали появляться землетрясения с $K \geq 12$: к северу от Нураты (1981 г.) в районе Айни (1982–1983 гг.), между Койташем и Джизаком в районе Галляларала (1984 г.), в районе Ура-Тюбе (1986 г.), к югу от эпицентра Бахмальского землетрясения 1955 г. (1987). Самым крупным из них было землетрясение с $K = 13,4$ 15.02.1984 г. По этим данным в соответствии с наблюдаемой величиной скорости миграции в 1989–1990 гг. сейсмическая активизация должна распространиться на запад вдоль Южно-Ферганского разлома и проявиться в районе Койташа-Кушрабада. Геолого-геофизическая обстановка в этом районе также свидетельствует о потенциальных возможностях возникновения здесь сильного землетрясения (Яковлева, 1979). Изучение временного изменения сейсмических проявлений позволяет отметить район Ургуч-Пенджикент как потенциально опасный, здесь в прошлом происходили разрушительные землетрясения, а в настоящее время отмечается повышение сейсмической активности.

Исследования пространственно-временного и энергетического развития сейсмических процессов, проявляющихся более крупными (с $M \geq 5$, $K \geq 13$) землетрясениями в Южно-Ферганской и Ташкент-

ской зонах ВОЗ, позволили выявить закономерности в распространении вдоль этих зон волн сейсмической активизации (ВСА) и оценить вероятность возникновения в их пределах сильных землетрясений (Уломов, 1987). Скорость перемещения ВСА в Ташкентской зоне составляет 4-5 км/год, длина волны около 150 км, направление движения юго-западное. Скорость перемещения ВСА в западном направлении в Южно-Ферганской зоне достигает 40 км/год при длине волны, превышающей 300 км. Сейсмический потенциал в каждой из зон оценивается величиной магнитуды 6,1-7,0, что соответствует максимальным сотрясениям почвы в эпицентральной области в условиях грунтов второй категории интенсивностью до 9 баллов (Строительные нормы, 1981). Вероятность возникновения землетрясения средней величины в указанном интервале магнитуд в ближайшие 5 лет достаточно высока и превышает 80%. В этот период, если не изменятся скорость перемещения ВСА и характер сейсмогеодинамических процессов вдоль рассматриваемых зон ВОЗ, произойдет их слияние в районе Гулистан-Джизак-Койташ, в результате чего этот район представляется наиболее вероятным для возникновения очередного землетрясения (или нескольких) в указанном интервале магнитуд.

Район ожидаемого землетрясения (РОЗ) с $M \geq 6$ (рис. 75) несколько расширен в южном направлении и охватывает г. Самарканд, что обусловлено особенностями миграционных процессов на этом участке. Вместе с тем наиболее ответственным представляется упомянутый выше участок Гулистан-Джизак-Койташ, поскольку он в отличие от южного расположен в 7-балльной зоне сейсмичности в соответствии с действующей картой сейсмического районирования (СР-78, СНиП-II-7-81). Естественно, что все строительство осуществлялось здесь из расчета на 7-балльные сейсмические воздействия.

Выявление участков, потенциально опасных в сейсмическом отношении в ближайшие годы, даст возможность разработать предупредительные организационные и инженерно-технические мероприятия по снижению ущерба от ожидаемых землетрясений (Уломов, Ширин, 1988). В Сырдарьинской, как и других областях Узбекистана, созданы постоянные чрезвычайные комиссии (ПЧК), в обязанности которых входит осуществление мероприятий по уменьшению и ликвидации разрушительных последствий сильных землетрясений. В пределах РОЗ и на прилегающей территории усиливаются сейсмологические, геодезические и

другие сейсмогеодинамические исследования с целью более надежной локализации местоположения очага возможного землетрясения и выявления его среднесрочных и краткосрочных предвестников.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии подводится итог очередному этапу сейсмологических исследований, знаменующему определенную перестройку взглядов на генезис сейсмичности и подходов к сбору и анализу результатов сейсмометрических наблюдений.

В работе обобщены данные о развитии и аппаратурном оснащении сети сейсмических станций на территории Узбекистана и всей Средней Азии, проанализированы точность и надежность этих данных, обеспечивающих их представительность для сейсмологической интерпретации. Особое внимание уделено переходу к цифровой сейсмометрии, разработке аппаратурных и программных комплексов сбора и обработки цифровой сейсмической информации. Создание "интеллектуальных" автоматических сейсмостанций открывает новые возможности современной автоматизированной системы сейсмометрических наблюдений и существенно повышает оперативность общегосударственных действий в случае возникновения разрушительных и катастрофических землетрясений на территории страны.

Пересмотрены и уточнены основные параметры очагов, впервые составлены сводный каталог и карты эпицентров всех известных землетрясений на территории Узбекистана и в сопредельных районах. Получены количественные характеристики сейсмичности, проанализированы их различные модификации, обобщены результаты изучения параметров сейсмического режима и его долговременные характеристики.

В книге широко представлены материалы исследований пространственно-временного и энергетического развития сейсмических процессов, открывающие принципиально новые возможности в изучении природы сейсмических явлений. В методологическом и практическом аспектах получила дальнейшее развитие фрактальная решеточная модель динамики дискретных сейсмических процессов, адекватно отражающая диалектическое единство симметрии и асимметрии, необходимого и случайного - являющихся фундаментальными свойствами природы, наиболее ярко представленными в сейсмическом режиме.

Предложены новые подходы к изучению региональной сейсмичности и долгосрочному прогнозу сейсмической опасности. Сделаны первые практические шаги в этом направлении.

Список использованной литературы

- Автоматизация сбора и обработки сейсмологической информации
Под ред. Ф.Б.Абдугалиева. Ташкент: Фан. 1976. 118 с.
- Алексеев А.Г., Гадзиц А.А., Иванников А.Д. Проектирование радиоэлектронной аппаратуры на микропрессорах. М.: Радио и связь. 1984. 272 с.
- Альварес Л., Бунз В.И. Сейсмическая сотрясаемость Восточной Кубы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 10. С.3-12.
- Аналоговые и цифровые интегральные микросхемы / Под ред. С.В. Якубовского. М.: Радио и связь. 1984. 432 с.
- Ананьин И.В., Касымов С.М., Джурев А. и др. Макросейсмические данные Газдийских землетрясений // Землетрясения в СССР в 1977 году. М.: Наука. 1981. С.47-67.
- Аптекман Ж.Я., Захарова А.И. и др. Очаги сильных Камчатских землетрясений 1971 г. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. №1. С.37-56.
- Аранович З.И., Ахалбадашвили А.М., Гоцадзе О.Д., Деканосидзе Ц.А. Методика расчета эффективности сети региональных сейсмических станций на примере Кавказа // Вопросы оптимизации и автоматизации сейсмологических наблюдений. Тбилиси: Мецниереба. 1977. С.27-57.
- Аранович З.И., Ахалбадашвили А.М., Гоцадзе О.Д. Сравнительный анализ эффективности региональной сети сейсмических станций Кавказа на основных этапах ее развития // Методика и результаты оценки эффективности региональных систем сейсмологических наблюдений. Тбилиси: Мецниереба. 1980. С.9-28.
- Аранович З.И., Артиков Т.У., Мухамедов Б.К. Расчет эффективности сети региональных сейсмических станций Средней Азии // Методика и результаты оценки эффективности региональных систем сейсмических наблюдений. Тбилиси: Мецниереба. 1980. С.78-96.

- Аранович Э.И., Негребецкий С.А. и др. Многоканальный цифровой измерительный комплекс // Сейсмические приборы. Вып. 14. М.: Наука. 1981. С.59-75.
- Аргамонов А.М. Энергетика сейсмического режима протяженных зон // Автореф. канд.дис. М. 1979.
- Атабаев Х.А. Специфические годографы для Ферганской долины по данным землетрясений // Труды Ин-та математики АН УзССР. Вып. 25. Ташкент: Фан. 1962.
- Атабаев Х.А., Бутовская Е.М., Ибрагимов Р.И. и др. Узбекистан // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. С.163-174.
- Атлас землетрясений в СССР. М.: Изд. АН СССР. 1962. С.14-15.
- Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Якубов Д.Х., Ярмахамедов А.Р. Геолого-геофизическая характеристика Газлийской эпицентральной зоны // Газлийские землетрясения 1976 г. М.: Наука. 1984. С.131-137.
- Бабаев М.А., Княпина Т.А., Мирзоев К.М. и др. Таджикистан // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. С.175-182.
- Безродный Е.М., Туйчиев Х.А. Механизм очагов сильных землетрясений Узбекистана. Ташкент: Фан. 1987. С.5-62.
- Борисов О.М. и др. Структура земной коры Средней Азии по космическим данным. Ташкент: Фан. 1985. 178 с.
- Бунз В.Н. Опыт прогноза повторяемости сильных землетрясений в Вахском районе Таджикистана // Труды ИФЗ АН СССР. № 33(200). 1964. С.100-117.
- Бунз В.И. Проблема прогноза места и времени сильного землетрясения в Южно-Тянь-Шаньской зоне // Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука. 1970. С.64-83.
- Бунз В.И., Гитис В.Г., Щукин Ю.К. Формализованный метод выделения зон ВОЗ с разными значениями M_{max} (на примере региона Крым - Кавказ - Западная Туркмения) // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. С.42-45.
- Буртман Б.Р., Уломов И.В. Практика регистрации и накопления цифровых сейсмических данных // Узб.геол.журн. 1986. № 1. С.22-25.

- Бутовская Е.М. (ред.). Сейсмичность Узбекистана. Вып. I. Ташкент: Изд-во АН УзССР. 1961. 98 с.
- Бутовская Е.М., Захарова А.И., Атабаев Х.А. и др. Результаты применения специфических годографов к определению эпицентров некоторых районов Средней Азии // Бюл.Совета по сейсмологии. М. 1963. № 15.
- Бутовская Е.М., Захарова А.И., Иодко В.К. и др. Сейсмичность Узбекистана. Вып. 2. Ташкент: Изд. АН УзССР. 1964. 123 с.
- Бутовская Е.М., Соколова И.А. Корреляция некоторых параметров сейсмического режима с неоднородностями коры // Узб.геол. журн. 1970. № 3. С.3-7.
- Бутовская Е.М., Кузнецова К.И. Зависимость графиков повторяемости землетрясений от глубины очага и ее возможное истолкование // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 2. С.11-23.
- Введенская Н.А. О точности определения положения очага землетрясения методом засечек // Труды Геофизического ин-та АН СССР. № 30/157. 1955. С.38-49, с. 127-136.
- Венецкий И.Г., Кильдишев Г.С. Основы теории вероятностей и математической статистики. М.: Статистика. 1968. 360 с.
- Вилькович Е.В., Шнирман М.Г. Волны миграции эпицентров (примеры и модели) // Вычислительная сейсмология. 1982. № 4. С.27-37.
- Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Соломов Н.Г. Исследования сейсмического режима при разрушении образцов. Душанбе: Дониш. 1975. 115 с.
- Газлийские землетрясения 1976 г. Инструментальные наблюдения в ближней зоне. М.: Наука. 1983. С.12-34, 194.
- Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Ташкент: Фан. 1986. 368 с.
- Гитис В.Г. Алгоритмы прогнозирования и синтеза признаков с использованием одномерных кусочно-линейных функций // Нелинейные и линейные методы в распознавании образов. М.: Наука. 1975. С.20-30.
- Гитис В.Г., Миронов М.А., Бунь В.И., Вичев В.Т. Построение карты M_{\max} землетрясений на основе метода аппроксимации интервальных экспертных оценок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 4. С.31-44.

