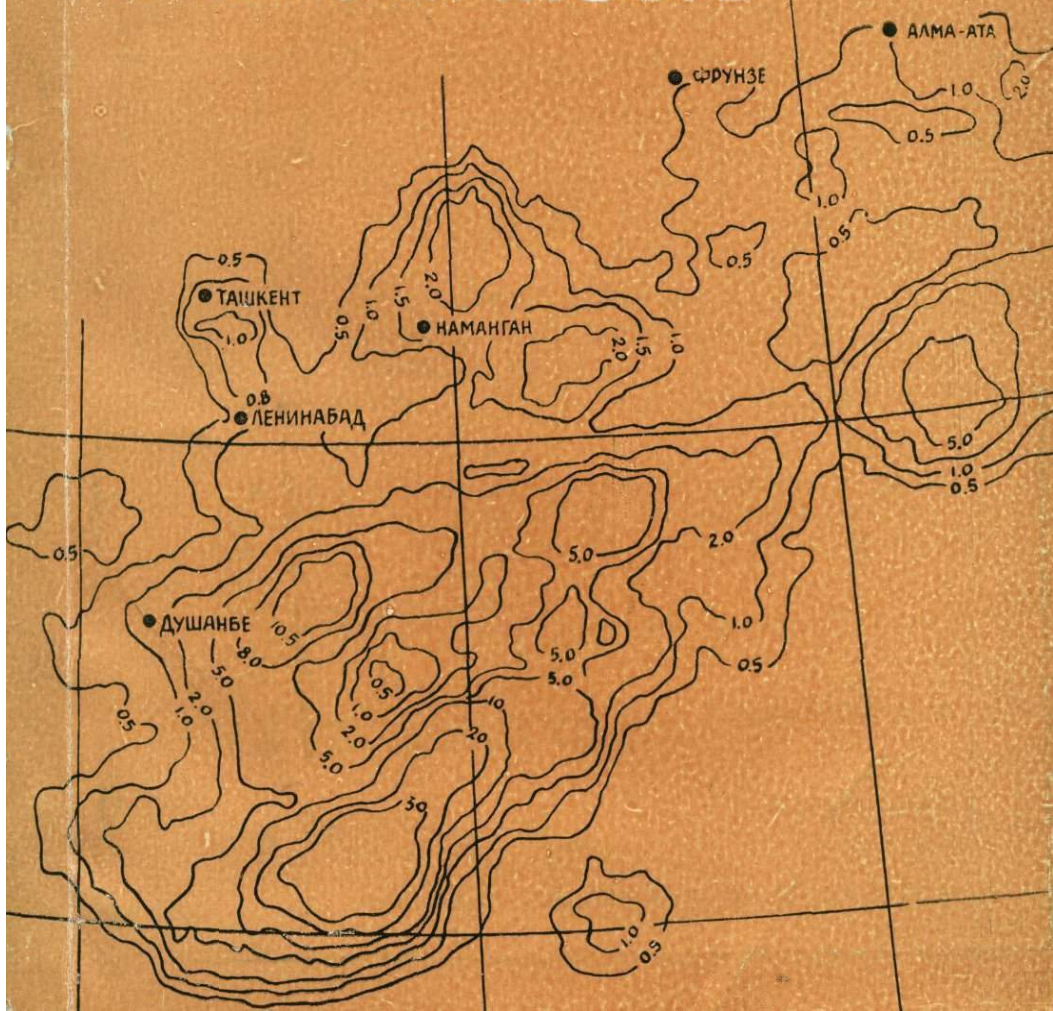


В. П. ГОЛОВКОВ  
У. А. НУРМАТОВ  
Ф. Д. НАРМИРЗАЕВ

# Современные движения земной коры и сейсмичность



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР  
Институт сейсмологии


В. П. Головков, У. А. Нурматов,  
Ф. Д. Нармирзаев

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ  
КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

5223

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН УзССР  
**О. М. Борисов**

Ташкент  
Издательство "Фан" Узбекской ССР  
1990



УДК 551.24:519.2(4/5)

Головков В.П., Нурматов У.А., Нармирзаев Ф.Д. Современные движения земной коры и сейсмичность. Ташкент: Фан, 1990. 180 с.

Монография посвящена новому направлению в исследовании динамических процессов - структурному анализу современных движений земной коры и сейсмичности. Приведены результаты широких исследований пространственной структуры, характерных времен и причинно-следственных связей скорости современных вертикальных движений земной коры и распределения землетрясений в обширном регионе. Доказана иерархическая ранговая организация поля скоростей современных вертикальных движений земной коры и сейсмических проявлений.

Для сейсмологов, геофизиков.

Ил.- 42 , табл. - 19 , библиогр. - 246 назв.

Рецензенты: доктор геол.-мин.наук Б.С.Вольвовский,  
кандидат геол.-мин.наук Д.Х.Якубов, кандидат  
физ.-мат.наук С.Х.Максудов

Г 1803020000-88 94-90  
M355(04)-90

© Издательство "Фан"  
Узбекской ССР, 1990

ISBN 5-648-00680-2

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Одним из фундаментальных выводов геологии является представление о непрерывной изменчивости поверхности Земли. Геофизика и геодезия, используя инструментальные методы, получают количественные оценки этой изменчивости в настоящее время. Однако даже столетний опыт инструментальных исследований не позволил пока плотно "сшить" результаты геологических, геофизических и геодезических методов так, чтобы те и другие послужили единым фундаментом для построения теории геодинамических процессов. Основная трудность состоит в том, что характерные времена процессов, изучаемых разными науками, оказываются различными. В отдельных случаях эта разница доходит до одного порядка.

Очевидно, что явления, характерные времена которых отличаются на порядки, не могут иметь в основе одни и те же физические процессы. Следовательно, с точки зрения физики процессов, дающих основной вклад в современную динамику, они должны быть выделены в особый класс.

Для изучения современной динамики земной коры широко используются данные многих геонаучных дисциплин - геологии, геоморфологии, сейсмологии, палеомагнетизма, геодезии и др. Наибольший объем инструментальных данных накоплен в области сейсмологии и геодезии. Главная задача наших исследований - изучение пространственных и временных характеристик современной динамики континентальной земной коры западной половины Евразии на основе анализа массивов данных сейсмологии и геодезии; современных вертикальных движений земной коры, а также их сопоставление с характеристиками новейших движений и тектоническими структурами этого региона. При этом использовался аппарат различных разделов математической статистики, причем обработка данных, естественно, велась с помощью ЭВМ.

В результате исследований получен ряд выводов, которые кажутся нам нетривиальными. Наиболее интересными из них, по нашему мнению, являются: а) принцип иерархической упорядоченности явлений современной геодинамики; б) парадокс пространственных размеров, заключающийся в том, что современные движения земной коры отличаются от новейших тем, что в них максимальной подвижностью обладают структуры разных иерархических уровней; в) принцип ду-

ализма в пространственных характеристиках современного проявления сейсмичности, выражающийся в том, что ей одновременно свойственна и изометрия, и линейная вытянутость, так что сейсмические линейно вытянутые полосы низшего ранга состоят из цепочек изометрических сейсмоактивных областей высшего.

Мы признательны В.А.Магницкому, К.Н.Абдуллабекову, А.Д.Гвишиани, А.А.Никонову, В.Н.Вадковскому, замечания и советы которых очень помогли нам как при проведении исследований, так и при написании работы.

## Г Л А В А I. ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ (СВДЗК)

Уже первое рассмотрение графиков скорости СВДЗК при повторных нивелировках вдоль любых достаточно протяженных профилей или вдоль береговой линии по данным уровневых наблюдений показали, что их пространственные размеры образуют сложную мозаичную структуру, где на фоне общего поднятия или опускания выделяются области с разными скоростями или даже с обратным направлением движений. Особенно ясно это свойство СВДЗК проявляется в плане — на многочисленных схемах и картах. Основные количественные характеристики СВДЗК обобщены в работах (Гзовский, 1975; Гзовский, Никонов, 1968, 1969), результаты которых в несколько сокращенном варианте приведены в табл. I. Как видим, земная кора материков всюду испытывает современные вертикальные движения со скоростью до нескольких (1–5) миллиметров в год, а в отдельных районах — 10 мм/год, как, например, в областях ооременного покровного оледенения Балтийского и Канадского щитов, в современных орогенах (Белоусов, 1975; Никонов, 1973, 1974).

Качественные оценки пространственных характеристик СВДЗК содержатся уже во всех схемах их классификаций. Так, Н.И. Николаев (1965) разделял СВДЗК на глобально, регионально и локально действующие, причем первые два связаны с планетарными и вообще внутривоздушными процессами, а локально — с пластическими движениями масс горных пород верхних слоев земной коры или с движениями, обусловленными локальной сейсмологической или вулканической деятельностью. В классификации В.Е. Хаина (1973) подробно рассматриваются движения, разделенные по глубине, по типу и размерности создаваемых ими структур, поскольку речь идет о тектонических движениях. С накоплением достаточно точных данных и развитием математических методов их обработки появились работы, в которых пространственные размеры структур СВДЗК оценивались методами математической статистики. Так, И.В. Калашникова (1968) исследовала ряд профилей, расположенных в Северной Америке и СССР, длиной

Т а б л и ц а I

Скорость современных вертикальных движений  
земной коры в областях с разным тектоническим  
режимом, по М.В.Гзовскому и А.А.Никонову  
(1968, 1969, 1975)

Области исследования	! Движения, мм/год		
	! региональные		! локальные
I	1	2	3
I. Малоподвижные области (платформы) различного возраста			
Области, освободившиеся от покровного оледенения в голоцене или с современным оледенением			
Фенноскандия	2,0-10,0		1,0-3,0
Канадский щит	0,7-10,0		-
Шпицберген	1,0-2,0		-
Области, не подвергавшиеся покровному оледенению или освободившиеся от него в конце плейстоцена			
Русская платформа, центральные части	1,0-5,0		
Эстония	0,5-2,5		0,7-1,0
Польша	0 -2,0		-
Северная часть ГДР	0 -3,0		-
Грабен Эльбы	-		0,2-2,0
Нидерланды	1,0-2,0		1,0
Шотландия	4,0		-
Урал	1,5-5,0		4,0-10,0
Западно-Сибирская плита	0 -4,0		7,0-10,0
Каракумская и Туранская платформы	2,0-10,0		-
Северо-Американская платформа	0 - 5,0		-

## Продолжение табл. I

I	!	2	!	3
П. Высокоподвижные области				
Северные предгорья Альп		0,7-1,5		-
Северные Аппенины,				
Сицилия		2,0-3,0		0,5-13,0
Предкарпатье и Карпаты		7,0-11,0		0,5-11,0
Предгорья Кавказа, частично				
Закавказье		0,5-6,0		3,0-16,0
Северный склон Копетдага		4,0-8,0		1,7-8,5 (30) <sup>x</sup>
Алайская и Гиссарская долины, Ферганская впадина		-		1,0-4,0 (11) <sup>xx</sup>
Северные предгорья				
Тянь-Шаня		3,0-12,0		
Японские острова				38,0
Камчатка		4,0-5,0		1,0-6,0
Северо-Американские Кордильеры		10,0-15,0		

<sup>x</sup> В течение 13 лет.

<sup>xx</sup> В течение 4-5 лет.

не более 200 км (на территории СССР большинство из них короче). Оценки характерных размеров СВДЗК проводились разложением в интеграл Фурье. Автор отдельно анализировала участки профилей, пересекающих горные страны и платформы. Для СВДЗК на платформе (по данным для США и СССР) выделены максимумы спектральной плотности с длиной волны 630, 330, 210, 130, 120, 100, 80, 70 и 65-55 км. Показано также, что форма спектра СВДЗК для горных стран существенно отличается от аналогичных спектральных форм для платформ, хотя неустойчивость характеристик для отдельных профилей не позволила определить обычные размеры. Однако полученные плотности не характеризуют прямо размеры областей СВДЗК одного знака. Часть из них следует рассматривать как кратные гармоники, например, 630:



330:210:5 и т.д., при этом оценка старшего периода 630 км является, видимо, значимой. То же самое можно сказать и о группе близких периодов  $\sim 100$  км, что соответствует примерно размеру литосферного блока.

В.Вад.Бронгулеев и др. (1982) для изучения характерных размеров особенностей СВДЗК использовали другой подход. Авторы, не уточняя пространственных спектральных характеристик исследуемого явления, *a priori* приняли гипотезу о возможности разделения на высоко- и низкочастотные части. Для этого был использован аппарат тренд-анализа, который позволяет последовательно выделить низкочастотную часть, если между обеими частями существует значимый минимум спектральной плотности. Результаты применения этого аппарата тренд-анализа к данным о величине скорости СВДЗК, снятым с карты Восточной Европы, показали, что низкочастотная часть имеет характерный размер всей исследуемой территории ( $\sim 1000-1500$  км), а "локальная", по определению авторов, описывает особенности с характерными размерами порядка  $\sim 400-700$  км, что соответствует выделению конкретных особенностей - "форм" с диаметром 300-500 км. Еще более высокочастотные формы СВДЗК не выделены, так как анализу подвергались очень осредненные данные. Тем не менее, очевидно, что литосферные блоки, которые участвуют в СВДЗК как целое, должны определять еще один характерный размер.

В.Вад.Бронгулеевым и др. (1984) для Карпато-Балканского региона проведен сравнительный анализ СВДЗК с новейшими тектоническими движениями, тепловым потоком и границей Мохоровичича на основе таких статистических методов, как линейный корреляционный тренд- и факторный анализы, методика которых описана авторами (1982).

В.Г.Колмагоров (1982) для оценки геодинамического режима крупных геоструктур Сибири выполнил спектральный анализ полей скоростей, аномалий силы тяжести, высот земной поверхности и границы Мохоровичича по профилю длиной около 8000 км, проходящему большей своей частью по Центрально-Азиатскому поясу от Большого Невера до Аральска, а также по ряду профилей, секущих различные структуры Сибири. Периодичности выявлялись методом Бью-Балло, а амплитуды волн - с помощью процедуры быстрого преобразования Фурье.

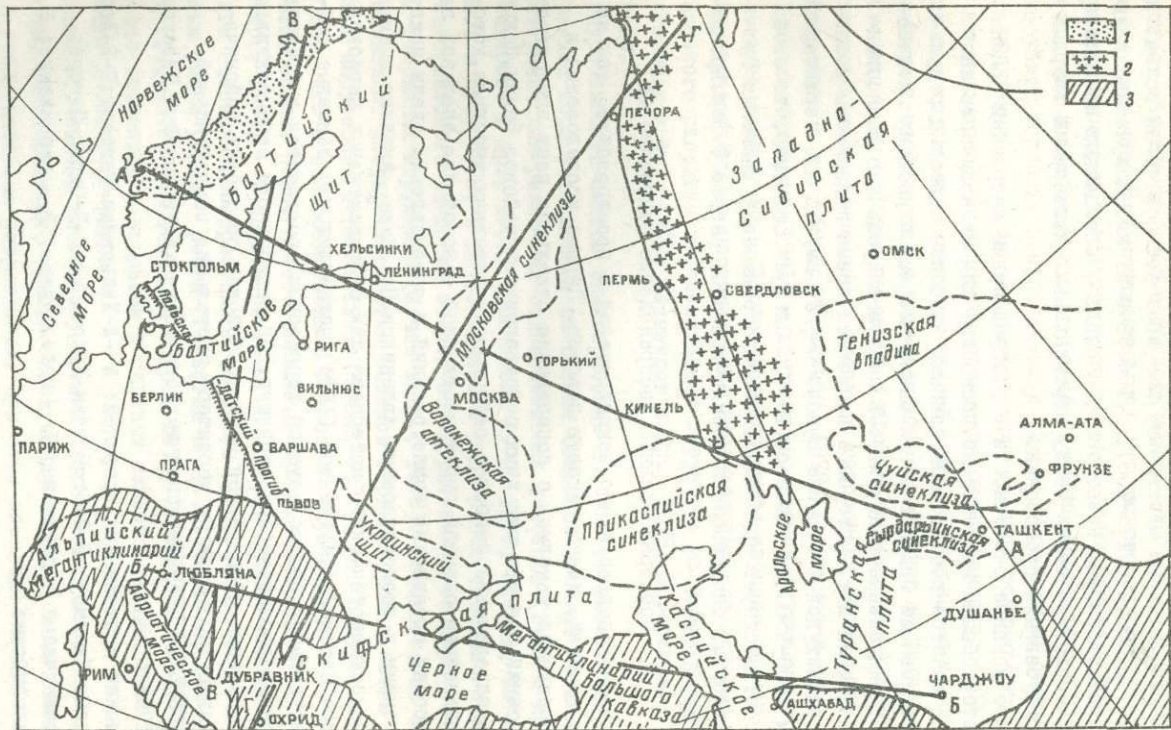


РИС. I

В результате выделены идентичные для всех четырех полей волны: 950-1000, 750, 600, 240, 175-200, 138, 106, 96 и 81 км. Полученные длинно- и коротковолновые компоненты, очевидно, определяют приближенные количественные связи между вертикальными движениями твердой Земли и глубинными процессами.

Более крупные особенности в распределении скоростей СВДЗК описываются обычно качественно, поскольку для их количественной оценки не имеется достаточных данных. Наиболее известны результаты исследований СВДЗК в зонах бывших мощных покровных оледенений (постгляциальные поднятия). В первую очередь это Фенноскандия и Канадский щит, которые в настоящее время подвержены воздыманию с амплитудой в вершине купола  $\sim 10$  мм/год и с характерным размером 1000-1500 км (Никонов, 1977). Следует отметить, что этот размер соответствует крупномасштабному трендовому движению Русской платформы, описанному в упомянутой выше работе В.Вад.Бронгулева и др. (1982).

#### 1.1. Пространственное распределение сейсмичности

Изучение распределения землетрясений в пространстве, так же как и во времени, имеет вековую историю. Первые исследования в этом направлении начались с составления отдельных карт эпицентров землетрясений для тех или иных сейсмоактивных районов Земли. Целью являлось определение наиболее сейсмически активных участков, которые в дальнейшем служили пространственной основой для анализов закономерностей проявления землетрясений и установления связи между сейсмическими и геологическими явлениями. На базе анализа имеющегося сейсмостатистического материала для сейсмоактивных регионов Советского Союза Д.И.Мушкентов (1933) установил, что основные сейсмические события на исследуемой территории проявляются в пределах определенных геологических структур. Он выделил ряд сейсмоактивных областей, которые различаются между собой как по уровню сейсмической активности, так и по характеру проявления землетрясений.

Рис.1. Обзорная схематическая тектоническая карта (по В.Н.Шатскому, 1966):

линии протяженных профилей: А -А-Хельсинки-Ташкент; Б-Б-Любляна-Чарджоу; В-В-Стокгольм-Дубровник; Г-Г-Охрид-Печора; складчатые сооружения: 1 - каледонские; 2 - герцинские; 3 - альпийские

Быстрое накопление сейсмостатистической информации с начала периода инструментальных наблюдений открыло широкие возможности для изучения пространственного распределения сейсмичности. Установлено, что в глобальном плане землетрясения происходят в достаточно узких полосах, приуроченных к зонам современного рифто- и орогенеза. Внутри поясов эпицентры землетрясений группируются весьма неравномерно. Доказана генетическая связь землетрясений с такими структурными элементами земной коры, как зоны контрастных новейших тектонических и интенсивных современных вертикальных движений, зоны молодых разрывов и древних глубинных разломов, активизированных на современном этапе, с глубинными неоднородностями (Кириллова и др., 1960; Ибрагимов, 1978; Несмеянов и др., 1978; Ермилин, Чигарев, 1981) и другими геолого-геофизическими особенностями земной коры. Многие исследователи изучали зависимость пространственного распределения землетрясений от истории геологического развития сейсмоактивных структур, их формы и размеров (Горшков и др., 1978; Несмеянов и др., 1978; Ибрагимов, 1978; и др.).

Приуроченность очагов землетрясений к зонам разрывных нарушений земной коры установлена на основе большого экспериментального материала для различных сейсмоактивных участков (Бунё и др., 1960; Захарова и др., 1962; Ибрагимов, 1970, 1978; Уломов, 1974; Несмеянов и др., 1978; и др.). Однако в ряде работ показано наличие статистического смещения очагов землетрясений в сторону от крупных разрывных нарушений (Кучай и др., 1978). Обычно такие смещения объясняют разупрочненностью объемов горных пород в зонах разрывных нарушений (Шерман, 1977; Кучай, 1981), что подтверждается и тем, что в непосредственной близости от разрывных нарушений объемы горных пород имеют пониженный уровень напряжений (Гзовский и др.; 1974). С другой стороны, некоторые ученые считают, что очаги сильных землетрясений в основном приурочены к морфоструктурным узлам разного ранга (Гельфанд и др., 1972-1974; Гвишиани и др., 1978, 1980; Жидков и др., 1978; Ранцман и др., 1979). Однако это относится в основном к сильным землетрясениям, которые происходят достаточно редко.

Таким образом, к настоящему времени установлены многочисленные факты, подтверждающие прямую связь между сейсмическими явлениями и геологическими структурами. При этом основным определяю-

щим фактором пространственного распределения сейсмичности являются геолого-тектонические особенности сейсмоактивных областей.

Применение для анализа сейсмичности усовершенствованных методов математической статистики позволило установить ряд статистических закономерностей пространственного распределения землетрясений.

Сейсмостатистические исследования И.В.Ананьина (1973) показали, что очаги землетрясений в пределах отдельных сейсмогенных зон, как правило, находятся друг от друга на расстоянии не меньше, чем  $R = 3z$ , где  $z$  - радиус очага. По мнению автора,  $R$  является размером объема, в котором сбрасываются напряжения. В дальнейшем в формировании соседнего очага этот объем не участвует. Исследования П.Н.Николаева (1978) показали, что расстояния между землетрясениями зависят от их энергетического уровня. Анализ изменения средних расстояний между очагами землетрясений позволил автору установить возможные размеры объемов, в пределах которых возникают землетрясения различных энергетических групп. Эти размеры равны 40-50, 150-200 км и автором рассматриваются как отдельные тектодинамические системы.

Исследованию такого рода посвящены работы В.С.Пономарева и др. (1976), Е.П.Цветкова (1971) и др. В.С.Пономарев с соавторами на примере Гармского района рассматривали две характеристики пространственного распределения землетрясений - сейсмический фон и их группированность. Проведенный анализ показал, что неравномерность пространственного распределения землетрясений является не случайной и в ней содержится систематическая составляющая. Места наибольших концентраций эпицентров имеют вполне определенное устойчивое во времени положение. Этот вывод подтверждает результаты работы И.Д.Нерсесова и др. (1974), в которой сопоставлялись поля сейсмического фона с сильными землетрясениями и палеосейсмодислокациями региона, возраст которых 10-50 тыс. лет.

Аналогичная концентрация основных землетрясений в пределах определенных участков обнаружена также по всей длине Памиро-Алайской зоны (Ермилин, Чигарев, 1981). При этом совокупность сейсмоактивных областей в плане образует своеобразные полосы сейсмичности. В пределах территории обнаруживается несколько таких полос как субширотного, так и субмеридионального простирания. Сопоставление схемы плотностей эпицентров землетрясений с основными тектониче-

скими нарушениями региона показало, что наряду с приуроченностью сейсмоактивных областей к последним обнаруживаются сейсмоактивные участки, расположенные за пределами этих нарушений.

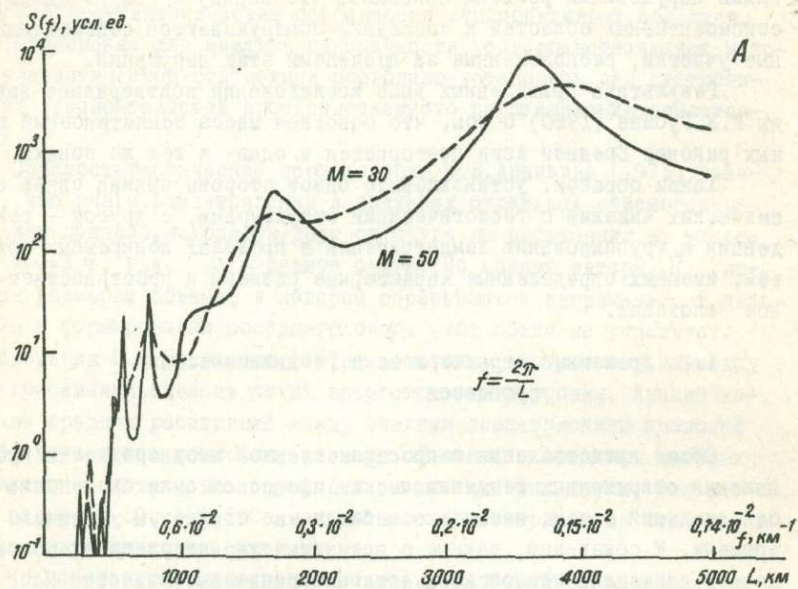
Результаты приведенных выше исследований подтверждают выводы И.Е.Губина (1960) о том, что основная масса землетрясений южных районов Средней Азии повторяется в одних и тех же зонах.

Таким образом, установлены, с одной стороны, прямая связь сейсмических явлений с геологическими структурами, с другой — тенденция к группированию землетрясений в пределах конкретных областей, имеющих определенные характерные размеры и пространственное положение.

## 1.2. Временные характеристики геодинамических процессов

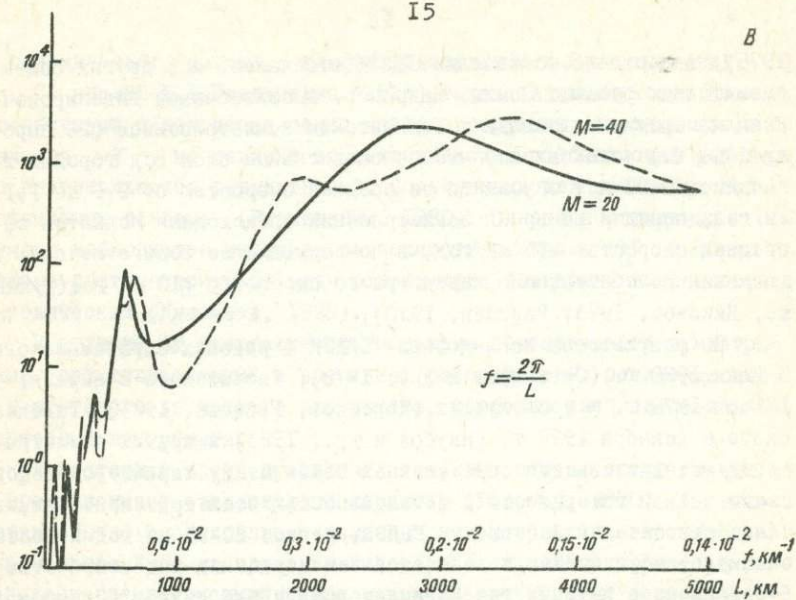
Общие представления о пространственной неоднородности проявления современных геодинамических процессов были бы неполны без сведений о том, насколько наблюдаемые структуры устойчивы во времени. К сожалению, данные о временных характеристиках современных движениях земной коры весьма ограничены. Известны классические примеры смены знака СВДЗК в отдельных регионах. Так, интересные данные получены при нивелировочных работах, проведенных на Японских островах. Установлено, что современные поднятия и опускания этого участка суши образуют сложную мозаику отдельных областей. Скорости движений этих областей, достигающих в поперечнике десятков и первых сотен километров, не превышают 4-5 мм/год. Характер движений показан в виде трех кривых, полученных по результатам повторных нивелировок по линии Такасаки-Симосува. Видно, что в изменении кривых, последовательно указывающих на размер относительного вертикального смещения точек за интервал времени после предшествующего нивелирования, наблюдается определенная закономерность. Так, за период с 1888 по 1926 гг. (от первой до третьей нивелировки) скорости поднятия распределялись одинаково, с 1926 по 1932 гг. (между третьей и четвертой нивелировками) картина изменилась — быстро поднимавшиеся точки стали отставать и даже начали опускаться, в то время как ранее отстававшие точки испытали ускоренный подъем. Иными словами, произошла инверсия скоростей движений (Белоусов,

I4



I5

B



Б

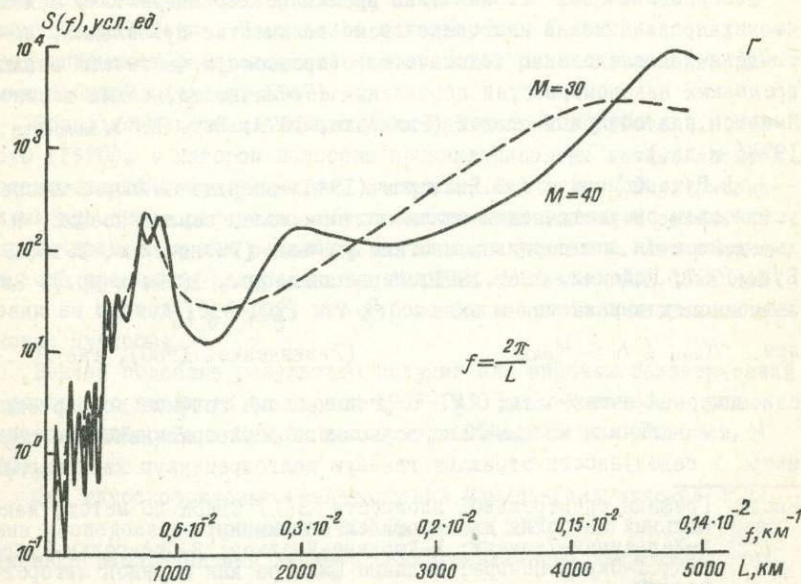
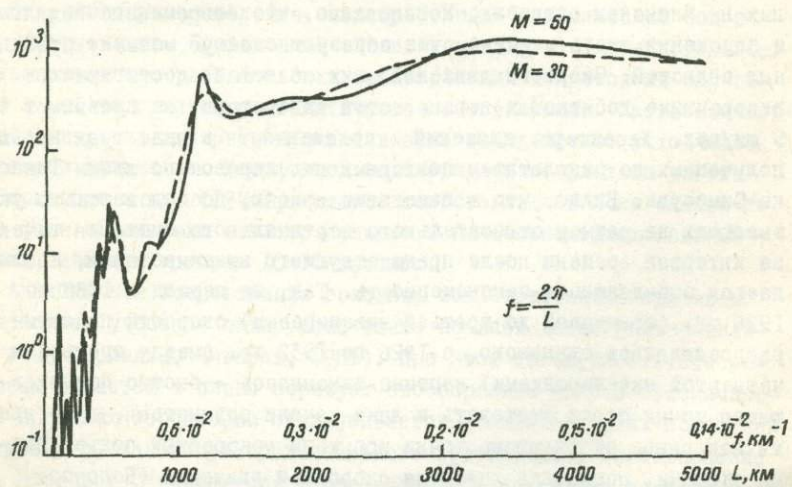


Рис. 2.