- Голинский Г.Л., Городкова Т.Н., Курбанов М. и др. Туркмения // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. С.147-162.
- Горбунова И.В., Ризниченко Ю.В. Опыт картирования сейсмической активности по методу суммирования // Известия АН СССР. Физика Земли. 1965. № 7. С.22-29.
- Горбунова И.В. О карте максимальных землетрясений Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № II. С.3-14.
- Грин В.П. и др. Об изменении сейсмичности во времени на территории Чуйской впадины // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 5. 1976. С.85-89.
- Грин В.П. и др. Некоторые результаты прогностических исследований на Фрунзенском полигоне // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука. 1980. С.14-26.
- Джанузакв К.Д., Ильясов Б.И., Кнауф В.И. и др. Киргизия // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. С.183-193.
- Джанузакв К.Д., Мирзабаев Х.М., Касымов С.М. и др. Ифара-Баткенское землетрясение 31 января 1977 г. // Землетрясения в СССР в 1977 году. М.: Наука. 1981. С.41-47.
- Джураев Р.У., Мирзобаев Х.М., Шварц А.В. и др. Макросейсмическое описание землетрясений // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. 1982 г. Душанбе: Дониш. 1984. С.125-156.
- Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М. 1984. 188 с.
- Зейдель А.Н. Элементарные оценки ошибок измерений. Л.: Наука. 1967. 86 с.
- Захарова А.И. Специфические годографы для Приташкентского района и центральной части Чаткальского хребта по данным землетрясений // Труды Ин-та математики АН УзССР. Вып. 25. Ташкент: Изд-во АН УзССР. 1962.
- Захарова А.И., Сейдузова С.С. Карта K_{max} Узбекистана // Сейсмический режим. Душанбе: Дониш. 1969. С.153-162.
- Захарова А.И., Яковлева И.Б. Исследование сейсмичности с помощью количественных методов // Сейсмичность Западного Узбекистана. Ташкент: Фан. 1972. С.96-121.
- Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1962. С.12-21.

- Землетрясения в СССР. Ежегодники за 1962-1975 гг. М.: Наука. 1964-1978.
- Землетрясения Средней Азии и Казахстана. Ежегодники за 1979-1981 гг. Душанбе: Дониш. 1981-1983.
- Иванова В.И., Калинина В.Н., Нешумова Л.А. и др. Математическая статистика. М.: Высшая школа. 1981. С.183-186.
- Казак Б.Н. и др. Организация ввода данных с цифровых станций в вычислительный комплекс на базе микро-ЭВМ "Электроника-60" // Сейсмические приборы. Вып. 17. 1985. С.48-50.
- Кальмурзаев К.Е., Плахин Ф.Н., Ильясов Б.И., Шварцман Ю.Г., Абдуллаева А.У. Результаты наблюдений за предвестниками землетрясений в Киргизии // Прогноз землетрясений. Душанбе-Москва: Дониш. 1984. № 5. С.149-160.
- Касымов С.М., Абдурахманов С.А., Джураев А., Мадатов М. Результаты макросейсмического обследования Таваксайского землетрясения // Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясения 1977 года. Ташкент: Фан. 1981 а. С.81-86.
- Касымов С.М., Джураев А., Мадатов П. Карта изосейст Исфара-Баткенского землетрясения 31 января 1977 года // Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясения 1977 г. Ташкент: Фан. 1981 б. С.3-14.
- Касымов С.М., Иодко В.К., Джураев А. Макросейсмические данные о Назарбекском землетрясении // Назарбекское землетрясение 11 декабря 1980 г. Ташкент: Фан. 1984.
- Катренко В.Г. Об аппаратуре цифрового измерения сейсмической информации // Сейсмометры, регистраторы и сейсмические каналы (сейсмические приборы № 18). М.: Наука. 1986. С.62-69.
- Квашин Е.В., Эльман А.Ю., Давидов И.А. Банк данных для научных исследований на основе типовой СУБД (на примере сейсмологии). Инф.сообщ. № 435. Ташкент: Фан. 1988. 25 с.
- Корольков Б.Я. Каратагское землетрясение 8 октября 1907 г. // Известия Туркестанского географического общества. Ташкент. 1913. Т.9. С.44-65.
- Кузнецова К.И., Аптекман Т.Я., Шебалин Н.В., Штейнберг В.В. Афтершоки последействия и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С.94-113.

- Кузнецова К.И., Шумилина Л.С., Белова Н.А. Об отражении сейсмического процесса в вариациях графиков повторяемости землетрясений // Прогноз землетрясений. Душанбе-Москва: Дониш. 1984. № 5. С.71-85.
- Ланцов К. Практические методы анализа. М. 1961. С.321.
- Лукк А.А., Юнга С.Л., Шкляр Г.П., Соболева О.В. и др. Сейсмогеотектоническая деформация Средней Азии и Казахстана // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. 1979. Душанбе: Дониш. 1981. С.67-99.
- Мавлянов Г.А., Ибрагимов Р.Н., Касымов С.М. и др. Детальное сейсмическое районирование территории Западного и Южного Узбекистана // Информационное сообщение АН УзССР. № 296. Ташкент: Фан. 1983. 15 с.
- Меламуд А.С. Использование длительности колебаний для эмпирической характеристики землетрясений // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: Изд-во АН СССР. 1974. С.180-192.
- Методы детального изучения сейсмичности // Труды ИФЗ АН СССР. №9 (176). / Отв.ред. Ю.В.Ризниченко. М.: Изд-во АН СССР. 1960.
- Мирзобаев Х.М., Киняпина Т.А., Джураев Р.У. и др. Макросейсмическое описание землетрясений // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. 1980. Душанбе: Дониш. 1982. С.46-65.
- Мирзоев К.М., Азизова А.А. Статистические закономерности группирования коровых землетрясений Таджикистана и прилегающих территорий // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш. 1983. С.48-69.
- Мирзоев К.М., Джураев Р.У. Основные закономерности затухания балльности землетрясений на территории Таджикистана // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. 1983. Душанбе: Дониш. 1985. С.99-128.
- Михайлова Р.С. Динамика развития областей сейсмических затихий и прогноз сильных землетрясений // Известия АН СССР. Физика Земли. 1980. № 10. С.12-22.
- Михайлова Р.С., Бибарсова Д.Г., Аранович З.И. и др. Опыт оценки уровня представительных землетрясений отдельных районов и всего региона Средней Азии и Казахстана // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш. 1984. С.25-42.

- Моги К. Современное состояние изучения групповых землетрясений / Пер. с яп. // Тикаку дзасси. 1983. Т.92. № 7. С.547-554.
- Москвина А.Г., Соболева О.В. Теоретическая модель очага и микро-сейсмическое поле землетрясений // Известия АН СССР. Физика Земли. № 9. 1973. С.17-28.
- Мурашев В.И. Трещиноустойчивость, жесткость и прочность железобетона. М.: Изд. Мин.строит. предприятий машиностроения. 1950. 268 с.
- Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Лабораторные и теоретические исследования процессов подготовки землетрясения // Известия АН СССР. Физика Земли. 1974. № 10. С.107-112.
- Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясений. М.: Наука. 1975. С.6-29.
- Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах от диссипативных структур к упорядоченности через флуктуации. М.: Мир. 1979. 512 с.
- Никонов А.А. Миграция сильных землетрясений вдоль крупнейших зон Средней Азии // Доклады АН СССР. 1975. Т.225. № 2. С.306-309.
- Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Эффект сейсмического затишья при больших землетрясениях // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С.149-169.
- Нестеров П.В., Шаньгин В.Ф., Горбунов В.Л. и др. Микропроцессоры. Кн. I. Архитектура и проектирование микро-ЭВМ. Организация вычислительных процессов. М.: Высшая школа. 1986. 495 с.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977. С.535.
- Папское землетрясение 1984 г. Ташкент: Фан. 1986. 135 с.
- Пашковский В.Н., Андреев И.Л. и др. Особенности и строение водонапорной системы меловых отложений Западного Узбекистана в связи с разработкой газовых месторождений и использования газа в Средней Азии // Геология и разработка газовых месторождений и использование газа в Средней Азии. Вып. I/I. Ташкент. 1974. С.23-34.
- Плотникова Л.М., Фленова М.Г., Махмудова В.И. Влияние разработки месторождения на сейсмичность (на примере Газлийского района) // Инф.сообщение АН УзССР. № 427. Ташкент: Фан. 1988. 20 с.

- Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М., Третьякова Н.В. Особенности пространственного распределения сейсмичности в местах возникновения больших землетрясений // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С.169-184.
- Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. М.: Прогресс. 1986. 431 с.
- Пустовитенко Б.Г., Каменобродский А.Г., Кульчицкий В.Е. Сейсмическая активность и максимальные возможные землетрясения Крымского региона // Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М.: Наука. 1975. С.38-43.
- Пустовитенко Б.Г., Каменобродский А.Г. Закономерности миграции очагов землетрясений Крыма // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С.184-194.
- Раутиан Т.Г. Затухание сейсмических волн и энергии землетрясений // Труды ТИССС. Т.7. Душанбе: Изд. АН ТаджССР. 1960а. С.41-96.
- Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Труды ИФЗ АН СССР. № 9(176). М. 1960 б. С.75-114.
- Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. и др. Экспериментальное исследование сейсмической коды. М.: Наука. 1981. 142 с.
- Раутиан Т.Г. Макросейсмическое проявление землетрясений и очаговые спектры // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 23. М.: Наука. 1982. С.74-82.
- Ризниченко Ю.В. Об изучении сейсмического режима // Известия АН СССР. Сер. геофиз. 1958. № 9. С.1057-1074.
- Ризниченко Ю.В. О возможностях расчета максимальных землетрясений // Труды ИФЗ АН СССР. 1962. № 25. С.5-15.
- Ризниченко Ю.В. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности // Известия АН СССР. Сер. геофиз. 1964 а. № 7. С.969-977.
- Ризниченко Ю.В. О связи энергии максимальных землетрясений с сейсмической активностью // Доклады АН СССР. 1964 б. Т.157. № 6. С.1352-1354.
- Ризниченко Ю.В. К энергетической трактовке закона повторяемости землетрясений // Известия АН СССР. Физика Земли. 1965. № 10. С.7-16.
- Ризниченко Ю.В. Проблемы физики землетрясений // Известия АН СССР. Физика Земли. 1966 а. № 2. С.3-24.