1975). Аналогичное обращение СВДЗК отмечалось и в других сейсмоактивных районах Земли. Например, высокоточными нивелировочными измерениями в связи с Ташкентским землетрясением (26 апреля 1966 г.) установлено, что сейсмоактивный блок под городом в течение 30-60 лет опускался со средней скоростью от 0,6 до 1,1 мм/год, перед и во время землетрясения происходили поднятия со средней скоростью +15 мм/год, в последующие же годы отмечены движения колебательного характера со скоростью  $\pm 10$  мм/год (Буланже, Никонов, 1973; Райзман, 1970).

По результатам исследований СВДЗК в районах Сарыкамышского 5 июня 1970 г. (Остропико и др., 1978), Газлийского 8 апреля, 17 мая 1976 г. и последующих (Корешков, Райзман, 1983), Таваксайского 6 декабря 1977 г. (Якубов и др., 1983) и других землетрясений устанавливается определенная связь между характером деформаций земной поверхности и интенсивностью землетрясений. Так, значение относительной скорости СВДЗК, равное 20-30 мм/год и более, очевидно, обусловлено подготовкой землетрясений интенсивностью 6-8 баллов, а 5-15 мм/год - землетрясений 5-6 баллов (Певнэ и др., 1982, 1983).

Гораздо больше нам известны временные характеристики сейсмических проявлений. В настоящее время количество публикаций, посвященных исследованию сейсмического процесса, в частности анализу временных закономерностей проявления сейсмичности, весьма велико. Имеется ряд обзорных статей (Рикитаке, 1979; Бат, 1980, Lomnitz, 1974; и др.).

В. Гутенбергом и К. Ф. Рихтером (1948) впервые экспериментально установлен энергетический закон повторяемости землетрясений. В дальнейшем он подтвердился многими учеными (Ризниченко, 1958, 1980; Бунэ, 1957; Гайский, 1965, 1971; Нерсесов и др., 1959; и др.). Эта зависимость выражается в виде

$$EgN = EgA - \gamma(K - K_0)$$

при  $K_{min} \leq K \leq K_{max}$  (Ризниченко, 1980), где  $A$  -

сейсмическая активность;  $\gamma$  - угол наклона графика повторяемости;

$K$  - величина максимально возможного землетрясения. Эти параметры в совокупности отражают главную долговременную характеристи-

Рис. 2. Графики спектральной плотности  $S(f)$  СВДЗК по методу максимальной энтропии для профилей по линиям: А-Хельсинки-Ташкент; Б-Любляна-Чарджоу; В-Стокгольм-Дубровник; Г-Охрид-Печора; М-длина фильтра или порядок авторегрессии



ку сейсмического режима – график повторяемости землетрясений.

По мнению Ю.В.Ризниченко (1966), такая закономерность свидетельствует о некоторых общих чертах разрушения твердых тел, и значения  $\gamma$  не зависят от тектонических особенностей района. Это подтверждается результатами, полученными для различных сейсмоактивных районов (Ризниченко, 1980). Однако в отдельных случаях наблюдается значимая зависимость величины  $\gamma$  и формы графика повторяемости от ряда осложняющих факторов, в частности, тектонических (Николаев, 1978).

В отличие от энергетического закона повторяемости землетрясений, пространственные и временные распределения землетрясений не дают такого же четкого результата, особенно распределение землетрясений во времени.

В настоящее время предполагается, что сейсмический режим во времени имеет стационарный характер (Гайский, 1970). В связи с этим обычно исследования временных характеристик сейсмичности основываются либо на проверке гипотезы о случайном характере распределения землетрясений, либо на выявлении скрытых периодичностей. При этом проверка гипотезы осуществляется методом сопоставления временных рядов наблюдений с каким-либо теоретическим законом распределения. Чаще всего используется закон Пуассона, который описывает распределение вероятностей редких взаимонезависимых событий (Худсон, 1967).

Обзор исследований такого рода приводится в работе В.Н.Гайского (1970), в которой подробно проанализированы данные японских исследователей Иноуэ, Ваннера, Ватанабе, Аки и др. Иноуэ рассматривал временные распределения землетрясений Японии в разные интервалы времени и для различных по площади участков. Автор показал, что временное распределение сильных землетрясений Северной Японии за период 1916–1921 гг. хорошо согласуется с теоретическим законом Пуассона.

Ваннер подобные результаты получил для мировых землетрясений Оксфордского каталога за период 1925–1930 гг., Ватанабе – для землетрясений района Цукуба за период 1914–1935 гг. (Гайский, 1970).

Для глубокофокусных землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны такие исследования проведены В.Н.Гайским (1970). Он рассматривал временные распределения землетрясений различного энергетического



класса для разных интервалов времени. Экспериментальный материал сопоставлялся как с распределением Пуассона, так и Пойя. В отличие от закона Пуассона, распределение Пойя хорошо описывает события, между которыми существует некоторая взаимосвязь.

Аналогичные исследования проведены В.Н.Гайским (Федотов, 1965) для сильных землетрясений земного шара без афтершоков за период 1918–1955 гг., Ю.В.Ризниченко (1975) – для сильнейших землетрясений Японии на основании данных за 1300 лет и др. Этими исследователями получены положительные результаты в пользу гипотезы о случайном характере распределения землетрясений во времени.

Однако наряду с установлением случайного характера распределения землетрясений во времени в ряде случаев наблюдаются значимые отклонения сейсмического процесса от пуассоновского. Такой результат получен С.А.Федотовым (1965) для землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северной Японии, Э.А.Джибладзе (1975) – для землетрясений Джавахетского нагорья (К-7-10), В.Н.Гайским (1970) – для землетрясений больших энергетических классов Памиро-Гиндукушской зоны.

Таким образом, наряду с установлением случайного характера распределения землетрясений во времени результаты ряда работ указывают на взаимообусловленность землетрясений и опровергают приемлемость закона Пуассона для описания сейсмического процесса. Случайный характер распределения землетрясений чаще наблюдается в тех случаях, когда временной ряд исходных данных достаточно длинный, а пространственные размеры областей невелики или наоборот. Кроме того, результаты анализа во многом зависят от энергетического диапазона используемых землетрясений. Для больших пространственно-временных объемов и энергетических диапазонов характерен случайный тип распределения землетрясений, тогда как для маленьких свойственны причинные связи между событиями.

Одной из основных причин двузначности полученных результатов, по нашему мнению, является то, что не учитывались характерные размеры и время активизации сейсмоактивных областей. Анализ результатов показал, что чувствительность полученных результатов к изменению этих факторов весьма существенна.

### 1.3. Поле тектонических напряжений

Результаты изучения упругих напряжений в земной коре свидетельствуют, во-первых, об их значительной величине на глубинах больше одного километра: если не учитывать концентрацию напряжений на неоднородностях коры, то в первом приближении геодинамические напряжения растут с глубиной линейно и при величине  $1 \text{ км}$  могут достигать  $500 \text{ кг/см}^2$ , во-вторых, об их прямой связи с тектоническими структурами как в орогенных, так и в платформенных регионах, что свидетельствует об их ведущей роли в геодинамических процессах. К сожалению, большая трудоемкость прямых методов определения напряженного состояния земной коры и невозможность проводить измерения на глубинах, превышающих глубину горных выработок, не позволяют получить достаточно полное представление о распределении упругих напряжений в земной коре. Некоторую информацию в этой области можно получить путем изучения закономерностей проявления сейсмичности.

Известно, что сейсмический процесс представляет собой сочетание непрерывного процесса накопления упругих напряжений в земной коре и дискретного высвобождения их во время землетрясений (Гайский, 1970). Следовательно, течение процесса определяется природой полей упругих напряжений. От скорости накопления тектонических напряжений зависит частота проявления землетрясений, а пространственное распределение последних определяет места наибольшего накопления упругих напряжений. По мнению В.А.Магницкого (1965), повторяемость сильных землетрясений характеризует общий ход деформирования земной коры. Исходя из этого соображения, с точки зрения теории упругой отдачи автор подсчитал время накопления критических деформаций, при котором на конкретном участке происходят землетрясения. Так, критическое напряжение в районе Сан-Андреас и Мурато при скоростях накопления деформации ( $V_{\mu}$ )  $0,5 \cdot 10^{-13} \text{ с}^{-1}$  и  $10^{-14} \text{ с}^{-1}$  соответственно согласуется с определенной цикличностью землетрясений для этих районов.

По утверждению многих исследователей, Земля представляет собой единую систему напряжений (Магницкий, 1965; Хаин, 1973; Уломов, 1974; и др.). Детальные исследования механизмов очагов землетрясений в различных регионах земного шара показали, что глобальное поле напряжений существует реально и хорошо согласуется с общими кинематическими схемами новой глобальной тектони-

ки. Мировая рифтовая система характеризуется повсеместным преобладанием растягивающих напряжений, направленных перпендикулярно простиранию рифтов, зоны субдукции и современного континентального орогенеза характеризуются наличием в основном сжимающих напряжений, направленных вкост простиранию основных тектонических структур (Мишарина, 1967; Широкова, 1968; Балакина, 1972; Введенская, 1972; Безродный, 1981; Шкляр, 1981; и др.).

Существуют поля напряжений различных размерностей, и конкретные события (землетрясение, СВДЗК) могут являться следствием сложного сочетания этих полей. Этим фактором объясняется взаимообусловленность землетрясений во времени (Вилькович и др., 1976; Шенников, 1965; Прозоров, Ранцман, 1972; Прозоров, 1978).

Предполагается, что взаимообусловленность землетрясений во времени и пространстве связана с возникновением волн тектонических деформаций, проявляющихся в миграции сильных землетрясений (Федотов и др., 1976; Вилькович и др., 1976, 1978; Пустовитенко и др., 1976; и др.). По данным этих авторов, скорости распространения волны тектонических деформаций колеблется в широких пределах (от 0,4 - 1 км/год до 5-12 км/ч) и обнаружены на различных участках Земли. Самая низкая среди них выявлена для территории Крымского региона (Пустовитенко и др., 1976). При этом скорость миграции вдоль простирания структур почти в два раза больше (1 км/год), чем в поперечном направлении (0,4 км/год). Для основных разломов Средней Азии процесс миграции очагов землетрясений изучен А.А. Никоновым (1977). Он проанализировал размещение сильных землетрясений ( $M \geq 6,5$ ) в зонах таких крупных разломов, как Гиссаро-Кокшальский, Гиндукуш-Дарваз-Каракульский, Таласо-Ферганский и др. Полученные скорости миграции изменяются от 1,5 до 4-8 км/год для основных разломов и от 2-3 до 6 км/год для второстепенных. Для того же Гиссаро-Кокшальского разлома получены более быстрые миграции со скоростью 11 км/год (Сирожева и др., 1978).

Аналогичные высказывания о существовании миграции землетрясений приводятся в работах Г.П. Тамразяна (1962), И.Е. Губина (1960), В.И. Бунэ (1960) и др., однако скорости миграции не оцениваются.

Статистически значимые волны тектонических деформаций получены Е.В. Вильковичем и др. (1976) и приведены в табл. 2. Отмеченные в таблице волны тектонических деформаций обладают неболь-

шими скоростями и проявляются в ограниченных пространственных масштабах, внутри отдельных структур, между блоками или вдоль разломов и имеют региональный характер.

Т а б л и ц а 2

Скорости распространения волн тектонических деформаций и статистическая значимость явления в различных регионах (по данным Вильковича и др., 1976)

Регион	Координаты линии проектирования, град		Количество точек	Скорость волны, км/год	Статистическая значимость
	широта	долгота			
Чили	17	70	63	53	0,922
	55	74			
Центральная Америка	21	110	74	86	0,934
Калифорния	5	75	50	34	0,99
	47	125,5			
Курило-Камчатский	18	104	77	14	0,96
	Вдоль зоны Бенъоффа				

По результатам ряда авторов, в природе сейсмичности существуют волны, имеющие глобальный характер (Федотов и др., 1976; Гесев, 1974; Прозоров и др., 1972). Основные пространственно-временные характеристики этого явления, полученные разными авторами, приведены в табл.3 (Федотов и др., 1976). Как видим, максимальное время между двумя сильнейшими землетрясениями не больше года, а расстояние  $\sim 700$  км. Это показывает, что скорости этих волн весьма велики.

Кроме высокочастотных сил глобального масштаба, по утверждению Ш.А.Губермана (1978,1979), существуют и другие, более медленные волны, которые распространяются по меридиональному направлению со средней скоростью 11,6 км/год и, доходя до участков, где накоплено достаточное напряжение для возникновения сильнейшего землетрясения, провоцируют его.

Необходимо отметить, что исследование миграции напряжений или очагов землетрясений во всех известных нам работах проводится только на уровне доказательства значимости статистических гипотез.

Как известно, это-необходимое, но не достаточное условие реальности существования волны или однонаправленной миграции. Приведенные результаты свидетельствуют о возможности быстрой изменчивости поля напряжений по крайней мере в региональном масштабе.

Т а б л и ц а 3

Пространственно-временные характеристики удаленных афтершоков, полученные разными авторами (по данным Федотова и др., 1976)

Показатель	! Мировой каталог	! Камчатка	! Средняя Азия
	!	!	!(по Прозорову)
Магнитуда (класс),			
A,C	$M_s \sim 7,5 - 8$	$K \geq 13$	$K \geq 14$
Магнитуда (класс),			
B	$m_B \geq 4,2$	$K \geq 8$	$K \geq 9$
$t_{AB}$	0,1 - 10 сут	0,1-5 сут	-
$t_{AC}$	0,2 - 1 год	0,1-0,5 год	До 1 года
$d_{BC}$	100 - 500 км	20-40 км	100 км
$d_{AC}$	Не ограничено	До 700 км	До 1000 км

A - удаленное землетрясение; B - фортшок в зоне подготовки землетрясения C;  $t$  - время;  $d$  - расстояние.

## Г Л А В А 2. СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Большинство природных явлений, кроме количественных показателей, характеризуется пространственно-временным масштабом. В таких случаях процесс — это функция нескольких переменных, и каждое событие, определяющее его течение, представляет собой многомерное явление. Одно из основных условий всестороннего изучения таких процессов — наблюдение за течением процесса в многомерном пространстве, т.е. установление закономерностей его проявления по всем его координатам.

Известно, что изучение любого процесса заключается в определении таких его характеристик, как случайность, стационарность, группируемость, периодичность и др. Так как эти свойства системы могут проявляться во времени и пространстве, то задача определения характеристик процесса должна решаться как для одномерного, двумерного, так и для трехмерного случаев. На практике для решения подобного рода задач часто употребляются обычные методы проверки гипотез (Худсон, 1967; Иванова и др., 1981). В этом случае течение процесса сопоставляется с каким-либо теоретическим законом, описывающим конкретный тип распределения событий. Обычно в качестве проверяемых употребляются гипотезы о случайном и равномерном характере распределения событий. Первая из них в основном используется для решения одномерных задач, вторая — для анализа распределения событий в двумерном пространстве. В ряде случаев характеристики процесса изучаются методами выявления скрытых периодичностей. Тогда с помощью одного из методов спектрального анализа устанавливается периодичность процесса на каком-либо участке в течение определенного времени (Серебрянников, Первозванский, 1965). Однако исследования процесса только с помощью описанных методов не всегда бывают достаточными. На практике для понимания природы процесса часто требуется решать задачи, связанные с определением масштабных параметров распределения событий, например, выявление участков с наибольшей концентрацией событий в двумерном пространстве и определение их масштабных уровней. Для решения подобных задач наряду с описанными удобно пользоваться статистическими методами выявления скрытых периодичностей в дву-

мерном пространстве.

Однако эти методы из-за ограниченности статистического материала не всегда дают удовлетворительные результаты, поэтому целесообразно привлекать теоретико-вероятностные модели. Практическое применение статистико-вероятностных методов дает большие возможности в оценке общего хода процесса на основе анализа частичной совокупности данных.

В общем случае пространственный анализ должен выявить все генеральные характеристики исследуемого процесса. В случае его приложения к геофизическим и геодезическим данным прежде всего необходимо выделить

- 1) характерные размеры аномалий;
- 2) их обобщенную форму на плоскости;
- 3) структурную упорядоченность расположений аномалий в пространстве - образование сетей, выделенных цепочек и т.п.;
- 4) в случае анизотропии формы - упорядоченность направления вытянутых осей;
- 5) амплитудные характеристики аномалий, причем, если характерные размеры аномалий образуют иерархическую структуру, то пункты 2-5 должны быть определены для каждого иерархического уровня.

Основными методами пространственного анализа являются различные приложения двумерного спектрального анализа (Берлянд, 1971; Дженкинс, Ватс, 1971). Спектральные методы подразумевают обычно использование достаточно больших выборок независимых определений. Тогда при низком соотношении сигнал-шум применение этих методов позволит получить статически значимые результаты.

В связи с увеличением потока информации и появлением усовершенствованных типов вычислительной техники разработан ряд статистических методов изучения природных явлений. Они основаны на последних успехах теории случайных процессов и могут быть применены в различных отраслях науки для решения как практических, так и теоретических вопросов.

## 2.1. Анализируемые ряды исходных данных

Успешное применение статистических методов изучения природных явлений в большей степени зависит от качества анализируемых данных. Известно, что каждое событие может характеризоваться не-



сколькими параметрами; время проявления, пространственные координаты, количественные показатели события. В нашем случае анализируются каталоги землетрясений, в которых для характеристики каждого события используется пять параметров: время ( $t$ ), долгота ( $\varphi$ ), широта ( $\lambda$ ), глубина ( $h$ ) и энергетический показатель (магнитуда -  $M$  или энергетический класс -  $K$ ). Эти пять параметров определяют каждое событие ( $X_i$ ). Для оценки временных характеристик процесса (периодичности, повторяемости и др.) исходные ряды данных должны иметь достаточную длину, например, большую, чем периоды повторения отдельных событий. Кроме того, для выполнения вычислительных операций с помощью ЭВМ эти данные должны быть представлены в машиночитаемой форме.

Основываясь на описанных выше требованиях, мы выбрали для анализа пространственно-временных закономерностей проявления сейсмического процесса в качестве исходных рядов данных следующие региональные каталоги землетрясений, представленные как в обычной, так и в машиночитаемой форме.

1. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР, часть Кавказа, составленный под редакцией Н.В.Кондорской и И.В.Шебалина ("Новый каталог...", 1977), который включает данные начиная с 550 г. до н.э. по 1974 г. В зависимости от качества и представительности данных каталог можно разбить на три временных интервала: 1) с 550 г. до н.э. по 1700 г.; 2) с 1701 г. по 1880 г.; 3) с 1881 г. по 1974 г.

Данные, относящиеся к первому интервалу, весьма ненадежны и могут быть использованы лишь для общего представления о сейсмической активности региона в далеком прошлом. Для второго интервала средняя плотность числа событий составляет одно землетрясение в год. Хотя процесс в этот промежуток времени более или менее стационарен, но точности определения, координаты гипоцентра, время возникновения, энергетические показатели невысокие. Эти данные могут быть применены для оценки долговременных характеристик сейсмического режима в целом. Последний интервал отличается большой плотностью числа землетрясений и довольно полной информацией о них. В отличие от исторических, эти данные характеризуются более высокой точностью, особенно за период 1950-1974 гг.

2. Международный каталог землетрясений Карпато-Балканского региона, составленный под редакцией Н.В.Шебалина для службы

ПРООН/ЮНЕСКО по исследованию сейсмичности Балканского региона (1974). Он включает данные о землетрясениях начиная с 21 в. до н.э. по 1969 г. Естественно, не все данные пригодны для анализа закономерностей проявления сейсмического процесса. В.Н.Вадковский и др. (1978) в зависимости от представительности данных разбивают этот каталог на четыре временных интервала: 1) с 21 в. до н.э. по 1 в.н.э.; 2) с 1 в.н.э. по 1800 г.; 3) с 1801 г. по 1900 г.; 4) с 1901 г. по 1969 г.

Первый интервал содержит малонадежные данные. Во втором интервале, хотя средняя плотность числа землетрясений в нем составляет 50 за век, информация об энергетических показателях отсутствует. Для третьего интервала средняя плотность землетрясений значительно возрастает, но не стационарно, и применять эти данные для анализа невозможно. Для четвертого интервала имеются значения всех параметров события ( $t, \varphi, \lambda, h, M$ ). Точность определения их более высокая, и эти данные могут быть применены для анализа закономерностей сейсмического процесса описанными выше методами.

3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР, части Средней Азии, Туркмении ("Новый каталог...", 1977). Хотя в каталоге имеются сведения о землетрясениях начиная с древнейших времен, но данные до 1885 г. не полные и не могут быть применены для решения тех или иных задач. Материалы за период 1865-1922 гг. представлены в основном макросейсмическими данными (Бунэ и др., 1968), за оставшийся период — более или менее полными сведениями о сильных землетрясениях. Качество представленных в каталоге данных невысокие. Точность определения положения эпицентров за период 1865-1955 гг. невелика и в среднем составляет  $\pm 0,5^{\circ}$ , в ряде случаев  $\pm 1^{\circ}$ , особенно в начале века. В связи с этим при решении пространственных вопросов сейсмичности с этими данными надо обращаться с некоторой осторожностью. В отличие от этого, точность определения времени возникновения землетрясений достаточно высока. Для начала века максимальное определение времени возникновения землетрясений составляет  $\pm 1$  ч. Следовательно, эти данные с большим успехом могут быть применены для анализа временных характеристик сейсмичности. Однако использование одного каталога, ограниченного по энергетическому уровню землетрясений, недостаточно для выявления устойчивых пространственно-временных закономерностей.

тей проявления сейсмичности. Достаточно длинные временные ряды более сильных землетрясений необходимы для исследования долго-временных средних характеристик сейсмического режима. Для решения пространственных вопросов требуются данные о более слабых землетрясениях. Для региона более или менее однородные и полные сведения о слабых землетрясениях получены по инструментальным наблюдениям за последний 20-30-летний интервал. Они собраны и систематизированы, например, в сборниках "Землетрясения в СССР". Для оценки пространственных характеристик сейсмичности региона нами использованы материалы из сборников "Землетрясения в СССР" за период 1962-1977 гг., которые в машиночитаемой форме представлены нам В.Н.Вадковским. Эти данные в основном характеризуют землетрясения с  $K \geq 9$ . Точность определения координат гипоцентра, а также других показателей землетрясений высокая.

Кроме приведенных каталогов, мы использовали литературные источники ("Землетрясения в СССР" - Сейсмологические бюллетени и др.). Данные, приведенные в них, в основном относятся к последнему десятилетию и имеют высокое качество.

Для решения задач СВДСК в качестве исходных использованы:

1) карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы в масштабе 1:2500000 (1970) и ее сводный аналог в масштабе 1:1000000 (1968);

2) карта современных вертикальных движений земной коры в Карпато-Балканском регионе (1979);

3) карта современных вертикальных движений земной коры Средней Азии в масштабе 1:2500000 (1982);

4) сводная схема современных вертикальных движений земной коры Фенноскандии (Никонов, 1975, 1977);

5) схема современных вертикальных движений Северной Америки (Никонов, 1978).

Кроме того, привлекались данные повторного нивелирования вдоль протяженных железнодорожных трасс: Кинель-Ташкент (Мещерский, 1971); Красноводск-Чарджоу (Мещерский, 1968), для побережий морей и океанов - данные из каталога месячных и годовых значений средних высот уровня моря (Manthby... 1976-1978);

6) карта разломов территории СССР и сопредельных стран (1977).

К настоящему времени в различных странах мира составлено и опубликовано большое количество карт современных вертикальных дви-

жений земной коры отдельных районов, стран и групп стран. Среди них особое место занимают "Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы" масштаба 1:2500000 и ее сводный аналог масштаба 1:1000000, составленные под редакцией Ю.А. Мещерякова (Буланже, Лилиенберг, 1973).

Совместное уравнивание по странам скорости вертикальных движений на суше за последние 50-75 лет рассчитаны по данным высокоточных повторных нивелировок с точностью от  $\pm 0,3$  до 2,5 мм/год в разных частях, охватываемых картой территорий. Полученные в результате уравнивания значения "абсолютных" скоростей повторного нивелирования послужили основой для проведения изолинии скоростей движений через 2 мм/год по геолого-геоморфологическим признакам (Энтин и др., 1973).

"Карта современных вертикальных движений земной коры в Карпато-Балканском регионе" составлена под редакцией Иштвана Йоо в масштабе 1:1000000 (1979 а) и состоит из двух листов, на основании которых составлена обзорная карта движений в масштабе 1:2000000 (1979 б). При составлении карты использованы океанографические и геодезические данные. Исходными океанографическими сведениями являлись абсолютные значения скоростей на мареографах Балтийского, Черного и Адриатического морей по отношению к неизменному среднему многолетнему уровню этих морей с точностью от  $\pm 0,1$  до  $\pm 1,2$  мм/год для девяти пунктов. Результаты повторного нивелирования были использованы в период от 6 до 76 лет по восьми странам.

Современные вертикальные движения земной коры представлены в карте изолиниями одинаковых скоростей с основным заложением через 1,0 мм/год и дополнительным через 0,5 мм/год для некоторых районов, где данные для интерполяции были достаточными и картографическое изображение было возможным в принятом масштабе.

Сравнительный анализ карт движений Карпато-Балканского региона (1979 а) и Восточной Европы (1970) позволяет сделать выводы. Современные вертикальные движения земной коры Карпато-Балканского региона имеют малую интенсивность, скорость их - 4 - +6 мм/год. Наиболее значительные поля скоростей современных вертикальных движений земной коры, образуемые доминирующими структурными элементами Карпато-Балканского региона (которые были выявлены ранее), проявляются и на новой карте. Изолинии же скоростей как в абсолютном, так и в относительном понимании значительно изменились ("Пояснительный текст", 1979).

По геодезическим и океанографическим данным составлена сводная схема современных вертикальных движений земной коры Фенноскандии с сечением изолиний годовой скорости движений 2 мм/год, определяемой с точностью исходных материалов  $\pm 0,5-1,0$  мм/год. Анализ этой схемы подтверждает совпадения контактов изолинии куполообразного сводового поднятия территории с максимумами скорости СВДЗК (до 9 мм/год) на севере Ботнического залива. Показано, что в переходной к Восточно-Европейской платформе зоне эти движения дифференцированы по величине и знаку и в общих чертах согласуются с гео- и морфоструктурами субширотного и северо-западного простираний (Никонов, 1973).

Для территории Средней Азии и Казахстана использовались данные нивелирований, анализ которых был проведен И.Н. Мещерским (1971). Наиболее протяженной линией повторного нивелирования является профиль Кинель-Ташкент-Чарджоу-Красноводск длиной более 4000 км.

В табл. 4 приведены качественные характеристики всех трех нивелировок, а также сведения об использованных в этих работах инструментах и рейках. Видно, что наименее точные результаты получены при первом нивелировании. Качество проведения второго и особенно третьего нивелирований полностью соответствует современным требованиям, предъявляемым к точности нивелирования II и I классов соответственно.