- Ризниченко Ю.В. Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей области // Известия АН СССР. Физика Земли. 1966. № 5. С.16-32.
- Ризниченко Ю.В. Сейсмический климат и сейсмическая погода // Земля и Вселенная. 1967 а. № 6. С.4-8.
- Ризниченко Ю.В. Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана. Материалы выездной сессии ОНЗ АН СССР, Октябрь 1964. М.: Наука. 1967 б. С.35-51.
- Ризниченко Ю.В., Захарова А.И., Сейдузова С.С. Карты сейсмической сотрясаемости // Доклады АН СССР. 1967. Т.174. № 4. С. 830-832.
- Ризниченко Ю.В. Энергетическая модель сейсмического режима // Известия АН СССР. Физика Земли. 1968 а. № 5. С.3-19.
- Ризниченко Ю.В., Горбунова И.В. О методах построения карт сейсмической активности // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука. 1968. С.71-83.
- Ризниченко Ю.В., Захарова А.И. Обобщенный закон повторяемости землетрясений // Известия АН СССР. Физика Земли. 1971. № 3. С.29-38.
- Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Сейсмическая активность и большие землетрясения Кавказа // Известия АН СССР. Физика Земли. 1972. № 1. С.35-49.
- Ризниченко Ю.В. Геолого-геофизические данные при решении проблемы сейсмической опасности // Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана, Баку, март. 1973. г.Баку: Элм. 1974 а. С.3-19.
- Ризниченко Ю.В. Энергетика макросейсмике // Известия АН СССР. Физика Земли. 1974 б. № 8. С.3-10.
- Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа // Известия АН СССР. Физика Земли. 1974. № 5. С.64-85.
- Ризниченко Ю.В., Бутовская Е.М., Захарова А.И. и др. Корреляция элементов сейсмического режима с неоднородностями земной коры Восточного Узбекистана // Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М.: Наука. 1975. С.73-81.
- Ризниченко Ю.В., Багдасарова А.М. Максимальные возможные землетрясения Японии // Известия АН СССР. Физика Земли. 1975. № 11. С.14-32.

- Ризниченко Ю.В., Артамонов А.М. Развитие энергетической модели пространственно-временного хода сейсмичности // Известия АН СССР. Физика Земли. 1975. № 12. С.35-42.
- Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Спектрально-временная сейсмическая сотрясаемость // Геофизические исследования. Тбилиси: Мецниереба. 1976 а. С.36-53.
- Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Карты спектральной сейсмической сотрясаемости // Известия АН СССР. Физика Земли. 1976 б. № 4. С.14-23.
- Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Спектральная сейсмическая сотрясаемость // Известия АН СССР. Физика Земли. 1975. № 9. С. 10-16.
- Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Степаненко Н.Я. Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. Кишинев: Штиинца. 1976. 118 с.
- Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С., Матасова Л.М. Макросейсмическая программа // Известия АН СССР. Физика Земли. 1977. №3. С.8-20.
- Ризниченко Ю.В. Сейсмический режим и сейсмическая активность // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. а. С.47-58.
- Ризниченко Ю.В. Расчет максимальных возможных землетрясений и сейсмической сотрясаемости // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980 б. С.59-69.
- Ризниченко Ю.В. О долговременном прогнозе сейсмичности // Известия АН СССР. Физика Земли. 1981. № 11. С.3-9.
- Ризниченко Ю.В. Сейсмичность и тектоника // Развитие идей Г.А. Гамбургцева в геофизике. М.: Наука. 1982. С.269-278.
- Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Спектрально-временная характеристика сейсмической опасности. М.: Наука. 1984. 180 с.
- Ризниченко Ю.В. Избранные труды. Проблемы сейсмологии. М.: Наука. 1985. 408 с.
- Рожков М.В. Методы гомоморфного анализа в рассредоточенных системах сбора и обработки сейсмологической информации // Автореф. канд. дис. М. 1986. 25 с.
- Романовский В.И. Основные задачи теории ошибок. М.-Л.: Гостехиздат. 1947. 116 с.

- Розова Е.А. Составление годографа и определение основных сейсмических элементов для Средней Азии // Труды СИ АН СССР. № 72. М.-Л.: Изд. АН СССР. 1936. С.1-28.
- Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Доклады АН СССР. 1979. Т.247. № 4. 829 с.
- Садовский М.А. Автомодельность сейсмических процессов // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород при землетрясениях. М.: Наука. 1987. С.6-12.
- Сейдузова С.С., Суров В.П., Матасова Л.М. и др. Оценка сейсмической опасности на основе комплекса данных об особенностях глубинного строения земной коры // Узб.геол.журн. 1987. №6. С.7-16.
- Сейдузова С.С., Матасова Л.М., Михайлова Р.С. и др. Анализ сейсмической сотрясаемости на примере Киргизии и Узбекистана // Известия АН СССР. Физика Земли. 1979 б. № 9. С.22-36.
- Сейдузова С.С., Яковлева И.Б., Матасова Л.М. и др. Средняя Азия // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979 а. С.88-124.
- Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука. 1968. С.95-III.
- Сейсмическое районирование территории СССР / Под ред. В.И.Бунэ, Г.П.Горшкова. М.: Наука. 1980. 307 с.
- Сейсмическая сотрясаемость территории СССР / Под ред. Ю.В.Ризниченко. М.: Наука. 1979. 192 с.
- Семенец Н.В. Методика построения оптимальных моделей среды при решении обратных задач геофизики: Препринт. Ин-т вулканологии ДВО АН СССР. Петропавловск-Камчатский. 1987. 85 с.
- Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным / Ю.А.Бурмаков, Л.П.Винник, Г.Л.Касарев и др. М.: Наука. 1988. 221 с.
- Султанова З.З., Чиковани В.В. Куба-Гархунское землетрясение 20.XII // Землетрясения в СССР в 1971 г. М.: Наука. 1975 г. 29-31 с.
- Ташкентское землетрясение 1966 г. Ташкент: Фан. 1971.
- Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1986. 288 с.
- Уиттекер Э., Робинсон Т. Математическая обработка результатов наблюдений. М.-Л.: Гостехиздат. 1933. 364 с.
- Уломов В.И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии. Ташкент: Фан. 1966. 122 с.

- Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан. 1974. 215 с.
- Уломов В.И., Каюк А.П., Фленова М.Г. и др. Землетрясения Средней Азии и Казахстана // Землетрясения в СССР в 1977 г. М.: Наука. 1981. С.25-40.
- Уломов В.И. Тектоника литосферных плит и сейсмогеодинамика // Экспериментальная сейсмология в Узбекистане. Ташкент: Фан. 1983. С.3-25.
- Уломов В.И. О соотношении размеров очагов и областей подготовки землетрясений // ДАН УзССР. 1987. № 9. С.39-49.
- Уломов В.И. Решеточная модель очаговой сейсмичности и прогноз сейсмической опасности // Узб.геол.журн. 1987б. № 6. С.20-25.
- Уломов В.И. Синоптический долгосрочный прогноз сейсмической обстановки // ДАН УзССР. 1987в. № 6. С.47-48.
- Уломов В.И. Методика долгосрочного синоптического прогноза сейсмической обстановки // Инф.сообщ.АН УзССР. № 429. Ташкент: Фан. 1988 а. 16 с.
- Уломов В.И. Очаговая сейсмичность и долгосрочный прогноз землетрясений // Проблемные вопросы сейсмологии Средней Азии. Ташкент: Фан. 1988 б. С.32-87.
- Уломов В.И., Ширин В.В. Долгосрочный сейсмический прогноз и предупредительные инженерные мероприятия // Вопросы инженерной сейсмологии, тезисы докладов Всесоюзного совещания. Ленинград: Изд. Ереванского политехнического ин-та. 1988 в. С.44-45.
- Уломов В.И. Прогноз сейсмической опасности // Архитектура и строительство в Узбекистане. 1988 г. № 12. С.1-3.
- Уломова Н.В. О Коштепинском землетрясении 17 марта 1965 г. // Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана. Ташкент: Фан. 1971.
- Федорков Б.Г., Телец В.А., Дегтяренко В.П. Микроэлектронные цифро-аналоговые и аналого-цифровые преобразователи. М.: Радио и связь. 1984. 120 с.
- Фленова М.Г. Сейсмическая активность и глубинное строение юго-восточного борта Ферганской впадины // Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Ч.П. Новосибирск: Наука. 1969. С.54-56.
- Фленова М.Г. Сейсмичность и глубинное строение земной коры Юго-Восточной Ферганы и зоны переходной к Памиро-Алау // Автореф.

канд.дис. М. 1974.

- Фленова М.Г. Оценка точности определения параметров очагов землетрясений // Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент: Фан. 1979. С.145-149.
- Фленова М.Г., Фленов Ю.П. Комплексование методов построения карт сейсмической активности на территории Узбекистана // Узб.геол.журн. 1984. № 3. С.28-30.
- Фленова М.Г., Фленов Ю.П. Размеры области подготовки сильного землетрясения на примере Западного и Южного Узбекистана // Методы определения сейсмической опасности. Кишинев: Штиница. 1984. С.52-57.
- Фленова М.Г. Сейсмический режим и выявление сейсмогенных зон на территории Западного и Южного Узбекистана и перехода от орогена к платформе // Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Ташкент: Фан. 1986. С.62-69.
- Форсайт Д., Малькольм М., Моудер К. Машинные методы вычислений. М.: Мир. 1980. 279 с.
- Хакен Г. Синергетика. М.: Мир. 1980. 404 с.
- Хакен Г. Синергетика: Иерархия неустойчивостей в самоорганизующихся системах и устройствах. М.: Мир. 1985. 423 с.
- Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1968. С.95-III.
- Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука. 1974. 53 с.
- Шебалин Н.В., Хромецкая Е.А. Методические аспекты получения и интерпретации макросейсмических данных. М.: Наука. 1988. С.1-29.
- Яковлева И.Б. Анализ и обобщение сейсмологических данных // Сейсмичность Западного Узбекистана. Ташкент: Фан. 1972. С.46-74.
- Яковлева И.Б. Методика обработки наблюдений в 1967-1969 гг. // Сейсмичность Западного Узбекистана. Ташкент: Фан. 1972. С.75-95.
- Яковлева И.Б. Карта максимально возможных землетрясений Узбекистана по комплексу геолого-геофизических данных // Сейсмология Узбекистана. Ташкент: Фан. 1975. С.172-183.

- Яковлева И.Б. Прогнозирование сейсмической активности по комплексу геолого-геофизических параметров // Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент: Фан. 1979. С.21-30.
- Яковлева И.Б., Яковлев В.Н. Сейсмичность Кызылкумов и некоторые представления о формировании очаговой области Газлийских землетрясений 1976 г. // Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент: Фан. 1979. С.75-92.
- Яковлева И.Б., Яковлев В.Н., Абдиева А. Пространственно-временные особенности сейсмического режима Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны // Методы определения сейсмической опасности. Кишинев: Штиница. 1984. С.11-23.
- Яковлева И.Б., Абдиева А.С., Галаддинова Х.А. Об информативности графиков повторяемости в качестве предвестников землетрясений в Южно-Ферганской зоне // Методы определения сейсмической опасности. Кишинев: Штиница. 1984. С.31-38.
- Ярмухамедов А.Р. Морфоструктура Срединного Тянь-Шаня и ее связь с сейсмичностью. Ташкент: Фан. 1988. 163 с.
- Aviles C.A., Scholz C.H. Fractal Analysis Applied to characteristic Segment of San-Andreas Fault // J. Geophys. Res., 1987, v.92, N B1, p.331-344.
- Bath M. Seismicity of Europe; A progress report // IUGG Monogr., 1960, N 1, p.1-24.
- Buland R. The mechanics of locating earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Am., v.66, 1976, pp.173-187.
- Crossen R.S. Crystal structure modelling of earthquakes data. 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocities parameters // J. Geophys. Res., v.81, 1976, pp. 3036-3046.
- Ellsworth William L. Bear Valley, California, earthquake sequence of February-March 1972 // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1975, 65, N 2, 483-506.
- Fu Zhengxiang. Дипл ули свѣбао, Acta geophys. sin., 1982, 25, N 6, 509-515.
- Gutenberg B., Richter C.F., Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton Univ. press., 1949, 2-nd ed., 1954, 310 p.
- Harlow David H. The Guatemala earthquake of February 4, 1976, a