## 2.2. Статистические методы проверки гипотез

Изучение какого-либо явления или процесса заключается в установлении закономерностей его проявления на основе практических наблюдений. С точки зрения математической статистики отклонения наблюдаемых значений от закономерных вследствие неучтенных факторов представляют собой случайные явления (Иванова и др., 1981). Влияние их на результаты наблюдений можно предвидеть, изучив закономерности, которым они подчиняются. Исходя из этого основные статистические методы обработки наблюдений направлены на изучение случайных явлений. К их числу относятся традиционные методы изучения закономерностей проявления как случайных величин, так и случайных функций (процессов). Главной целью исследований такого рода являются вычисление статистических характеристик вариацион-

Т а б л и ц а 4

Качественные характеристики нивелирований по линии Кинель-  
Красноводск (по И.Н.Мещерскому, 1968)

Нивели- рование	Способ ни- вирования	Нивелиры	Предельная дли- на визерного луча, м	Рейки	$n$ , мм/км	$\sigma$ , мм/км	$\Sigma d$ , мм
Первое	Трех нитей	ВТО-II	85	Деревянные		$= \pm 3,3$	+165
Второе	Совмещения	Цейсс А, НП, аэрогеопри- бор, гиль- дебранд	55-75	Инварные, деревянные	$\pm 0,63-1,04$	$\pm 0,09-0,14$	-
Третье	Совмещения	НЦ-С04, цейсс А НПГ-Б	50	Инварные	$\pm 0,55-0,75$	$\pm 0,00-0,03$	-136

ных рядов, установление закона распределения случайных величин и процессов, определение связи между явлениями путем корреляционных анализов и др. Как было сказано выше, решение подобного рода задач осуществляется методами проверки гипотез, которая проводится путем сопоставления исследуемых рядов наблюдений с каким-либо теоретическим законом. На практике чаще всего проверяются гипотезы о взаимообусловленности событий во времени, в пространстве, во времени и в пространстве и др. Ниже рассмотрим методику осуществления проверки гипотез с использованием матрицы вероятностей переходов. Прежде чем приступить к изложению сути методики коротко остановимся на описании матрицы вероятностей переходов и способов их построения.

Каждый непрерывный процесс можно представить как систему, изменяющую свое состояние во времени или в пространстве. Обычно при статистических анализах исходной информации мы изучаем набор состояний этой системы в данной последовательности. Природу механизма возникновения такой последовательности процесса можно узнать непосредственным анализом перехода системы из одного состояния в другое. Рассмотрим ряд событий  $X_i$  с длиной  $N$ . Так как члены ряда принимают только  $n$  различных значений, построим квадратную таблицу из  $n$  строк и столбцов. В этом случае количество элементов будет равняться  $n \times n$ . В начале анализа все элементы равны нулю. Номера столбцов и строк таблицы выбираются по значению  $\alpha_i$  соответствующего элемента ряда  $X_i$ ;  $i = 1, 2, 3, \dots$ . Первому элементу ряда  $X_i$  соответствует  $\alpha_1 = 1$ , второму  $\alpha_2 = 2$  и т.д.,  $X_n$ -ому элементу -  $\alpha_n = n$ . Номера столбцов определяются по значению  $\alpha_i$  рассматриваемого элемента. Таким образом, каждый элемент строки определяет вход в данное состояние, а элементы столбцов - выход из него. В момент перехода системы из одного состояния  $i$  в другое  $j$  к элементу таблицы соответствующего  $K_{i,j}$  добавляется единица. При рассмотрении ряда с длиной  $N$  количество переходов будет равно  $N-1$ , так как на первом шаге для перехода от начального значения ряда к следующему используются два элемента ряда. При полной реализации рассматриваемого ряда получим частоты переходов  $K_{1,1}, K_{1,2}, K_{1,3}, \dots, K_{n,n}$ , показывающие, сколько раз в данной системе произошло переходов из одного состояния в другое. Значение  $V_i$  определяет сумму чисел, занесенных в каждую строку  $j$  и определяется в виде

$$l_i = \sum_{j=1}^n K_{i,j}.$$

Общая сумма переходов

$$N-1 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n K_{i,j} = \sum_{i=1}^n l_i.$$

Составление матрицы вероятностей переходов по матрице частот производится путем нормирования значения каждого элемента по сумме соответствующих строк или по общей сумме событий  $N-1$ . В первом случае мы получим вероятность перехода из данного состояния во всевозможные последующие, а во втором - вероятность перехода величины в выбранное состояние. Этот процесс можно записать в следующем виде:

$$\alpha_{i,j} = \frac{K_{i,j}}{l_i}; \quad \alpha_{i,j}^* = \frac{K_{i,j}}{\sum_{i=1}^n l_i} = \frac{K_{i,j}}{N-1}.$$

Вероятность перехода системы только в выбранный интервал равняется

$$\pi_i = \sum_{j=1}^n \alpha_{i,j}^* = \frac{l_j}{\sum_{i=1}^n l_i}.$$

Практическое применение матриц вероятностей переходов заключается в анализе рядов исходных данных с целью определения таких свойств процесса, как эргодичность, цикличность, случайность и др. (Самнер, 1981). Эти свойства системы могут проявляться как во времени, так и в пространстве, и следовательно, анализу могут подвергаться ряды исходных данных, изменяющиеся по этим координатам.



Рассмотрим применение матриц вероятностей переходов для исследования случайности события. Из курса математической статистики известно, что случайные события распределяются соответственно по закону Пуассона и вероятность попадания события в интервал с длиной  $t$  будет определяться так:

$$P_t = \mu \exp[-\mu t], (1)$$

где  $\mu$  - среднее число событий.

Если промежуток между событиями разделить на  $n$  интервалов и длину каждого из них выбрать так, чтобы вероятность попадания события в любой из этих пределов была одинакова, то каждый интервал с длиной  $t_i \div t_{i+1}$  можно представить как одно из состояний случайной системы. Длину интервалов в указанных пределах можно получить путем интегрирования выражения (1) в пределах  $t_i; t_{i+1}$ . Выбрав в качестве состояния случайной системы  $n$  интервалов, можно построить матрицу вероятностей переходов, определяющую переход системы из интервала  $i$ -го класса в  $j$ -й. Так как вероятности длины каждого интервала одинаковы -  $P_i = P_{i+1} = P_{i+2} = \dots = P_{i+n}$ , то при случайном распределении событий все элементы матрицы должны быть одинаковыми, т.е. таблица должна быть однородна. Значимость отклонения экспериментального материала от случайного можно проверить, используя критерий  $\chi^2$ .

Рассмотрим принцип применения критерия  $\chi^2$  для оценки статистических гипотез (Коллрот, 1978). Если известен теоретический закон распределения какой-нибудь функции  $F(x)$ , то можно найти вероятность  $P_i$  попадания случайной величины  $X$  в интервал  $\delta_i$ . Тогда теоретическое число значений случайной величины попавших на тот же интервал  $\delta_i$  будет равно  $n P_i$ . Если экспериментальные частоты  $m_i$  сильно отличаются от теоретических  $n P_i$ , проверяемая гипотеза отвергается.

Доказано, что значение статистики  $U = \chi^2$

$$U = \sum_{i=1}^n \frac{(m_i - n P_i)^2}{n P_i}$$

имеет распределение  $\chi^2$  с  $K = \rho - z - 1$  степенями свободы, где  $z$  - число параметров распределения функции  $F(x)$ . Рассчитав значение и выбрав уровень значимости  $\alpha$  (обычно берется равной 0,05; 0,02), определяем  $\chi^2_{K, \alpha}$ . При случае  $U > \chi^2_{K, \alpha}$  проверяемая гипотеза отвергается, если  $U < \chi^2_{K, \alpha}$  то принимается.

Практическое применение матриц вероятностей переходов не ограничивается только определением свойств системы. В принципе в зависимости от поставленной задачи любой экспериментальный материал можно моделировать как систему, изменяющую свое состояние. В ряде случаев для решения различных пространственных задач требуется анализировать поведение события на какой-либо площади или перемещения его в каком-либо направлении. Если анализируемое событие проявляется на площади  $S$ , то последнюю можно разделить на  $n$  участков с размером  $\Delta S$ . В таких случаях для решения задачи методом вероятностей переходов в качестве состояния системы можно выбрать проявления события на каком-нибудь из этих участков  $n$ . Анализируя таким образом переход события из одного участка  $\Delta S_i$  в другое  $\Delta S_j$ , можно получить сведения о таких свойствах процесса, как миграция, периодичность процесса в двумерном пространстве и др.

В ряде случаев для решения различных задач приходится исследовать распределения событий в двумерном пространстве. Если анализируемый ряд данных  $X_i$  определяет совокупность событий, происшедших на какой-либо площади  $S$ , то каждый член этого ряда можно представить как точку с координатами  $\varphi$  и  $\lambda$ , расположенную на площади  $S$ . По своей форме любая совокупность таких точек по площади может распределяться различно. Обычно распределение точек в двумерном пространстве разделяют на три категории: равномерное, случайное и групповое (Самнер, 1981). При статистических анализах одна из этих категорий принимается в качестве проверяемой гипотезы, и рассматриваемый экспериментальный материал сопоставляется с каким-либо теоретическим законом, описывающим выбранный тип распределения. На практике чаще всего проверяется гипотеза о равномерном распределении точек. В этом случае в качестве теоретического закона принимается распределение  $\chi^2$ . Иногда распределения точек по площади имеют

тенденцию к группированию. В таких случаях характер расположения точек можно анализировать на основе гипотезы о случайном распределении.

### 2.3. Методы выявления скрытых периодичностей

При решении вопросов геодинамики приходится изучать такие особенности природных явлений, как цикличность, периодичность, группируемость во времени, в пространстве и др. Эти характеристики природных явлений или процессов можно исследовать обычными методами выявления скрытых периодичностей.

На практике определение периодического характера процесса и его гармоник осуществляется путем разложения анализируемых данных на ряд Фурье (Бат, 1981). Эту задачу можно также решить методом фильтрации исходных данных, который в принципе является разновидностью спектрального анализа рядов и может применяться для анализа как одномерных, так и двумерных рядов. Существуют различные методы выявления скрытых периодичностей, основанные на фильтрации исходных данных (Серебрянников, Первозванский, 1965). Рассмотрим один из распространенных методов спектрального анализа – метод максимальной энтропии (Ротонова и др., 1979; Филипов, 1981, 1982). Его использование для анализа рядов исходных данных перспективно, поскольку он дает возможность выявить скрытые периодичности, оценивая наиболее точно их частоты, и на ограниченных реализациях исходных данных разделить близкие по частоте пики в спектре, что нельзя получить другими спектральными методами. Кроме того, метод максимальной энтропии во многих случаях обладает большей разрешающей способностью и минимальным смещением по частоте (Писаренко, 1975, 1977). Этот метод использован нами для выявления основных периодичностей СВДЗК вдоль профилей. Величина энтропии стационарного процесса, имеющего спектральную плотность  $S(f)$ , определяется по теореме Клода Шеннона (1959, 1963) как

$$H(\alpha) = \frac{1}{4\sqrt{\nu}} \int_{-\nu}^{\nu} \log S(f) df, \quad (1)$$

где  $\nu = \frac{1}{2\Delta\ell}$  - частота Найквиста:  $\Delta\ell$  - шаг дискре-

тизации исследуемого ряда, в работе принято  $\Delta\ell = 50$  км.

Выражая спектральную плотность  $S(f)$  как преобразование Фурье от автокорреляционной функции  $R_L$ , получаем

$$H(\alpha) = \frac{1}{4\nu} \int_{-\nu}^{\nu} \log \left[ \sum_{L=-\infty}^{\infty} R_L \exp(-i2\pi L f n \Delta\ell) \right] df, \quad (2)$$

где  $f_n = \frac{h}{2\Delta\ell M}$ ;  $h = 0, 1, 2, \dots, M$ ;  $R_L$  определяется из выражения

$$R_L = \frac{[(n-L)(\sum X_i \cdot X_{i+L}) - \sum X_i \sum X_{i+L}] / (n-L)(n-L-1)}{\left[ \sum_{i=1}^n X_i^2 - \left( \sum_{i=1}^n X_i \right)^2 / n \right] / n(n-1)}, \quad (3)$$

где  $L$  - аргумент функции, представляющий собой сдвиг между двумя сравниваемыми последовательностями;  $n$  - количество значений изучаемого одномерного ряда.

Следуя принципу максимальной энтропии,  $H(\alpha)$  максимируется на основе использования множителей Лагранжа -  $\lambda_k$

(Вентцель, 1969), т.е. решаем вариационную задачу:

$$\delta \int_{-\nu}^{\nu} \left\{ \log S(f) - \sum_{L=-M}^M \lambda_k [S(f) \exp(+i2\pi L \Delta\ell) - R_L] \right\} df = 0. \quad (4)$$

Решение уравнения (4) имеет вид

$$S(f) = \frac{P_{M+1}}{\sqrt{\left[1 - \sum_{j=1}^M \gamma_j^* \cdot \exp(-i2\pi f_n j \Delta t)\right]^2}}, \quad (5)$$

где  $P_{M+1} - const$ ;  $\gamma_j$  - коэффициенты, взятые из матрицы ковариаций;  $S(f)$ , определяемая из формулы (5) является оценкой спектральной плотности из максимума энтропии. Из изложенного следует, что оцениваемая плотность спектра  $S(f)$  есть Фурье - преобразование от автокорреляционной функции  $R_L$ , рассчитываемое по формуле (3).

Определение длины фильтра или порядка авторегрессии  $M$  является основным вопросом в методе максимальной энтропии и классических методах вычисления спектральной плотности, которая влияет на положение спектральных пиков. Этот вопрос исследовался в ряде работ (Кендалл, Стюарт, 1976; Ротанова и др. 1979, и др.). Так, модельные расчеты Chen и Stegen (1974) показали, что слишком малая длина фильтра  $M$  приводит к пересглаживанию, а слишком большая - к неустойчивым спектрам.

Метод максимальной энтропии имеет и существенные ограничения. Прежде всего следует указать на два: во-первых, он не позволяет определить амплитуду и фазу для каждой выделенной частоты, во-вторых, в ряде случаев функция спектральной плотности может содержать ложные пики. Таким образом, метод максимальной энтропии является методом предварительного анализа коротких рядов, который позволяет найти качественные спектральные характеристики этих рядов для того, чтобы в дальнейшем выбрать подходящий метод разделения сигналов по частотному принципу.