- preliminary report. Instrumentally recorded seismic activity prior to the main event // Geol. Proff. Pap. 1976, n 1002, 12-16.
- He Zhengtan, Wang Kaifu. ДИЧЖЭНЬ СЭБЭО, Acta seismol. sin., 1986, 8, 1-13.
- Ishida Mizuho, Hiroo Kanamori. The spatio-temporal variation of seismicity before the 1971 San Fernando earthquake, California // Geophys. Res. Lett., 1977, N 8', 4, 345-346.
- Khatti K., Wyss M. Precursory variation of seismicity rate in the Assam area India // Geology, 1978, 6, N 11, 685-688.
- Koch M. Nonlinear inversion of local seismic travel times for the simultaneous determination of the 30-velocity structure and hypocenters-application to the seismic zone Vrancea // J. Geophys., 1985, v.56, pp.160-173.
- Kövesligethy R. Seismischer Stärkegrad und Intensität der Beben. Gerlands Beitr. Geophys., 1907, Bd.8, s.22-29.
- Lee W.H.K., Lahr J.C. HYPO-71 - a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes // U.S.Geological Survey. Open File Report. 1971, pp.4-17.
- Levenberg K.A. Method for the solution of certain nonlinear problems in least squares // Quart. Appl. Math., v.2, 1944, pp. 164-168.
- Liu Puxiong. ДИЧЖЭНЬ СЭБЭО, Acta seismol. sin., 1984, 6, n 3, 264-270.
- Mandelbrot B.B., Fractals. San-Francisco, Freeman, 1979.
- Mandelbrot B.B. The Fractal Geometry of Nature. W.H.Freeman and Co., San Francisco, Calif, 1982.
- Marquart D.W. An algorithm for least squares of nonlinear parameters // J. Soc. Industr. Appl. Math. v.11, 1963, pp.431-441.
- Marza V.Z. Vrancea earthquake seismic gap. Inst. sent. fiz. Com. Stat. energ. nucl. Publ. 1978, n EP-2,3pp., ill.
- Newman W.I., Knopoff L. A model for repetitive cycles of large earthquakes, Geoph. Res. Let., V.10, N 4, 1983, p.305-308.
- Okubo P., Aki K. Fractal Geometry in the San-Andreas Fault System // J. Geoph. Res. 1987, v.92, N B1, p.345-355.

- Olsson Rune. An objective test of earthquake neigraticus in Turkey // *Tectonophysics*. 1985, 116, N 3-4, pp.365-367.
- Riznichenko G.V. The generalised law of earthquakes occurrence // *Bolletino di Geofisika Teoria ed Applicata*, Trieste, 1970, 12, N 48, p.347-352.
- Sekiya Hiroshi. ДЗИСИН Zisin, J. *Seismol. Soc. Jap.*, 1976, 29, N 3, p.299-311.
- Seidozova S.S., Surov V.P., Matasova L.M. et al. Special features of deep structure of the Earth's crust and seismic hazard for the territory of Eastern Uzbekistan // In *Proceedings of the 3rd International Symposium on the Analysis of Seismicity and Risk*. Czechoslovakia, Prague, 1985, p.362-370.
- Smally R.F., Chatelain Yr.Y.-L., Turcotte D.L. and Prevot R. A fractal approach to the clustering of earthquakes: applications to the seismicity of the New Hebrides, *Bull. of the Seismol. of America*, Vol.77. N 4, p.1368-1381, Ang. 1987.
- Thurber C.H. Earthquakes locations and 30 crustal structure in the Coyote lake area, central California // *J. Geophys. Res.*, v.88, 1983, B 10, p.8226-8236.
- Tsuboi C. A new formula connecting magnitude and number of earthquakes // *J. Phys. Earth*, 1959, vol.6, N 2, p.51-55.
- Wang Miano-yueh, Yang Mao-yuan, Hu Yu-liand, Li Tzu-Chiang, Chen Yun-tai, Chin Yen, Feng Jui. *Sci. sinica*, 1976, 19, N 1, 149-169.
- Wiggins R.A. The general linear inverse problema implications of surface waves and free oscilations for earth structure // *Rev. Geophys.*, v.10, 1972, pp.251-285.
- Wong P., Howard Y. Surface Roughening and the Fractal Nature of Rocks // *Phys. Review Lett.*, Vol.57, N 5, Ang. 1986.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица I

Станции Средней Азии (1901-1956 гг.)

№	Станция	Координаты		Годы работы	Аппаратура по периодам			
		φ, N	λ, E		1	2	3	4
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Алма-Ата	43,3	76,9	1906, 1907, 1919, 1927-1949, с 1949	с	-	н	о
2	Алма-Ата-2 (Талгар)	43,3	77,4	с 1951	-	-	-	о
3	Андижан	40,7	72,4	1929-1949, с 1949	-	-	н	о
4	Ашхабад	37,9	58,3	1947, 1948, с 1949	-	-	н	о
5	Байрам-Али (Мары)	37,6	62,1	с 1952	-	-	-	о
6	Ванновская	37,9	58,1	с 1953	-	-	-	р
7	Гарм	39,0	70,3	с 1950	-	-	-	о
8	Гиссар	38,5	68,6	с 1955	-	-	-	р
9	Джиргиталь	39,2	71,2	с 1951	-	-	-	р
10	Душанбе	38,6	68,8	1940-1945, с 1946	-	-	н	о
11	Или	43,9	77,1	с 1951	-	-	-	р
12	Кандара	38,8	68,8	1955, 1956	-	-	-	р
13	Карасу	38,5	69,0	с 1955	-	-	-	р
14	Кашгар	39,4	76					
15	Кизыл-Арват	39,2	56,3	с 1950	-	-	-	о
16	Куляб	37,9	69,7	с 1947	-	-	-	о
17	Курменты	43,0	78,3	с 1951	-	-	-	р
18	Курдай	43,4	46,0	1927-1932	-	-	н	-
19	Луначарское	41,3	69,3	1950-1959	-	-	-	о
20	Мургаб	38,4	73,9	с 1947	-	-	-	о
21	Наманган	41,0	71,7	с 1952	-	-	-	о
22	Нарын	41,4	76,0	с 1950	-	-	-	о
23	Оби-Гарм	38,7	69,7	с 1946	-	-	-	о
24	Пржевальск	42,5	78,4	с 1950	-	-	-	р
25	Рыбачье	42,5	76,2	с 1951	-	-	-	о

Продолжение табл. I

1	2	3	4	5	6	7	8	9
26	Самарканд	39,7	67,0	I9I4-I9I7, с I929	-	г	и	о
27	Ташкент	4I,3	69,3	I90I-I9I2, I9I2-I9I7, с I926	с	г	г	г
28	Фабричная	43,1	76,4	С I953	-	-	-	р
29	Фергана	40,4	7I,8	С I950	-	-	-	о
30	Фрунзе	42,9	74,6	I927-I950, с I95I	-	-	н	о
3I	Хорог	37,5	7I,6	С I95I	-	-	-	о
32	Хоронгон	38,7	68,8	С I955	-	-	-	р
33	Чидик	43,6	78,4	С I95I	-	-	-	р
34	Чимкент	42,3	69,6	I932-I949, с I950	-	-	н	о

Примечание. Сейсмографы: с - Боша, Ребер - Элерта, Мильна; г - Голицына; н - Никифорова; р - региональные Харина, Кирноса (ВЭГМК, СКМ); о - общего типа

Таблица 2

Значения параметров сейсмографов сейсмических
станций Узбекистана с начала инструментальных наблюдений в Средней Азии

№ п/п	Основные типы	Обоз- наче- ние	T_1, c	T_2, c	D_1	D_2	G^2	\bar{V}	V_{m1}	T_m, c	Скорость регист- рации, мм/мин	
			1	2	3	4	5	6	7	8		9
1.	Горизонтальный маятник системы Ребер-Пашвица с оптической регистрацией без затухания	P	20		0,05				50	100- -200	20	0,2
2.	Горизонтальный маятник системы Мильна с оптической регистрацией без затухания	M	10- -20		0,08				10- 15		10- 20	1,0
3.	Горизонтальный маятник системы Омори-Боша с механической регистрацией без затухания	B	20		0,2				10- 15	25- -40	20	15
4.	Сейсмограф системы Голицына с гальванометрической регистрацией и магнитным затуханием	ГСТ	I2(25)	I2(25)	I	I	0,1	I700	II00	8(I7)	30	312
		ВСТ	I2	I2	I	I		I700	II00	8	30	

Продолжение табл. 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5.	Тяжелый горизонтальный маятник системы Полицина с механической регистрацией и магнитным затуханием	ТГ	20		0,3- 0,5			40- -50	40- -50	20	30
6.	Горизонтальный сейсмограф системы Никифорова с оптической регистрацией и магнитным затуханием	Н	2,0		0,4- -0,6			400 -600	400- -600	I-2	30
7.	Вертикальный сейсмограф системы Харина с гальванометрической регистрацией и магнитным затуханием	БСХ-I	2,0	I2,0	3,86	I,7	0,53	I000	II70		30
8.	Сейсмографы общего типа с гальванометрической регистрацией и магнитным затуханием	СГК	I2,5	I-	0,45	6-7	0,05-I000-I000-	0,3	30		
				-I,2			0,1 -I500 -I500				
		СВК	I2,5	I,2	0,45	6-5	0,06- 300- 300-	0,3- 2500 2500	I0	30	
						0,12 -600 -600	-I0				
						0,3- 900- II00- 8-	30				
						-0,5 -II00 -I500 -I0					

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
9.	Горизонтальный сейсмограф с механической регистрацией и магнитным затуханием	СМР-2 (СМТР)	5		0,45			7			30
10.	Сейсмографы регионального типа ГСХ системы Харина с гальванометрической регистрацией и магнитным затуханием		0,7- -0,8	0,35- -1	0,75- -0,8	2,5- -6	0,15- -0,4	14000- 40000	14000- 40000	0,4- 0,7	60
			0,5- 0,7	0,2- -0,4	0,4- -0,8	0,8- -3	0,2- -0,4	20000- 30000	20000- 40000	0,3- 0,4	60
11.	Региональные сейсмографы типа ВЭГИК с гальванометрической регистрацией и магнитным затуханием	ВЭГИК	0,65	0,065	0,5	3	0,2	18000	18000	0,05- -0,6	120
			0,80	0,1	0,4	3	0,2	20000	20000	0,1- -1,2	120 ³¹⁴
			1,5	0,06- 0,168	0,46	3	0,2	10000- 20000	10000- 20000	0,05- -1,2	120
12.	Сейсмографы региональные (Кир-носа) с гальванометрической регистрацией и магнитным затуханием	СКМ-3	0,1- -3,0	0,1- -1,8	0,3- -0,5	0,4- -3,5	0,01- -0,9	5000- 100000	5000- 100000	0,1- 1,25	120
13.	Сейсмографы длиннопериодные с гальванометрической регистрацией и магнитным затуханием	СКД СД+ ДГ-100	5-40 7- 100	0,4- -1,2 10,0	0,5 0,5	5-10 5-10	0,2- -0,4 0,2- -0,4	600- -1000 900	600- -1000 900	0,2 20 5- 70,0	60

Продолжение табл. 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
I4. Сейсмограф для записи сильных и разрушительных землетрясений с жидкостным и магнитным затуханием(акселерограф)	ССРЗ	0,05			0,6						0+20Гц 600 от 5до 10 баллов
I5. Сейсмоскоп бальности Медведе-ва для измерения интенсивности землетрясения от 5 до 10 баллов	СБМ-3	0,25			0,08						

Таблица 3

Основные данные о сейсмических станциях на
Среднеазиатской территории СССР

№	Станция и координаты $\varphi^{\circ}N; \lambda^{\circ}E; h, m$	Дата пуска, учреждение- организатор	Организация, в состав которой входит станция (на I.I.1960г.)	Сейсмограф		
				система	установка	снятие
1	2	3	4	5	6	7
1.	Андижан 40,7; 72,4; 494	02.1929 СИАН	ИФЗ АН СССР	2Н	1.02.1929	
				Н		
				2СГК	6.09.1950	
				1СВК	6.09.1950	
				2СМР-П	1951	
				СРЗ	19.06.1953	
2.	Луначарское 41,3; 69,4	1951	ИММ АН УзССР	СБМ	10.1953	
				СГК (N-S)	6.11.1950	
				2СГК		
				1СВК	1951	1957
3.	Наманган 41,0; 71,7	1952 ГЕОФИАН	ИММ АН УзССР	2СГК		
				1СВК	1952	
4.	Самарканд 39,7; 67,0; 104	01.1914 ПЦСК	АН УзССР	2ТГ	Т.1914	1917
				2ТГ	10.05.1925	07.1951
				2Н	29.12.1929	07.1951
				2СГК	1.07.1951	
				1СВК		

1	2	3	4	5	6	7
5.	Ташкент 41,3; 69,3; 470	07.1900 ПЦСК	ИФЗ, АН УзССР	<i>R</i> _{1,2} М, В ГСГ ТГ ВСГ МСП 2ГСГ 1ВСГ СМР-П	07.1900 1903 1911 1912 1913 1918 1926 1955	1911 1918
6.	Фергана 40,4; 71,8	1950 ГЕОФИАН	ИМИМ АН УзССР	2СГК 1СВК	1950	317
7.	Ашхабад 38,0; 58,1	1947, ФТИ ТУРК ФАН СССР	ИФГАНТ	2Н 2СГ 2Н 2СГК 1СВК	04.1947 10.1948 1.1949 06.1949	10.1948 12.1948 06.1949
8.	Байрам-Али (До 1952г. станция работала в г.Мары) 37,6; 62,1	1950 ГЕОФИАН	ИФЗ АН СССР	2СГК 1СВК	1950	
9.	Ванновская 38,0; 58,1	1953 ИФГАНТ	ИФЗ АН СССР	2ГСХ 1ВСХ 3ВЭГМК	1953 1955	1955

Продолжение табл.3

1	2	3	4	5	6	7
10.	Кизыл-Арват 39,2; 56,3	1950 ГЕОФИАН	ИФЗ АН СССР	2СГК 1СВК	1950	
11.	Алма-Ата (Верный) 43,05; 47,0; 800	5.07.1905 ЛШК 08.1927 СИАН	ИФЗ АН СССР	В ТГ 2Н 2СГК 1СВК 2СМР-П СБМ	5.07.1905 1914 5.08.1927 07.1949 07.1949 1955	10.1908 1917 07.1949
12.	Алма-Ата (Тадгар) 43,3; 77,1	1949 ГЕОФИАН	ИФЗ АН СССР	2СГК 1СВК 2ГСХ 1ВСХ	1951	
13.	Гарм 39,0; 70,3	1950 ГЕОФИАН	ИФЗ АН СССР	2СГК 1СВК 3ВЭГИК СМР-П	1950 1957 1950	
14.	Гиссар 38,5; 68,6	1955 То же	ИС АН ТаджССР	4ВЭГИК	1955	
15.	Джиргиталь 39,2; 71,2	1951 То же	ИФЗ АН СССР	2СГК 1СВК	1951	11.1955

1	2	3	4	5	6	7
16.	Или 43,9; 77,1	1951 То же	ИФЗ АН СССР	2ГСК 1ВСХ	1951	
17.	Харасу 38,5; 69,0	1955 То же	ИС АН ТаджССР	4ВЭГИК	1955	
18.	Куляб 37,9; 69,8	09.1947 То же	ИС АН ТаджССР	2СГК 1СВК 2СМР-П	09.1947 1955	
19.	Курменты 43,0; 78,3	1951 ГЕОФИАН	ИФЗ АН СССР	2ГСК 1ВСХ	1951	
20.	Мургаб 38,4; 73,9	09.1947 ГЕОФИАН	ИФЗ АН СССР	2СГК 1ВСХ 2СГК 1СВК	09.1947 1955	
21.	Нарын 41,4; 76,0	1950 То же	ИФЗ АН СССР	2СГК 1СВК	1950	
22.	Оби-Гарм 38,7; 69,7	08.1945 СИАН	ИС АН ТаджССР	2СГК 1СВК	08.1945	1946
23.	Ош 40,5; 72,8	1.01.1914 ПИСК		2ТГ	1914	1917
24.	Пржевальск 42,5; 78,4	1950 ГЕОФИАН	ИФЗ АН СССР	2ГСК 1ВСХ 2СГК 1СВК	1950 1959 1959	

Продолжение табл.3

1	2	3	4	5	6	7
25.	Рыбачье 42,4; 76,2	1952 То же	ИФЗ АН СССР	2СГК 1СВК	1952	
26.	Сталинабад 38,6; 68,8	1939, СИАН	ИС АН ТаджССР	2Н ВСХ-1 2СГК СМР-2	1939 08.1945 07.1946 1955	07.1946
27.	Фабричная (до 1952г. ра- ботала в пос.Красногор- ка 43,2;75,2) 43,1;76,4	04.1953 ГЕОФИАН		2ГСХ 1ВСХ	04.1953	
28.	Фрунзе 42,8; 44,6	08.1927 СИАН	ИФЗ АН СССР	2Н 2СГК 1СВК СЕМ	08.1927 13.07.1950	07.1950
29.	Хорог 37,5; 72,5	1951 ГЕОФИАН	То же	2СГК 2СМР-П	1951	
30.	Хоронгон 38,7; 68,8	1955, То же	ИС АН ТаджССР	4ВЭГИК	1955	
31.	Чилик 43,6; 78,4	1951, То же	ИФЗ АН СССР	2ГСК, 1ВСХ	1951	
32.	Чимкент 42,3; 69,4; 510	08.1932, СИАН	То же	2Н 8СХ 2СГК 1СВК	08.1931 08.1949 06.1951	11.1951 1952

220

Примечание. МСП - сейсмограф Попова с механической регистрацией.

Таблица 4

Параметры аппаратуры сейсмических станций
Средней Азии и Казахстана на 1965-1970 гг.

№ пп	Станция и условные обозначения	Тип аппарата-туры	Составляющая			
			Z		N, E	
			V_m	$T_{m,c}$	V_m	$T_{m,c}$
1	2	3	4	5	6	7
1.	Андижан	СК	II04	0,5-10,0	I032	0,5-10,0
	Ан	СКМ-3	I2357	0,2-1,2	I2414	0,2-1,2
					I2436	0,2-1,2
2.	Гарм	СК	I470	0,4-0,8	I430	0,2-3,2
	Грм				I860	0,2-3,2
3.	Мургаб	СК	II40	4-11,0	I500	0,3-11,0
	Мр				I440	0,3-11,0
4.	Нарын	СК	500	0,3-10,0	I000	0,3-10,0
	Нр	СКМ-3	20000	0,2-1,2		
5.	Пржевальск	СК	I000	0,35-11,0	I800	0,5-11,0
	Пр	СКМ-3	I5000	0,35-1,2	I5000	0,35-1,2
			2250	0,35-2,20	2250	0,35-1,2

Продолж. табл. 4

1	2	3	4	5	6	7
6. Талгар	СКД	130	0,1-5,5	160	0,1-10,0	
Тг					170	0,1-10,0
7. Ташкент	СКД+П7	1000	0,3-11,0	1000	0,3-11,0	
Тшк	СКД+SP6	900	18-54	-	-	
	СКМ-3	100	0,1-3,0	100	0,1-3,0	
	СКМ+НО2	2800	0,25-2,5			
	СМТР	7	0,1-5,0			
	ЭСС	0,5-1,0	0,1-1,4			
		0-2				
	СБМ					
	АИС					
	УАР					
8. Куляб	СК	900	0,3-10,0	900	0,3-10,0	
Кл	СМР-2	7	0,5-5,5			
	УАР					
	СКМ-3	900	0,1-3,0	900	0,3-11,0	
	КПЧ			90	0,3-11,0	
9. Душанбе	СК	810	0,3-11,0	810	0,3-11,0	
Дш	СКД	810	0,2-16,0	810	0,2-16	
	КПЧ	63	0,2-16,0			
	СБМ					
	УАР					
	СМР-2					
10. Фрунзе	СК	1000	0,3-11,0	1000	0,3-11,0	
Фр	СКМ-3	24100	0,4-1,2	24100	0,4-1,2	
11. Хорог	СК	940	0,6-11,0	1620	0,3-11,0	
Хр				1720	0,3-11,0	

1	2	3	4	5	6	7
12. Рыбачье	СК	500	0,3-11,0	1400	0,3-11,0	
Рб	СКМ-3	34000	0,2-1,2	34000	0,2-1,2	
13. Алма-Ата	СК	900	0,3-10,0	1500	0,3-10,0	
Ал				1400	0,3-10,0	
14. Фабричная	СКМ-3	15000	0,1-1,0	15000	0,1-1,5	
Фб						
15. Чылык	СКМ-3	20000	0,1-1,5	20000	0,1-1,5	
Чл						
16. Курменты	СКМ-3	30000	0,1-1,5	29000	0,1-1,5	
Кр				27000	0,1-1,5	
17. Қзыл-Ағач	СКМ-3	40000	0,1-1,2	35000	0,1-1,2	
Қза						
18. Арал	СК	1500	0,3-10,0	1500	0,3-10,0	
Ар						
19. Чуян-Гарон	СКМ-3	20000	0,5-1,7	-	-	
Чяг						
20. Оби-Гарм	ВЭГИК	14780	0,62-0,95	15500	0,65-0,95	
Обг	КПЧ	1590		15250	0,65-0,95	
	СМТР	7	0,75-0,95			
			0,05-5,5			
21. Калайдашт	ВЭГИК	12540	0,3-0,8	14000	0,02-0,8	
Клд				11200	0,03-0,75	
22. Джерино	ВЭГИК	16080	0,03-0,85	17400	0,3-0,9	
Др				16700	0,08-0,9	
23. Карасу	СКМ-3	20000	0,05-1,0	20000	0,05-1,0	
Крс	КПЧ	1000	0,02-0,7	17200	0,05-1,0	

1	2	3	4	5	6	7
24.	Лянгар Лнр	СКМ-3	5000	0,05-1,7	-	-
25.	Богги-Загон Бгз	ВЭГИК КПЧ	12248 1500	0,02-0,22 0,02-0,9	10900	0,02-0,5
26.	Аккуйли Акл	ВЭГИК	9583	0,06-0,9	10000 10000	0,05-0,9 0,65-1,10
27.	Джиргиталь Джр	СКД	1100	9,3-10,6	1200 1000	8,0-17,5 0,2-14,0
28.	Регар Рг	ВЭГИК	10000	0,02-0,7	10000 10000	0,02-0,7 0,02-0,9
		КПЧ СКД	1000	0,02-0,7		
29.	Шаартуз Шрт	СКД	2600	2,6-3,3	1300 1500	0,2-19,5 0,3-20,0
		СКМ-3	18000	0,1-3,0	-	-
30.	Большдж-уан Блд	ВЭГИК	22000	0,1-0,9	22000	0,1-0,8
31.	Чор-Сады Чрс	ВЭГИК	10000	0,1-1,0	12000 16000	0,1-0,85 0,1-0,85
32.	Наманган Нм	СК	1033	0,5-11,0	1023 1118	0,9-9,0 0,9-9,0
		СМТР СЕМ АЧС	7	0,5-6,0	-	-
33.	Фергана Фг	СК	1116	0,7-9,0	1039 102	0,3-11,0 0,3-11,0
		СКМ-3	10377	0,2-1,4	-	-