Представление о частотном составе исследуемых выборок может дать анализ автокорреляционной функции. Вычисление автокорреляционной функции одномерных рядов осуществляется по формуле (Девис, 1977).

Одним из наиболее распространенных и часто употребляемых на практике методов фильтрации исходных данных является метод скользящего осреднения (Иванова и др., 1981). Сущность его заключается в том, что за отфильтрованное значение какого-либо ряда  $X_n$  в любой точке  $X_i$  принимают среднюю величину его в некотором интервале  $t$  с центром в точке  $X_i$ . Этот процесс можно записать в виде

$$\bar{X}_i = \sum_{k=i-m}^{i+m} X_k / 2m + 1.$$

В этом случае значение  $2m+1$  определяет длину линейного фильтра. При фильтрации ряда данных по методу скользящего осреднения длина профильтрованного ряда будет меньше на длину линейного фильтра. Это связано с тем, что точки, расположенные по краям ряда, не могут быть отфильтрованы. Очевидно, чем больше длина фильтра, тем сильнее сглаживаются значения ряда и, следовательно, остаются только низкочастотные составляющие периодического процесса. Но при очень длинных фильтрах можно сгладить математическое ожидание процесса. В связи с этим длину фильтра необходимо выбирать в зависимости от длины периодического процесса.

При последовательном повторении осреднения с постоянным увеличением длины фильтра можно выделять разные гармоники исследуемого процесса. При этом выделение каждой гармоники зависит от длины периода ( $T$ ) и, следовательно, при промежуточных осреднениях между гармониками изменения значения ряда являются незначимыми. В момент, когда длина фильтра  $2m+1 = t$  будет равна длине волны, т.е.  $T = t$ , происходит полная фильтрация гармоники, соответствующая длине  $T$ , и в анализируемом ряду остаются только гармоники следующего порядка.

#### 2.4. Пространственная упорядоченность процессов

При решении большинства задач выявление только типа распределения недостаточно. На практике часто встречаются такие типы распределений, в которых анализируемые точки имеют тенден-

цию к группированию на различных масштабных уровнях. В результате взаимодействия различных иерархических уровней наблюдаемая картина распределения принимает весьма сложный вид и описать ее одним законом невозможно. В таких случаях возникает необходимость разложения наблюдаемой картины распределения по гармоникам, т.е. определение характерных размеров групп каждого масштабного уровня. Эту задачу можно решить двумя способами: путем непосредственного измерения расстояний между точками — одномерный случай, или путем последовательной площадной фильтрации наблюдаемой картины пространственного распределения точек — двумерный случай.

Рассмотрим решение задачи для одномерного случая. Возьмем ряд случайных событий  $X_i$  длиной  $N$ . В пространстве  $S$  каждый член ряда расположен с соответствующими координатами  $\varphi_i, \lambda_i$ . Основным критерий оценки распределения точек обозначим через  $z_n$ ; он определяет расстояние между каждой парой точек, имеющих текущие номера  $i$  и  $j$ . Так как значение  $z_n$  при произвольном расположении точек в пространстве  $S$  может оказаться непрерывным, измеряемые расстояния дискретизируем для некоторого интервала  $\pm \Delta z$ . В этом случае  $z_n$  определяет расстояние между точками  $i$  и  $j$ , округленное до значения  $\pm \Delta z$ . Рассмотрим алгоритм измерения расстояния между точками.

Точку  $X_1$  из ряда  $X_i$  с соответствующими координатами  $\varphi, \lambda$  берем за начало отсчета. Затем рассчитываем расстояния от начала отсчета до каждой из оставшихся точек  $X_2, X_3, X_4, \dots, X_n$ . Сумму точек с одинаковым расстоянием приписываем значениям  $z_1, z_2, z_3, \dots, z_n$ . На следующем этапе за начало отсчета берем вторую точку  $X_2$  и измеряем расстояния между оставшимися точками  $X_1, X_3, X_4, \dots, X_n$ . Подсчитанные значения  $z_i, i = 1, 2, 3, \dots, n$  прибавляем к значениям предыдущего измерения. Таким образом процесс измерения выполняем до тех пор, пока каждый член ряда не окажется в начале точки отсчета. В итоге получим значения статистики  $Nz_i$ , определяющие суммарное количество точек, лежащих друг от друга на расстоянии  $z_i$ . Известно, что при случае равномерного распределения точек по всей площади значения статистики  $Nz_i$ , лежащие в пределах  $z_i \pm \Delta z$ , пропорциональны  $4\pi z_i \Delta z$  и, следовательно, этот множитель является нормирующим для каж-

дого значения статистики. Однако, так как каждая точка из ряда  $X_i$  окажется в точке отсчета, то расстояние между  $i$  и  $j$  измеряется два раза, и, следовательно, окончательное значение нормирующего множителя будет равняться  $8\pi z_i \Delta z$ . Таким образом, получим нормированную величину статистики расстояний, которая определяется по формуле

$$\bar{N}_{z_i} = N_{z_i} / 8\pi z_i \Delta z.$$

Если анализируемые точки по всей площади распределены равномерно, то  $\bar{N}_{z_i}$  для всех расстояний  $z_i$  должны быть одинаковыми, и, следовательно, для проверки распределения статистики можно использовать критерий  $\chi^2$ . В тех случаях, когда анализируемые точки распределены равномерно только в пределах удлинённых полос с ограниченной шириной, значение статистики  $N_{z_i}$  будет уменьшаться с расстоянием. При наличии на исследуемой площади подобластей с повышенной концентрацией точек, расположенных на расстоянии  $\rho$  друг от друга, наблюдаемая картина распределения статистики  $N_{z_i}$  во многом будет зависеть от формы и размеров подобластей и иметь ряд максимумов, соответствующих размеру подобластей и расстояниям между ними. При наличии подобластей различного масштабного уровня рассматриваемый ряд  $N_{z_i}$  будет иметь больше двух максимумов, каждый нечетный из которых определяет размер подобласти соответствующего порядка, а четный — расстояние между ними. Анализ типа распределения внутри каждого масштабного уровня можно осуществить с помощью одного из описанных выше методов (см. 2.2).

В случае, когда изучаются процессы, происходящие в двумерном пространстве, необходимо пользоваться двумерными фильтрами. Рассмотрим алгоритм фильтрации двумерных рядов с помощью метода последовательного площадного осреднения. В качестве ряда данных возьмем тот же самый ряд событий  $X_i$ , происшедших на площади  $S$ . Вся исследуемую площадь разделим на  $n$  квадратных подобластей размером  $\Delta S$ . Тогда каждый квадрат будет содержать по  $n = 0, 1, 2, 3, \dots$ , точек из ряда  $X_i$ . В этом случае всю исследуемую площадь можно представить как матрицу, каждый  $X_{i,j}$ -й элемент которой определяет суммарное количество точек на площади  $\Delta S_{i,j}$ . Для нахождения осредненного значения процесса в точке



$X_{i,j}$ , т.е. на площадке  $\Delta S_{i,j}$ , выделим из множества элементов матрицы такое  $(2m+1)^2$  подмножество, в котором элемент  $X_{i,j}$  является центральным. Этот процесс можно представить в виде

$$\bar{X}_{i,j} = \sum_{k=i-m}^{i+m} \sum_{l=j-m}^{j+m} X_{k,l} / (2m+1)^2.$$

Площадь осреднения, т.е. размерность фильтра, равняется площади  $(2m+1)^2$  квадратов. Значения  $m$  будут изменяться на пол-единицу:  $m = 0,5; 1, 1,5, \dots$ . Тогда минимальный размер фильтра будет равен площади четырех квадратов  $\Delta S$ .

Таким образом, последовательно выполняя процесс осреднения для всех точек  $X_{i,j}$ , получим новую профильтрованную матрицу. При этом, если размерность исходной матрицы равна  $I, J$ , то элементы  $i, j \leq m$  и  $i+m, j+m > I, J$  не могут быть отфильтрованы. В дальнейшем процесс осреднения повторяем, последовательно увеличивая размер фильтра. В результате получим новые значения пространственного распределения точек, отфильтрованных от высокочастотных составляющих. При наличии участков с максимальной концентрацией точек различного масштабного уровня в результате последовательного осреднения происходит сглаживание этих максимумов. При этом количество участков с высокой концентрацией течек постепенно уменьшается в зависимости от их размеров и расстояний между ними. В момент, когда размер осреднения  $(2m+1)^2$  охватывает расстояние между областями, т.е. когда  $T_1 = (2m+1)^2$  и  $T_2 = (2m+1)^2$ , происходит полная фильтрация соответствующего максимума и, следовательно, их количество резко уменьшается.

Применение метода дает хорошие результаты преимущественно тогда, когда размеры областей имеют изометрическую форму. Когда области существенно неизоцентричны, последовательное осреднение, естественно, будет сглаживать эту асимметрию. В этом случае после нескольких осреднений получается искаженная форма подобластей и судить о характерных размерах ее будет практически невозможно.

В таких случаях необходимо определить преобладающие направления асимметрии, в которой можно принять соответствующие размеры. Эту задачу можно решить путем построения круговых гистограмм распределения точек внутри области.

Рассмотрим принцип построения круговых гистограмм. Для этого в первую очередь необходимо найти центр области, затем в пределах характерного размера — зависимость количества точек от азимута относительного центра области. Шаг по азимуту можно выбрать в зависимости от представительности данных. Следует упомянуть, что в отдельных случаях (например, при анализе землетрясений) из анализируемого ряда данных в одно место попадает несколько событий, что может дать ложные максимумы. Поэтому сумму событий, попадающих в одну точку, следует принимать за одно. В этом случае выявление преобладающих направлений зависит не от количества точек, а от их пространственного положения.

Для определения генерализированной формы структур в плане также можно пользоваться методом пространственной автокорреляции. Двумерная автокорреляционная функция определяется в виде (Берлянд, 1971; Дженкинс, Ваттс, 1971; Панкрушин, 1971; 1972)

$$R(x_k; y_e) = M[f(x_i; y_j) \cdot f(x_{i+k}; y_{j+e})],$$

где  $M$  — математическое ожидание случайной функции  $f(x, y)$

$$M_{f(x,y)} = M[f(x, y)].$$

Когда случайная функция является стационарной, то  $M[f(x, y)] = const.$

Существенные ошибки в интерпретации полученных результатов могут быть связаны с учетом тренда — первого, либо более высоких порядков медленного изменения анализируемой зависимости на всем пространстве. Для выявления линейного тренда в пространстве можно использовать метод круговой диаграммы. Его также можно применять для проверки упорядоченности расположения зон в пределах исследуемой территории. Сущность метода заключается в следующем.

В первую очередь необходимо разбить исследуемую территорию на квадратные подобласти  $\Delta S$  размером  $i, j$  и оцифровать каждую

из них. При этом оцифровка осуществляется отдельно по строкам ( $V_i$ ) и столбцам ( $V_j$ ). Далее, выбрав подходящий шаг азимута по столбцам или строкам, выполняется процесс осреднения. При случайном расположении областей осреднение по строкам, представляющим параллельные профили, должно привести к уменьшению амплитуды графика осредненных значений по сравнению с каждой выборкой. Если распределение зон не случайно и существует преимущественное направление, при котором строки взаимокоррелированы, амплитуда графика осредненного значения близка к исходному. Если расположение структур упорядочено в пространстве и создает цепочки с азимутами  $\varphi \simeq \alpha_k$ , то осреднение по столбцам даст периодическую составляющую с характерным размером структуры и амплитудой, близкой к средней амплитуде структур этого ранга. В противном случае в результате осреднения по столбцам получается ровный фон.

Как было сказано выше, применение метода последовательного осреднения, а также других методов анализа пространственного распределения событий, основано на анализе числа событий, расположенных в некоторой подобласти  $\Delta S$ . Поэтому выбор площади в значительной степени определяет степень детализации пространственного распределения событий. На практике наиболее часто приходится анализировать события, которые развиваются в определенном пространственном объеме. Например, в нашем случае каждое землетрясение характеризуется размером очага, т.е. оно проявляется в некотором объеме, имеющем конкретную длину, ширину и глубину. В связи с этим при разделении исследуемой площади на квадратные подобласти минимальный размер каждого квадрата необходимо выбрать так, чтобы он не оказался меньше характерного размера единичного события. В противном случае осреднение теряет смысл.

### Г Л А В А 3. ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

#### 3.1. Анализ данных современных вертикальных движений земной коры вдоль протяженных профилей

С целью изучения пространственного спектра СВДЗК на платформах и в орогенных областях, а также проверки гипотезы об их дискретном характере, т.е. о существовании пространственной иерархической системы СВДЗК построены протяженные профили дуг большого круга, пересекающие разнообразные по строению и тектоническому развитию крупные морфоструктуры. Предварительно исследован ряд профилей, составленных либо на основе карт и схем СВДЗК, либо отдельных повторных нивелированных профилей вдоль трасс железных дорог СССР, США и стран Европы, либо данных футшточных наблюдений вдоль берегов океана (Monthly and..., 1976-1978), например, профиль, близкий к дуге большого круга, проведенный от берегов Баренцева и Северного морей, пересекающий Западную Европу, и далее вдоль Атлантического побережья Северо-Западной Африки. Ниже описываются результаты обработки четырех наиболее представительных профилей, пересекающих более двух тектонических морфоструктур Европы и Средней Азии (см.рис.1).

Профиль по линии Хельсинки - Ташкент (А-А) протяженностью ~ 5000 км пересекает тектонические структуры с северо-запада на юго-восток. Это Каледонский складчатый пояс Скандинавии: Норвежские каледониды; Восточно-Европейская платформа; Балтийский щит, Русская плита; Урало-Сибирская платформа; Туранская плита (Буш, Гарецкий, Кирхин, 1975; Тектоника Евразии..., 1966; Тектоника Европы..., 1978; Тектоническая карта Евразии, 1966; Тектоника Туранской плиты, 1966; Хаин, 1977). Исходный график скоростей СВДЗК по линии профиля построен на основе данных повторного нивелирования вдоль протяженных участков железных дорог (восточная часть профиля), а также снятых с карт СВДЗК Восточной Европы (1970) и Средней Азии (1982) с учетом нивелировочных пу-

нкторов. Данные нивелирования вдоль железных дорог брались от точек, отходящих не далее чем на 80 км от линии профиля. Эти данные осреднялись с окном 200 км и шагом 50 км. Полученные результаты взяты как исходные и по ним построен сводный график скорости СВДЗК.