1	2	3	4	5	6	7
		СМТР	7	0,5-5,5		
		СЕМ				
		АЧС				
34.	Самарканд	СК	929	0,3-10,0	1002	3,0-9,0
	См				1309	7,0-12,0
		СМР-2	7	0,5-5,5		
35.	Чимкент	СК	1143	0,9-9,0	1037	0,7-10,0
	Чм				967	0,3-11,0
		СМТР	7	0,5-5,0		
36.	Пскем	ВЭГИК	16729	0,5-1,0	15043	0,014-0,9
	6Т				14811	0,014-0,9
37.	Чимган	ВЭГИК	9957	0,01-0,9	10719	0,01-1,0
	15Т			10106	10106	0,01-0,9
		КПЧ	100	0,01-0,9		
38.	Агалык	СКМ-3	20620	0,2-1,4	20592	0,2-1,4
	Аг(14Т)					
39.	Нурата	СКМ-3	20563	0,2-1,4	20581	0,2-1,4
	Нра				21077	0,2-1,4
40.	Джизак	СКМ-3	21771	0,2-1,2	17397	0,2-1,2
	Джз	СМТР	7	0,5-5,5	20570	0,2-1,4
41.	Кул-Кудук	СКМ-3	20468	0,2-1,4	20583	0,2-1,4
	Клк				20549	0,2-1,4
42.	Тамды-Булак	СКМ-3	20551	0,2-1,4	20654	0,2-1,4
	Т-Б	СМТР	7	0,5-5,5	20942	0,2-1,4
43.	Су-Кок	ВЭГИК	20000	0,2-1,0	20000	0,2-1,0
	С-К(9Т)					
44.	Чет-Су	ВЭГИК	15000	0,2-1,0	15000	0,2-1,0
	ЧТС(10Т)					

1	2	3	4	5	6	7
45. Табошары Тобш (I6T)	ВЭГИК	15000	0,2-1,0	15000	0,2-1,0	
46. Балгалы Блг (I7T)	ВЭГИК	15000	0,2-1,0	15000	0,2-1,0	
47. Байсун Бс	ВЭГИК	10000	0,01-0,9	10000	0,01-0,9	
48. Пачкамар Пчк	ВЭГИК	10000	0,02-0,85	10000	0,02-0,9	
49. Мираки Мир	ВЭГИК	10000	0,02-1,0	10000	0,02-0,95	
50. Ура-Тюбе Урт	ВЭГИК	12000	0,02-1,0	11000	0,02-0,85	

Основные параметры сейсмических станций

КОМЭ ИС АН УзССР на 1 января 1988 г.

№ п/п	! Сейсмостан- ция, код, год открытия (закрытия), координаты (широта сев. долгота вос- точ.), град.	! Высота над уровнем моря(м), порода.	! Тип прибо- ра	! Режим рабо- ты	! Сос- тав- ляю- щая	! Сведения о частот- ной характеристике	
						V_m	Тм,с
1	2	3	4	5	6	7	8
1.	Агалык(Агл)	865,	СКМ-3	ОК	N,E,Z	50000	0,2-1,2
	1963 г.	извест-	СМ-3	КПЧ	E	2500	0,2-1,2
	39,5;66,9	няк	СМ-3	1	N,E	5,47 с	0,4-1,9
			СМ-3	2	N,E,Z	2,19 с	0,4-1,9
2.	Алм(Алм)	744,	СКМ-3	ОК	N,E,Z	10000	0,2-1,20
	1979-1984гг.	сланцы		КПЧ	E	1000	0,2-1,20
	40,8;72,7						
3.	Ангрен(Анг)	951,	СМ-3	ОК	N,E,Z	5011	0,2-1,20
	1977-1986гг.	галеч-	СМ-3	КПЧ	E	250	0,2-1,20
	41,0;70,1	ник	С-5-С	1	N,E	2,7 с	0,1-4,0
				2	N,E,Z	0,11	0,1-4,0
4.	Алмалык(Алм)		СМ-3	ОК	N,E,Z	1010	0,2-1,20
	1985 г.		С-5-С	1	N,E	2,5 с	0,1-4,0
	40,8;69,5			2	N,E,Z	0,1 с	0,1-4,0
5.	Бухара(Бхр)		СМ-3	ОК	N,E,Z	2300	0,2-0,8
	1986 г.	Глина					
	39,7;64,3						
6.	Бустон(Бус)		СКМ-3	ОК	N,E,Z	20000	0,2-1,2
	1986 г.		СКМ-3	КПЧ	Z	1000	-"
	40,5;69,3						

1	2	3	4	5	6	7	8	
7. Газли(Гэл) 1981 г. 40,1;63,4	200, песок	ВЭГИК	OK	N, E, Z	I050	0,2-1,25		
			КПЧ	E	52	0,2-1,25		
			ССРЗ	N, E, Z	$21 \cdot 10^{-3} \text{с}^2$	0,05		
8. Джангельды (Джг) 1976г. 40,8;63,3	2II, пес- чаник	СКМ-3	OK	N, E, Z	I5100	0,2-1,2		
			СМ-3	КПЧ	E	I030	0,2-1,2	
			С-5-С	I	N, E	2,4 с	0,1-4,7	
				2	N, E, Z	0,1 с	0,1-4,7	
9. Джизак(Джз) 1967г. 40,1;67,8	384, пор- фирит	СКМ-3	OK	N, E, Z	20000	0,2-1,2		
			СМ-3	КПЧ	E	I040	0,2-1,2	
			С-5-С	I	N, E	2,7 с	0,1-4,7	
				2	N, E, Z	0,1 с	0,1-4,7	
			СМТР		N, E	8,6	2-5	
10. Жилга(Жлг) 1981 г. 41,7;68,8	508, глина	СКМ-3	OK	N, E, Z	9948	0,2-1,5		
			С-5-С	I	N, E, Z	2,5 с	0,1-4,0	
				2	N, E, Z	0,1 с	0,1-4,0	
			ССРЗ		N, E, Z	$2,2 \cdot 10^{-3} \text{с}^2$	0,05	
11. Зарабаг(Зрб) 1980г. 37,8;66,7	1357, гранит	СКМ-3	OK	N, E, Z	50000	0,2-1,2		
			СМ-3	КПЧ	E	2500	0,2-1,2	
			ССРЗ		N, E, Z	$2,2 \cdot 10^{-3} \text{с}^2$	0,05	
12. Кампыр-Рават (КМР)1984г. 40,8;73,1	Сланцы	СКМ-3	OK	N, E, Z	I0000	0,2-1,2		
			КПЧ	E	I000	0,2-1,2		
13. Коканд(Мингтут) 1981г. 40,5;71,0	470, галеч- ник	СКМ-3	OK	N, E, Z	I5700	0,2-1,2		
			СМ-3	КПЧ	E	I045	0,2-1,2	
			С-5-С	I	N, E, Z	2,5 с	0,1-4,0	
			2	N, E, Z	0,1 с	0,1-4,0		

Продолж. табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8
14. Кул-Кудук (Клк) 1967г. 42,5;63,3	30Г, извест- няк	СКМ-3 СМ-3	СКМ-3 СМ-3	ОК КПЧ	N, E, Z E	50000	0,2-1,2
						2510	0,2-1,2
15. Кумарык(Кмк) 1983-1986гг. 41,2;69,3	4Г3, сут- линок	СМ-3 СМ-3	СМ-3 С-5-С	ОК КПЧ I	N, E, Z Z N, E, Z	4717	0,2-1,2
						188	0,2-1,2
						2,5 с	0,1-4,0
				2	N, E, Z	0,1 с	0,1-4,0
16. Наманган(Нмг) 1951 г. 41,0;71,7	4Г9, лесс	СМ-3 СК	СМ-3 СК	ОК ОК	N, E, Z N, E, Z	5300	0,2-1,2
						1037	0,4-10,0
						54	0,4-10,0
						2,5. с	0,1-4,0
				2	N, E, Z	0,1 с	0,1-4,0
17. Новониколаев- ка(Нвк) 1972г. 42,4;70,6	I405, извес- тняк	СКМ-3 СКМ-3	СКМ-3 ССРЗ	ОК КПЧ	N, E, Z E	29180	0,2-1,2
						1000	0,2-1,2
						$2,2 \cdot 10^{-3} \text{ с}^2$	0,05
18. Нурата(Грг) 1967г. 40,6;65,7	524, извест- няк	СКМ-3 СМ-3	СКМ-3 С-5-С	ОК КПЧ I	N, E, Z E N, E, Z	20000	0,2-1,2
						1080	0,2-1,2
						5,44 с	0,1-4,6
						0,22 с	0,1-4,6
					N, E, Z	$2,2 \cdot 10^{-3} \text{ с}^2$	0,05
19. Нукус(Нкс) 1979г. 42,3;59,8	73, глина	СК	СК	ОК КПЧ	N, E, Z E	1070	0,4-11,0
						51	0,3-11,0
						5030	0,2-1,2
20. Пачкамар(Пчк) 1976г. 38,5;66,4	627, извест- няк	СКМ-3 СМ-3	СКМ-3 С-5-С	ОК КПЧ I	N, E, Z E N, E, Z	20000	0,2-1,2
						1050	0,2-1,2
						6,0 с	0,1-4,7
				2	N, E, Z	0,22 с	0,1-4,7

1	2	3	4	5	6	7	8
			ССРЗ		N, E, Z	$2,2 \cdot 10^{-3} \text{c}^2$	0,05
21. Самарканд	684,		СКД	OK	N, E, Z	1040	0,2-12,0
(Смр) 1913г.	лесс		КПЧ		N	52	0,2-12,0
39,7;67,0			СМГР		N, E,	7,00	2,5
			С-5-С	I	N, E, Z	5,5 с	0,1-4,7
				2	N, E, Z	0,22 с	0,1-4,7
			СМ-3	OK	N	2330	0,2-0,8
					E	2980	0,3-1,2
					Z	5760	1,3-1,9
			ССРЗ		N, E, Z	$2,3 \cdot 10^{-3} \text{c}^2$	0,05
			СЕМ		I, I		
22. Ташкент (Тшк)	472,		СКМ-3	OK	N, E	3200	1,1-1,6
1901 г.	лесс		СКМ-3	OK	Z	8000	1,1-1,6
41,3;69,3			СКМ-3	КПЧ	Z	340	1,1-1,6
			СК	OK	N, E, Z	1060	0,3-11,0
			СТК	КПЧ	E	106	0,3-11,0
			СКД	OK	E	1070	9,0-23,0
			СД-1	OK	N, Z	735	17,0-45,0
			СМГР		N, E	8,6	2,0-5,0
			С-5-С	I	N, E, Z	5,5 с	0,1-4,0
				2	N, E, Z	0,22 с	0,1-4,0
			ССРЗ		N, E, Z	$2,2 \cdot 10^{-3} \text{c}^2$	0,05
			СЕМ		I, I		
23. Тамди-Булак	273,		СКМ-3	OK	N, E, Z	50200	0,2-1,2
(Тмб) 1967г.	извест-		СМ-3	КПЧ	E	2500	0,2-1,2
41,8;64,5	няк		С-5-С	I	N, E, Z	2,73;3,1с	0,1-4,8
				2	N, E, Z	0,1 с	0,1-4,8
			СМГР		N, E, Z	8,6	2-5