При этом использованы данные А.А.Никонова (1973, 1977) - для Каледонского складчатого пояса Скандинавии, Восточно-Европейской платформы, Ю.М.Мещерякова (1970) - для территории Восточно-Европейской платформы, И.Н.Мещерского и карты СВДЗК Средней Азии (1982) - для территории Урало-Сибирской платформы. Данные о рельефе получены из общегеографической карты мира (1967 а, 1975 б, в).

Профиль по линии Любляна - Чарджоу (Б-Б) протяженностью ~ 4500 км пересекает Альпийский складчатый пояс и Урало-Сибирскую платформу (Буш, Гарецкий, Кирюхин, Земная кора..., 1975; Тектоника Евразии..., 1966; Тектоника Европы..., 1978; Тектоническая карта Евразии, 1966; Тектоника Туранской плиты, 1966; Хаин, 1977). В качестве основных при построении исходного графика скоростей СВДЗК использованы данные Ю.М.Мещерякова (1970) - для территории Альпийского складчатого пояса, Урало-Сибирской платформы, мегантиклинория Большого Кавказа, И.Н.Мещерского (1968) и карты СВДЗК Средней Азии (1982) - для территории Балхано-Кубадагской впадины, Предкопетдагского прогиба, Урало-Сибирской платформы. График рельефа построен с использованием общегеографической карты мира (1964, 1968, 1975 в, 1976).

Для построения исходного графика скоростей СВДЗК по линии профиля Любляна - Чарджоу данные для территории Балхано-Кубадагской впадины, Предкопетдагского прогиба и Туранской плиты брались от точек, отходящих не далее 100 км от линии профиля, использована также карта СВДЗК Средней Азии (1982).

Профиль по линии 18-го меридиана Стокгольм-Дубровник (см. рис. I, В-В) протяженностью ~ 3500 км пересекает Каледонский складчатый пояс Скандинавии: Норвежские каледониды; Восточно-Европейскую платформу: Балтийский щит и Русскую плиту; Средне-Европейскую платформу: Средне-Европейскую плиту; Альпийский складчатый пояс: мегантиклинорий Западных Карпат, Венгерскую впадину, Динарский мегантиклинорий, впадину Адриатического моря (Буш, Гарецкий, Кирюхин, 1975; Тектоника Евразии..., 1966; Тектоника Европы..., 1978; Тектоническая карта Евразии, 1966; Хаин, 1977).

Исходный график по этому меридиональному профилю построен по данным А.А.Никонова (1973, 1977) и Ю.А.Мещерякова (1970). График современного рельефа создан по данным общегеографической карты мира (1967б, 1968, 1972).

Профиль по линии Охрид - Печора (Г-Г) протяженностью ~ 4500 км пересекает Альпийский складчатый пояс: Динарский мегантиклинорий, Родопский срединный массив, Предкарпатский прогиб, мегантиклинорий Южные Карпаты, Трансильванскую впадину, мегантиклинорий Восточных Карпат; Восточно-Европейскую платформу; Украинский щит; Припятский прогиб; Крестцовский прогиб; Московскую синеклизу; Урало-Охотский (Монгольский) геосинклинальный пояс; Урало-герцинскую складчатую систему (Буш, Гарецкий, Кирюхин, 1975; Тектоника Евразии..., 1966; Тектоника Европы..., 1978; Тектоническая карта Евразии, 1966; Тектоника Туранской плиты, 1966; Хаин, 1977). Исходный график по этому профилю построен по данным Иштван Йоо (1979 а) - для территории Альпийского складчатого пояса; Ю.А.Мещерякова (1970) - для территории Восточно-Европейской платформы, с исправлением Т.П.Корокиной (1975) - для территории уральских герцинид (северо-восточный участок). Данные о рельефе получены из общегеографической карты мира (1968, 1972, 1975 а, 1976 а).

В тектонике принята следующая классификация структур (Гарецкий и др., 1966; Казаков, 1978: Тектоника Евразии..., 1977; Тектоника Европы..., 1978; Хаин, 1977):

структура первого ранга - вся литосфера;

второго ранга - литосферные плиты;

третьего ранга - платформы и геосинклинали;

четвертого ранга - щиты, плиты, складчатые зоны;

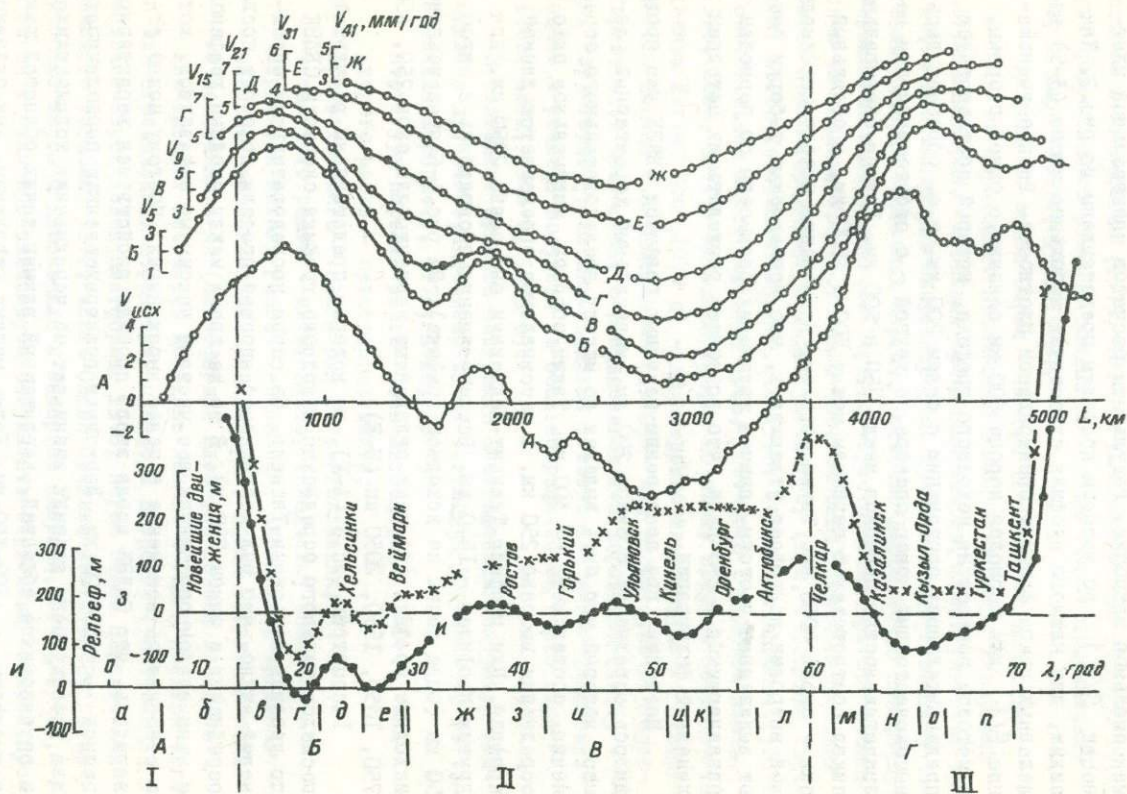
структуры пятого ранга - антеклизы, синеклизы, срединные массивы, антиклинорий, синклинорий, блоки мегантиклинали и мегасинклинали (литосферный блок или связка блоков).

Как следует из гл. II, исходные данные о СВДЗК имеются только для ограниченных территорий платформ и ороген (карта СВДЗК Восточно-Европейской платформы, 1970; карта СВДЗК Карпато-Балканского региона, 1979; карта СВДЗК Средней Азии, 1982; схематические карты Фенноскандии и Северной Америки, 1977; 1978). В связи с этим проанализируем результаты обработки четырех профилей, пересекающих тектонические структуры третьего, четвертого и пятого уровней (ранга).

Данные СВДЗК вдоль профилей подвергнуты анализу по методу максимальной энтропии. Результаты расчетов спектральной плотности  $S(f)$  по четырем профилям представлены на рис.2. Как видим, для каждого профиля существует небольшое число (3-5) выделенных пиков функции спектральной плотности. Резкое уменьшение  $S(f)$  для периодов короче 500 км связано, с одной стороны, с методом построения исходного графика, который соответствует предварительному осреднению с окном 200 км, т.е. обрезает весь высокочастотный конец спектра, с другой - с отсутствием или незначительностью периодов между 250 и 500 км. Группа спектральных пиков соответствует периодам между 500 и 1500 км, а отдельный пик - около 4000 км. Таким образом, применение метода максимальной энтропии позволяет утверждать, что исследуемые выборки имеют выделенные частоты, причем группы их разнесены по периодам, различающимся в 2-3 раза, что позволяет разделить их методами линейной фильтрации.

Поскольку при построении исходных графиков СВДЗК уже проводилось осреднение с окном 200 км, минимальный характерный размер, который мог быть выделен по методу последовательного осреднения, составляет  $\sim 300$  км. Таким образом, минимальное окно осреднения выбрано 250 км, а максимальное определяется длиной профиля. Для профиля Ташкент-Хельсинки оно равно 2050 км, для других профилей - 1550 км. Все осреднения проводились с шагом 50 км (одна точка на исходном графике). На рис.3-6 представлены исходные графики (А) и их сглаженные варианты для окон 250, 450, 750, 1050, 1550, 2050 км (Б-Е).

Рассмотрим рис.3 (А-Ж), на котором представлены результаты последовательного осреднения исходного графика скорости СВДЗК по профилю Хельсинки-Ташкент. Из серии последовательных осреднений видно, что ряд мелких особенностей профиля исчезает после осреднения с окном 750 км. В то же время между сводным графиком и этим этапом осреднения все частные максимумы оставались, хотя и становились все менее и менее выраженными. Поэтому можно утверждать, что СВДЗК вдоль этого профиля свойственен характерный период  $\sim 600-700$  км. Поскольку пространственная периодичность для исследуемого явления возникает из чередования поднимающихся и опускающихся областей, характерный размер таких областей лежит в пределах  $\sim 300-350$  км. Более мелкие структуры, как сказано



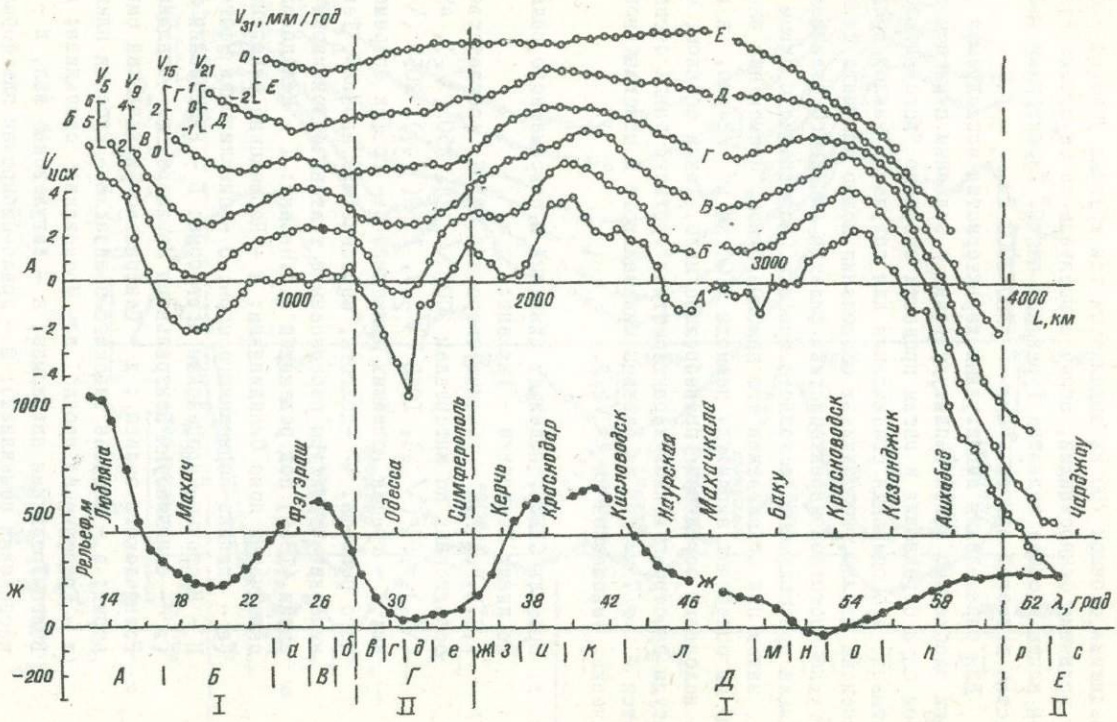


выше, из анализируемых данных получить нельзя. В остатке после осреднения с окном 750 км выделяется три крупных участка — общее поднятие Фенноскандии, общее относительное опускание Русской плиты и общее поднятие Туранской плиты. Характерный размер участка движений одного знака  $\sim 1500-2000$  км.

Для определения амплитудных характеристик исследуемой выборки необходимо найти амплитуду волны с заданным периодом на любом окне осреднения и затем провести операцию "восстановления". Учитывая, что операция сглаживания для получения каждой кривой применена дважды, коэффициент ослабления можно получить из амплитудно-частотной характеристики фильтра линейного сглаживания: сначала при получении исходного графика (осреднение с окном 200 км), затем при сглаживании его пробным окном. Применение окна 1550 км ослабляет амплитуду периода 3100 км в  $\sqrt{2}$  раз, а влияние исходного осреднения пренебрежимо мало. Таким образом, амплитуда пространственной характеристики третьего ранга оценивается в  $\sim 7$  мм/год из разницы минимального и максимального значений, умноженной на  $\sqrt{2}/2$ .

Рис. 3. Профиль СВДЗК, новейших движений и современного рельефа по линии Хельсинки — Ташкент:

А, Б, В, Г, Д, Е, Ж — графики скоростей СВДЗК, соответственно осредненных по интервалам 200 ( $V_{исх}$ ), 250 ( $V_5$ ), 450 ( $V_9$ ), 750 ( $V_{15}$ ), 1050 ( $V_{21}$ ), 1550 ( $V_{31}$ ), 2050 ( $V_{41}$ ) км; 3 — график новейших движений; И — график современного рельефа,  $\varphi$  — долготы, пересекающие профиль. Тектонические структуры перенесены с тектонической карты Евразии (1966) под редакцией А.Л. Яншина: I — Каледонский складчатый пояс Скандинавии: А — Норвежские каледониды (а — впадина Норвежского моря; б — синклиории Офотен); II — Восточно-Европейская платформа: Б — Балтийский щит (в — синклиорий Центрального Норланда; г — впадина Ботнического залива; д — Центрально-Финляндский синклиорий; е — впадина Финского залива); В — Русская плита (ж — Крестовский прогиб; з — Московская синеклиза; и — Волго-Уральская антеклиза; к — Жигулевский вал; л — Прикаспийская синеклиза); III — Урало-Сибирская платформа: Г — Туранская плита (м — Челкарский прогиб; н — впадина Аральского моря; о — Нижне-Сырдарьинский свод; п — Сырдарьинская синеклиза)



Для определения амплитуды пространственной гармоника четвертого ранга из исходного ряда вычитается сигнал после осреднения с окном 750 км, умноженный на переходный коэффициент  $\sqrt{2}$ . Из разностной "высокочастотной" кривой определяется амплитуда отдельных волн. Учитывая, что исходный сигнал был сглажен дважды окнами 200 и 250 км, для определения истинной амплитуды пространственной гармоника четвертого ранга разница между минимальным и максимальным значением умножалась на 1,6/2. Таким образом получено, что пространственная гармоника четвертого ранга с характерным размером участка воздымания или опускания  $\sim 300-350$  км имеет амплитуду  $\sim 3$  мм/год, что соответствует относительной скорости двух соседних структур  $\sim 5-7$  мм/год (Головков, Нармирзаев, 1980, 1982 а).