1	2	3	4	5	6	7	8
				СССРЗ		N, E, Z	$2, 2 \cdot 10^{-3} c^2$ 0,05
24.	Ташата (Тшт)	700,	СКМ-3	ОК	N, E, Z	90000	0,2-1,2
	1979г.	извест-	СКМ-3	КПЧ	Е	1000	0,2-1,2
	40,6;72,6	няк					
25.	ТашПЭС (Тгр)	486,	СКМ-3	ОК	N, E	4936	0,2-1,2
	1966-1987гг.	лесс	СКМ-3	ОК	Z	2500	0,2-1,2
	41,4;69,4		С-5-С	1	N, E, Z	2,5 с	0,1-4,0
				2	N, E, Z	0,1 с	0,1-4,0
				СССРЗ		N, E, Z	$2, 2 \cdot 10^{-3} c^2$ 0,05
26.	Фергана (Фрг)	577,	СКМ-3	ОК	N, E, Z	15000	0,2-1,2
	1949г.	галеч-	СК	ОК	N, E, Z	1000	0,2-11,0
	40,4;71,8	ник	СК	КПЧ	Е	49	0,2-3,0
			СМТР	1	N, E, Z	8,6	2-5
			С-5-С	1	N, E, Z	2,7 с	0,1-4,0
				2	N, E, Z	0,11 с	0,1-4,0
				СССРЗ		N, E, Z	$2, 2 \cdot 10^{-3} c^2$ 0,05
27.	Ургенч (Урн)		СК	ОК	N, E, Z	1070	0,4-11,0
	1986-1987гг.	Песок	СК	КПЧ	Е	51	0,4-11,0
	41,5;60,6						
28.	Хумсан (Хмс)	879,	СКМ-3	ОК	N, E, Z	30000	0,2-1,2
	1983 г.	извест-	СМ-3	КПЧ	Z	1040	0,2-1,2
	41,7;69,9	няк	СССРЗ		N, E, Z	$2, 2 \cdot 10^{-3} c^2$	0,05
29.	Чардара (Чрд)		СМ-3	ОК	N, E, Z	10200	0,2-1,2
	1986 г.	Суглин-	СМ-3	КПЧ	Е	500	0,2-1,2
	41,3;68,3	ки	СССРЗ		N, E, Z	$2, 2 \cdot 10^{-3} c^2$	0,05
30.	Чаркесар (Чрк)		СМ-3	ОК	N, E, Z	20000	0,2-1,2
	1984 г.	Грано-	СМ-3	КПЧ	Е	500	0,2-1,2
	41,0;70,9	диорит	С-5-С	1	N, E, Z	2,5 с	0,1-4,0
				2	N, E, Z	0,1 с	0,1-4,0

1	2	3	4	5	6	7	8
			ССРЗ			N, E, Z	$2,2 \cdot 10^{-3} c^2$ 0,05
31. Чет-Су(Чтс)	II36,	СКМ-3	СКМ-3	ОК		N, E, Z	I8600 0,2-1,2
1961 г.	суглин-	СКМ-3	СКМ-3	КПЧ	Е		935 0,2-1,2
4I, I;70,2	ки	СМТР			N, E		8,6 2-5
			ССРЗ			N, E, Z	$2,2 \cdot 10^{-3} c^2$ 0,05
32. Чимган(Чмг)	I428,	СМ-3	СМ-3	ОК		N, E, Z	I0310 0,2-1,2
1966 г.	алевро-	СМ-3	СМ-3	КПЧ	Z		I015 0,2-1,2
4I, 6;70,0	лит	С-5-С		1	N, E, Z		2,5 с 0,1-4,0
				2	N, E, Z		0,1 с 0,1-4,0
33. Чмион(Чмн)	812,	ВЭГИК	ВЭГИК	ОК		N, E, Z	I5000 0,1-1,0
1983 г.	галеч-	ВЭГИК	ВЭГИК	КПЧ	Z		I000 0,1-1,0
40,3;71,5	ниг	СМ-3	СМ-3	ОК	N, E, Z		I5000 0,2-1,2
		СМ-3	СМ-3	КПЧ	Z		I000 0,2-1,2
		С-5-С		1	N, E, Z		2,5 с 0,1-4,0
				2	N, E, Z		0,1 с 0,1-4,0
			ССРЗ			N, E, Z	$2,2 \cdot 10^{-3} c^2$ 0,05
34. Цветущий(Цвт)		СМ-3	СМ-3	ОК		N, E, Z	5000 0,2-1,2
1985 г.	Глина	СМ-3	СМ-3	КПЧ	Е		250 0,2-1,2
40,5;63,0			ССРЗ			N, E, Z	$2,2 \cdot 10^{-3} c^2$ 0,05
35. Янги-Юль(Янг)	352,	СКМ-3	СКМ-3	ОК		N, E, Z	5409 1,0-1,6
1967 г.	лесс	С-5-С	С-5-С	1	N, E, Z		2,5 с 0,1-4,0
4I, I;69,0				2	N, E, Z		Q, I с 0,1-4,0
			ССРЗ			N, E, Z	$2,2 \cdot 10^{-3} c^2$ 0,05

Примечание. ОК - открытый канал; КПЧ - канал пониженной чувствительности; 1,2 - режим работы каналов велосиграфа.

Таблица 6

Дальность регистрации (км) фаз Р- и S - волн сейсмографами
различных типов ($A_{pmin} = 0,50$ мм)

Класс	Магнитуда	Тип сейсмографа										
		P,E,R	M,B	Z,C	ТГ	СГ	СН	СК	СХ	ВЭИМК	СКМ-3	СКД
6-7	1,0	-	-	-	-	-	-	-	40	20	30	-
7-8	1,5	-	-	-	-	-	-	-	120	60	180	40
8-8,5	2,0	-	-	-	-	-	-	50	180	120	140	60
8,5-9	2,5	-	-	-	-	-	50	100	300	180	240	80
9-10	3,0	-	-	-	-	50	100	200	600	300	600	160
10-11	3,5	-	-	-	-	200	300	500	1000	580	2000	380
11-12	4,0	100	50	-	100	200	500	1000	-	1000	-	800
12-13	4,5	300	200	100	300	1500	1200	2000	-	-	-	1600
13-14	5,0	500	500	100	500	4000	2000	4000	-	-	-	4000
14-14,5	5,5	2000	1000	300	1000	7000	5000	7000	-	-	-	7000
15-16	6,0	5000	3000	500	2000	1000	8000	10000	-	-	-	10000
16-17,0	6,5	8000	5000	1000	5000	10000	-	10000	-	-	-	-
17-17,5	7,0	10000	8000	3000	8000	10000	-	10000	-	-	-	-
17,5-18,0	7,5	10000	8000	3000	8000	10000	-	10000	-	-	-	-

Таблица 7

Дальность регистрации (км) землетрясений сейсмическими станциями по экспериментальным данным

№ пп.	Сеймостанция	Тип канала	\bar{V}	Предельный регистрируемый энергетический класс							
				3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
1	Ташкент	СКМ-3	8000	-	-	-	-	10	17	32	
2	Самарканд	СМ-3	5700	-	-	-	-	-	11	21	
3	Фергана	СКМ-3	15000	-	-	-	-	-	10	24	
4	Наманган	СМ-3	5000	-	-	-	-	-	10	17	
5	Джизак	СКМ-3	20000	-	-	-	-	-	-	10	
6	Кул-Кудук	СКМ-3	50000	-	-	-	-	10	17	29	
7	Чимган	СМ-3	10000	-	-	-	-	-	-	10	
8	Новониколаевка	СКМ-3	30000	-	-	-	13	26	50	92	
9	Таш-Ата	СКМ-3	30000	-	-	-	12	18	29	46	
10	Джангельды	СКМ-3	15000	-	-	-	10	17	27	43	
11	Джилга	СКМ-3	10000	-	-	10	16	25	39	63	
12	Газли	СМ-3	5000	-	-	-	-	10	15	25	
13	Нукус	СК	1000	-	-	-	-	-	-	31	
14	Чаркесар	СКМ-3	20000	-	-	-	11	16	25	39	
15	Пачкамар	СКМ-3	20000	-	-	-	10	16	25	40	
16	Мингтут	СКМ-3	15000	-	-	-	-	-	10	18	
17	ТашГРЭС	СКМ-3	5000	-	-	-	-	-	10	16	
18	Тамдыбулак	СКМ-3	50000	-	-	10	16	26	41	65	
19	Бухара	СМ-3	2000	-	-	-	-	-	-	10	
20	Янги-Юль	СКМ-3	5700	-	-	-	-	-	-	10	
21	Нурата	СКМ-3	20000	-	-	10	16	24	37	58	
22	Хумсан	СКМ-3	30000	-	10	15	24	37	57	88	
23	Чет-Су	СКМ-3	20000	-	-	-	-	-	12	20	
24	Чимион	ВЭГИК	15000	-	-	10	15	24	37	60	
25	Кампыр-Рават	СКМ-3	20000	-	-	-	10	17	30	52	
26	Зарабаг	СКМ-3	50000	10	16	27	43	72	118	198	
27	Агалык	СКМ-3	50000	-	-	10	21	43	91	180	
28	Цветущий	СМ-3	5000	-	-	10	15	21	29	42	

I :	2	:	3	:	4	:	5	:	6	:	7	:	8	:	9	:	10;11	
29	Кумарик		СМ-3		5000		-		-		-		-		-		-	10
30	Алма-Ата		СКМ-3		5000		-		-		-		-		-		-	28
31	Тадды-Курган		СКМ-3		10000		-		-		-		-		-		-	-
32	Джамбул		СК		1000		-		-		-		-		-		-	-
33	Талгар		СМ-2		60000		-		-		-		-		-		47	76
34	Фрунзе		СК		1000		-		-		-		-		-		-	-
35	Пржевальск		СКМ-3		50000		-		-		-		-		33	74	180	

№пп:	Предельный регистрируемый энергетический класс												
	6,5	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0	9,5	10,0	10,5	11,0	11,5	12,0	
I :	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
1	61	90	242	328	512	640	-	-	-	-	-	-	
2	39	74	144	273	510	950	-	-	-	-	-	-	
3	55	128	305	650	1400	-	-	-	-	-	-	-	
4	29	51	86	150	260	440	750	-	-	-	-	-	
5	21	44	87	174	360	720	-	-	-	-	-	-	
6	52	87	154	270	380	500	650	820	1060	-	-	-	
7	17	36	69	132	250	465	840	-	-	-	-	-	
8	185	340	630	1010	-	-	-	-	-	-	-	-	
9	73	110	172	265	410	620	-	-	-	-	-	-	
10	78	108	170	275	430	690	1086	-	-	-	-	-	
11	97	156	240	390	620	930	-	-	-	-	-	-	
12	39	63	98	156	245	390	620	980	-	-	-	-	
13	52	88	175	340	650	1250	-	-	-	-	-	-	
14	62	95	154	235	370	590	900	-	-	-	-	-	
15	63	100	160	255	405	660	-	-	-	-	-	-	
16	32	56	98	176	300	520	900	-	-	-	-	-	
17	28	46	76	125	205	335	530	890	-	-	-	-	
18	100	168	265	425	670	1080	-	-	-	-	-	-	
19	16	29	48	83	138	240	390	670	1016	-	-	-	
20	14	20	29	42	59	85	120	172	270	360	520	750	

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	87	I34	220	320	500	760	II40	-	-	-	-	-	-
22	I35	2I0	325	505	280	I200	-	-	-	-	-	-	-
23	3I	52	87	I42	240	380	630	I000	-	-	-	-	-
24	92	I45	280	335	440	544	700	900	II00	-	-	-	-
25	90	I60	265	490	850	-	-	-	-	-	-	-	-
26	3I5	485	540	630	730	850	980	II20	-	-	-	-	-
27	360	435	530	630	735	870	I060	I280	-	-	-	-	-
28	60	86	I20	I70	235	335	485	680	980	-	-	-	-
29	I9	34	63	II8	2I5	385	7I0	I300	-	-	-	-	-
30	47	I30	480	6I0	730	8I0	880	920	I000	-	-	-	-
31	-	I50	3I5	450	570	660	740	8I0	860	-	-	-	-
32	-	-	25	72	II5	255	385	5I0	670	780	900	I000	-
33	240	335	440	575	680	800	9I0	-	-	-	-	-	-
34	-	22	34	88	420	640	750	840	890	960	-	-	-
35	260	340	450	560	660	780	900	-	-	-	-	-	-

Таблица 8

Наиболее существенные изменения, внесенные в параметры
очагов землетрясений Восточного Узбекистана

Год	Но- мер п/п	Дата			Координаты		Глуби- на оча- гов, км	Класс	Энерге- тичес- кий класс	Примечание		
		ме- сяц	чис- ло	час	мин	сек					широта	долгота
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3
1955	I	4	10	06	39	51	41,4	73,4		4	II,6 II,3	
1958	2	3	30	09	59	24	41,67	71,92	25	I	II,7 II,5	
1960	3	2	21	23	25	48,5	40,2	71,68	30-35	2	II,6 II,5	
1962	4	8	I	08	59	41	40,0	69	5	I	9	Ошибка в каталоге ТИССС
	5	8	18	21	09	44,0	40,45	73,60 78,6		6	10,8	Опечатка в сбор- нике
1963	6	10	11	14	54	35,5	39,93	69,67 68,67	5	2	9	Ошибка в каталоге ТИССС
	7	12	2	06	16 19	52	41,42	71,88	15	2	9	
1965	8	10	14	06	18	42,5 42,8	40,47 41,63	69,47 71,70	- 5	4 2	9	Ошибка в каталоге ТИССС

Продолжение табл. 8

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
I965	9	II	II	20	30	55	41,98	72,91			4	9,2	Ошибка в каталоге ТИССС
							40,98			15			
I967	10	5	18	II	31	22	40,63	70,75		25	2	12,6	
												12,0	
	II	9	5	14	46	22,5	41,43	72,25		20	2	10,5	
					44								
	12	12	30	02	04	48,3	41,83	72,26		5	2	9,0	
					03	48,8		72,36					
I970	13	8	6	20	28	40,0	40,87	73,50		-	5	11,5	
						45,9	40,96	73,12		15	2	11,6	
	14	10	17	18	49	20,0	41,6	69,2		15	4	9,8	
					44		41,62	69,17					
I972	15	I	7	II	53	27,2	40,90	73,8		5	5	8,8	Координаты после пересмотра измени- лись
						29,0	41,45	73,4		5-30	I	8,7	
	16	12	17	08	03	39	40,1	70,8		15	4	9,6	Изменено по данным ИГиГ
							41,1	70,4					
I973	17	12	12	II	35	57	39,77	71,52		5	4	9	Было наложение взрыва, после пересмотра уда- лось данные разделить
						57,2	41,98	72,30		10	I	8,7	

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1974	18	1	22	06	08	07	40,2	71,7			5	12,7	
												12,4	
	19	7	12	15	08	46,2	40,07	72,69	10	1	10,0	10,0	Ошибка в каталоге Киргизии
							41,07						
	20	8	13	09	92,0	44,0	42,30	73,40	5	4	10,0	10,0	Ошибка в каталоге ТИССС
								72,40					
	21	8	29	07	45	44	39,7	73,8		4	11,7	11,3	
1975	22	3	26	11	08	03,6	40,12	68,18	0-5	1	9	9	Ошибка камеральщика на градус. Минуты
							40,21	69,30		4	8,8	8,8	были взяты за сотые доли
	23	5	2	08	57	04,4	40,48	72,07	5	4	8,9	8,9	В каталоге ТИССС перепутаны координаты
							42,07	70,48					
1976	24	2	26	21	38	24	39,8	69,1	-	5	11,6	11,6	
							24,8	39,81	69,16	10	2	11,4	
	25	3	21	12	03	00,7	39,67	71,66	0	4	11,6	11,6	
									0-5		11,4	11,4	
	26	12	16	08	27	09	39,9	73,1	-	5	12,6	12,6	
									10-20		12,1	12,1	
1977	27	1	31	10	18	20,4	39,68	73,33		4	11,6	11,6	
											11,4	11,4	

Продолжение табл. 8

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3
1977	28	I	3I	I5	24	39,3	40,II	70,8	5	I	II,6		
											II,2		
	29	2	6	II	06	18,8	40,I2	70,79	5	I	II,6		
											II,5		
	30	3	23	I6	29	14,I	40,II	70,78	10	I	II,6		
						14,4	40,I3	70,82	10-20		II,2		
	3I	3	30	I0	32	44,0	40,I7	72,I3	-	4	8,7	Ошибка в каталоге	
						44,35		73,22	10	2	9,I	ТИССС	
	32	4	2	07	48	23	40,6	7I,5	5	4	9	Координаты измени-	
						22	39,9I	7I,82	0-5	2	8,7	лись после перес-	
											мотра		
	33	8	I4	03	3I	03,0	40,70	7I,60	20	2	8,6	То же	
							40,90	72,I0	5-20	4	8,8		
	34	II	23	II	46	I0	4I,4	69,5	-	4	9	То же	
						08,5	40,77	69,65	0-5	2	9,I		
	35	I2	27	09	43	57	42,I	69,9	5	4	I0	То же	
						56,5	42,I8	69,07	0-5	2	I0,2		
1978	36	4	29	22	II	19,0	40,57	73,00	12,5	2	II,7		
						19,4		73,02	5-15	I	II,5		
	37	4	7	2I	I0	24	39,6	73,4		5	8,7		
				09	22,I	39,5I	73,43		3	8,6			

Продолжение табл. 8

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3
1984	38	2	16	00	58	12,8	40,88	71,07	15	I	II,7		
												II,4	
	39	10	10	15	59	54,2	41,67	73,22	15	I	12,6		
												12,5	

Оглавление

Введение (В.И.Уломов)	3
Глава I. СИСТЕМА СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ	7
Развитие сети сейсмометрических наблюдений (М.С.Якубов).	7
Представительность данных о землетрясениях на разных этапах развития системы наблюдений (М.В.Соколов, М.С.Якубов).	11
Об оценке точности определения гипоцентров землетрясений (М.В.Соколов).	28
Совместное определение гипоцентров землетрясений и скоростного разреза (М.И.Голованов)	32
Глава II. АППАРАТУРНЫЕ И ПРОГРАММНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СБОРА И ОБРАБОТКИ ЦИФРОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ	42
Исследования и техника построения автономных программируемых сейсмических станций цифровой обработки (В.Г.Катренко, Е.А.Чилибьева)	42
Устройство записи цифровых сейсмограмм на магнитную ленту (И.В.Уломов).	49
Алгоритмы выделения сейсмических сигналов (Е.А.Чилибьева, В.Г.Катренко).	54
Комплекс программно-математического обеспечения (ПМО) обработки сейсмической информации автономной программируемой сейсмической станцией (В.Г.Катренко, Е.А.Чилибьева, Е.И.Соколова).	61
Методика и опыт пярризационной обработки цифровых сейсмологических данных (Б.Р.Буртман)	73
Глава III. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧНОСТИ И ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА	83
Поле очагов землетрясений (Л.М.Матасова, Р.П.Фадина)	83
График повторяемости землетрясений (С.С.Сейдузова, В.А.Головченко, С.Д.Рябова)	95
Сейсмическая активность (С.С.Сейдузова)	103
Карты сейсмической активности Центрального и Восточного Узбекистана (С.С.Сейдузова, В.А.Головченко, С.Д.Рябова)	107
Максимальные возможные землетрясения (С.С.Сейдузова)	118
Карты максимальных возможных землетрясений Центрального и Восточного Узбекистана (С.С.Сейдузова, Н.Н.Янковская)	123
Сейсмический режим Западного и Южного Узбекистана (М.Г.Фленова, Е.Г.Иванова)	130
ГЛАВА IV. МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ	141
Зависимость размеров изосейст от параметров очагов землетрясений; макросейсмическая магнитуда (Е.И.Соколова)	141
Математическое моделирование поля макросейсмической интенсивности (С.С.Сейдузова, Н.Н.Янковская)	154
Учет эллиптической формы изосейст произвольной ориентации при построении моделей макросейсмического поля (С.С.Сейдузова, А.Ф.Бер, Н.Н.Янковская)	169

	Зависимость размеров главных осей эллиптических изо- сейст от глубины и энергии очагов землетрясений (Н.Н.Янковская)	173
Глава У.	ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА	184
	Динамика сейсмического процесса, явления самооргани- зации (В.И.Уломов)	184
	Флуктуации сейсмического процесса перед сильными зем- летрясениями (И.Б.Яковлева)	199
	Сейсмическая активизация на стадии подготовки земле- трясений (И.Б.Яковлева)	213
	Энергетика сейсмического процесса в Южно-Ферганской зоне (Р.С.Ибрагимов)	224
	Фрактальная решеточная модель сейсмического процесса и повторяемость землетрясений (В.И.Уломов)	237
	Развитие сейсмического процесса внутри Южно-Ферган- ской зоны ВОЗ (Н.М.Сияница)	255
Глава УІ.	ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ	262
	Долгосрочный синоптический прогноз сейсмической об- становки (В.И.Уломов)	262
	Плотность вероятности местоположения очагов крупных землетрясений (Р.П.Фадина)	279
	Долгосрочный прогноз землетрясений (В.И.Уломов, И.Б.Яковлева, Р.П.Фадина, А.Р.Ярмухамедов)	285
	Заключение	293
	Список использованной литературы	295
	Приложение	311

Валентин Иванович Уломов,
Инна Борисовна Яковлева
Мирхалил Сагатович Якубов
и др.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА

Утверждено к печати
Ученым советом Института сейсмологии,
Отделением наук о Земле АН УзССР

Редактор Д.М.Захаровская
Художественный редактор Р.И.Кривошей
Художник В.М.Ючалин
Корректор Р.Е.Рубан
ИБ № 4976

Подписано в печать 19.12.1989 г. р. 01571.
Формат 60x90 1/16. Бум. для множ. аппаратов. Усл.-п.л. 21,5.
Уч.-изд.л. 16,3. Тираж 500 экз. Заказ 1356 Цена 3 р. 40 к.

Издательство "Фан" УзССР, 700047, Ташкент, ул. Гоголя, 70
Картфабрика Узгипрозема, Ташкент, ул. Муками, 182

3 р. 40 к.

5224