Рис.4. Профиль СВДЗК и современного рельефа по линии Люблина-Чарджу:

А, Б, В, Г, Д, Е - графики скоростей СВДЗК, соответственно осредненных по интервалам 200 ( $V_{исх}$ ), 250 ( $V_5$ ), 450 ( $V_9$ ), 750 ( $V_{15}$ ), 1050 ( $V_{21}$ ), 1550 ( $V_{31}$ ), км; Ж - график современного рельефа,  $\varphi$  - долготы, пересекающие профиль. Тектонические структуры получены с тектонической карты Евразии (1966) под редакцией А.Л.Яншина: I - альпийский складчатый пояс, западный сектор: А - Динарский мегантиклинорий; Б - Венгерская впадина (а - Трансильванская впадина); В - мегантиклинорий Восточных Карпат (б - Предкарпатский прогиб); П - Урало-Сибирская платформа: Г - Скифская плита (разделение морфоструктуры от "в" до "и" получено согласно работе "Земная кора...", 1975) (в - Преддобрудженский передовой прогиб; г - Одесско-Сивашский краевой прогиб; д - впадина Черного моря; е - Тарханкутско-Новоселовское инверсионное поднятие); I - Альпийский орогенический пояс, ближневосточный сектор (ж - Индольский передовой прогиб; з - Керченско-Таманский передовой прогиб; и - Западно-Кубанский передовой прогиб); Д - мегантиклинорий Большой Кавказ (и - северная часть мегантиклинория Большой Кавказ; л - Терско-Кумский прогиб; м - восточная часть мегантиклинория Большой Кавказ; н - впадина Каспийского моря; о - Балхано-Кубадагская впадина; п - Предкопетдагский прогиб); П - Урало-Сибирская платформа: Е - Туранская плита (р - Мургабская впадина; о - Чарджууская ступень)

Рассмотрим автокорреляционную функцию для данных скоростей СВЗК вдоль линии профиля Хельсинки-Ташкент (см.рис.55). С хорошим приближением полупериод (характерный размер) процесса определяется как абсцисса первого минимума. В нашем случае  $L \approx 2000$  км. Дисперсия процесса находится по формуле (Гмурман, 1977)

$$D(x) = M[X - M(x)]^2$$

и при нулевом лаге равна  $2I,4$  мм/год. Отсюда определяется амплитуда как более значимой гармоники в  $4,6$  мм/год, что соответствует результату, полученному выше.

Рассмотрим графики скорости СВЗК вдоль линии профиля Любляна-Чарджоу (рис.4). Как и для профиля Хельсинки - Ташкент, на этом графике отчетливо выделяется структура третьего ранга, однако ее период оказывается значительно меньше:  $T \approx 1500$  км. Этот результат следует как из последовательных осреднений, так и из вида автокорреляционной функции (см.рис.37). Первый минимум и второй максимум автокорреляционной функции хорошо выражены, ординаты их соответственно равны  $-0,2$  и  $+0,2$ , абсциссы относятся как  $1:2$ , что может указывать на стационарность процесса и значительный вклад детерминированной составляющей. Следует отметить практическое отсутствие (см.рис.37) периодов

$\sim 600-700$  км, т.е. характерных размеров  $300-350$  км, которые заменяются периодом  $\sim 450-500$  км и характерным размером соответственно  $\sim 250$  км. Учитывая небольшую длину основного периода, который относится к длине профиля как  $1:3$ , исходную выборку следует считать достаточно представительной.

Профиль по линии 18-го меридиана Стокгольм-Дубровник пересекает участки земной коры как платформенного, так и орогенного типа (рис.5). Это хорошо проявляется в изменчивости пространственных характеристик СВЗК вдоль этого профиля. Из рис.5 видно, что в северной части профиля (платформенная область) выделяются структуры с характерным размером третьего ранга  $\sim 1500$  км, а в южной (Альпийский пояс) - четвертого  $\sim 350$  км. В связи с этим автокорреляционная функция (см.рис.37) имеет вид, свойственный стохастическому процессу: ордината первого минимума порядка  $-0,1$  (Головков, Нармиразев, 1982 а).

Профиль по линии Охрид-Печора пересекает участки земной коры как орогенного, так и платформенного типов развития. Как



видно из графиков СВДЗК, на всем профиле выделяются две структуры третьего ранга с границей в районе Рыбинск - Котлас (рис.6). Характерный размер структур 1500-2500 км. Размах скоростей СВДЗК для этих структур составляют  $\sim 13$  мм/год. Вдоль всего профиля как в орогенной, так и в платформенной его частях хорошо выделяются структуры четвертого ранга с периодом  $\sim 450$  км (характерный размер  $\sim 220$  км в южной части профиля и  $\sim 300$  км в северной). Амплитуда этих движений  $\sim 3$  мм/год. Из графиков автокорреляционных функций СВДЗК для профиля Охрид-Печора (см.рис. 37) хорошо видно, что в формировании автокорреляционной функции СВДЗК преобладают структуры третьего ранга с характерными размерами  $\sim 2000$  км, в то время как четвертого ранга лишь немного осложняют вид кривой. Для современного рельефа очень четко выражены структуры четвертого ранга.

Рис. 5. Профиль СВДЗК и современного рельефа по линии Стокгольм-Дубровник:

А, Б, В, Г, Д, X - графики скоростей СВДЗК, соответственно осредненных по интервалам 200 ( $V_{исх}$ ), 250 ( $V_5$ ), 450 ( $V_9$ ), 750 ( $V_{15}$ ), 1050 ( $V_{21}$ ), Е - график современного рельефа;  $\varphi$  - широты северного полушария, пересекаемые 18-м меридианом. Тектонические структуры получены с тектонической карты Евразии (1966) под редакцией А.Л.Яншина: I - Каледонский складчатый пояс Скандинавии: А - Норвежские каледониды (а - впадина Норвежского моря; б - синклиний Офотен); II - Восточно-Европейская платформа: Б - Балтийский щит (в - синклиний Центральный Норланд; г - впадина Ботанического залива; д - прогиб Кмеларен); В - Русская плита (е - впадина Балтийского моря; ж - Балтийская синеклиза); III - Среднеевропейская платформа: Г - Среднеевропейская плита (з - Польско-Датский прогиб); IV - Альпийский складчатый пояс: Д - мегантиклинорий Западных Карпат; Е - Венгерская впадина; Ж - Динарский мегантиклинорий; З - впадина Адриатического моря



Рассмотрим распределение амплитуд СВДЗК для структур платформенного и орогенного типов. Для структур третьего ранга, как известно (Артюшков, 1972; Николаев, 1969; Никонов, 1973; 1977), поднятия имеют куполообразный характер: амплитуда движений нарастает постепенно от периферии структуры к ее центру. Для опускающихся структур третьего ранга как в платформенных, так и орогенных областях полученные результаты скорее свидетельствуют о равномерном опускании больших территорий. Для структур четвертого ранга использованные данные не позволяют установить прямо, являются ли современные поднятия и опускания плавными или имеют резкие границы. Карта СВДЗК Восточной Европы (1970) дает, естественно, сглаженную картину. Методика получения исходного профиля (осреднение с окном 200 км) также сглаживает возможные резкие скачки скорости.

Рис. 6. Профиль СВДЗК и современного рельефа по линии Охрид-Печора:

А, Б, В, Г, Д, Е - графики скоростей СВДЗК, соответственно осредненных по интервалам 200 ( $V_{исх}$ ), 250 ( $V_5$ ), 450 ( $V_9$ ), 750 ( $V_{15}$ ), 1050 ( $V_{21}$ ), 1550 ( $V_{31}$ ) км; Ж - график современного рельефа;  $\varphi$  - долготы, пересекающие профиль. Тектонические структуры, полученные с тектонической карты Евразии под редакцией А.Л. Яншина (1966): I - Альпийский складчатый пояс: А - Динарский мегантиклинорий (а - Родопский срединный массив; б - Предкарпатский прогиб; в - мегантиклинорий Южные Карпаты; г - Трансильванская владина; д - мегантиклинорий Восточных Карпат); II - Восточно-Европейская платформа: Б - Украинский щит (е - Припятский прогиб; ж - Крестцовский прогиб; з - Московская синеклиза); III - Урало-Охотский (Монгольский) геосинклинальный пояс: В - Уральская герцинская складчатая система (и - Тиманское поднятие; к - Печорская синеклиза; л - Воркутский прогиб; м - Харбейский антиклинорий)



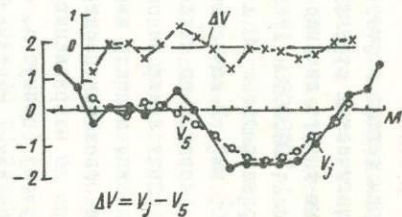
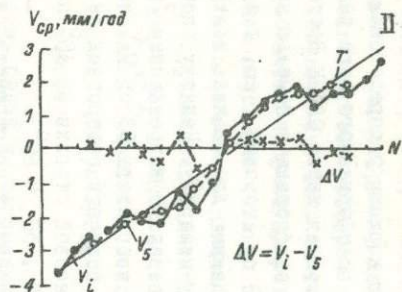
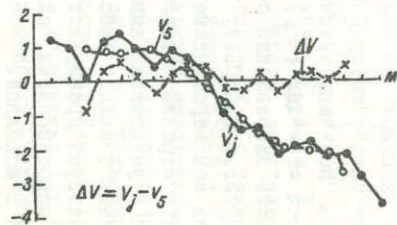
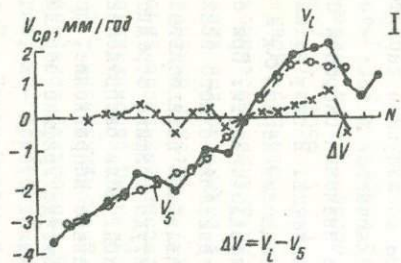
### 3.2. Площадный анализ современных вертикальных движений земной коры

Рассмотрим теперь двумерную картину распределения СВДЗК в пределах геологических структур платформенного типа развития. Для проведения такого анализа сводная карта СВДЗК Восточной Европы масштаба 1:10000000 (1968) оцифрована с помощью прямоугольной палетки размерностью 20 x 20 со стороной 1 см, т.е. общей площадью  $4 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. В качестве данных для анализа взяты средние значения скорости по каждому квадрату. Палетку располагали так, чтобы средняя линия ее совпадала с направлением географического меридиана, а центр имел координаты  $53^{\circ}45'N$ ,  $40^{\circ}32'E$ . Следующие два положения палетки получали поворотами ее без изменения центра по направлению часовой стрелки на  $30^{\circ}$  по отношению к предыдущему (азимут  $\alpha_k = 0, 30$  и  $60^{\circ}$ ).

Для определения линейного тренда в пространстве и проверки упорядоченности расположения зон на исследуемой территории использован "метод сада", который заключается в том, что для каждого азимута  $\alpha_k$  получены средние значения скорости отдельно по строкам ( $V_i$ ) и столбцам ( $V_j$ ) палетки. В силу четности ожидаемого эффекта шесть направлений осреднения через  $\alpha_k = 30^{\circ}$  составляют полную круговую диаграмму упорядоченности. При случайном расположении зон вертикальных движений одного знака осреднение по двадцати строкам, представляющим параллельные профили, должно привести к уменьшению амплитуды графика осредненных значений по сравнению с каждой выборкой. Если распределение зон не случайно и существует преимущественное направление, при котором строки взаимно коррелированы, амплитуда графика осредненного значения близка к исходной.

Если расположение структур четвертого ранга упорядочено в пространстве и создает цепочки с азимутами  $\varphi \approx \alpha_k$ , то осреднение по перпендикулярному направлению (столбцам) даст периодическую составляющую с характерным размером структуры и амплитудой, близкой к средней для структур этого ранга. В противном случае осреднение по столбцам дает ровный фон.

Полученные средние значения скоростей СВДЗК для трех положений палетки по строкам ( $V_i$ ) и столбцам ( $V_j$ ) и их сглаженные значения с окном 500 км скользящим осреднением ( $V_5$ ) пред-



ставлены на рис.7(I-III). Здесь же приводятся графики их разностей ( $\Delta V = V_{i,j} - V_5$ ), которые использованы для выделения скрытых периодичностей. Как видно, примененный метод позволяет надежно определить одно направление -  $\alpha_k = 60$  (рис.7, III -  $V_j$ ). В этом случае отчетливо выделяется периодическая составляющая с характерным размером 250-300 км. Для всех поворотов палетки, включая и перпендикулярное направление, периодическая составляющая выражена слабо. Очевидно, что существование

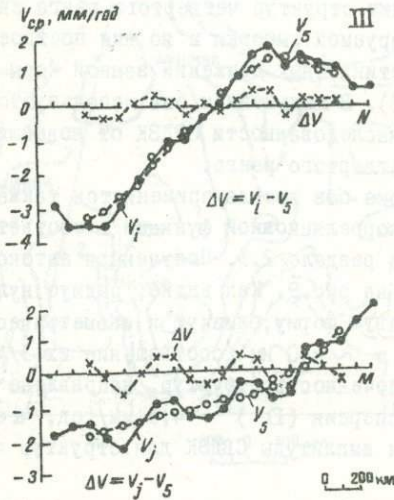


Рис. 7. Графики осредненных скоростей СВДЭК по строкам -  $N(V_i)$  и столбцам -  $M(V_j)$  для I, II, III положений палетки;  $V_5$  - сглаженные значения скорости ( $V_{i,j}$ ) с окном 500 км

только одного направления свидетельствует об отсутствии двумерной упорядоченности (шахматное или другое).

Для учета низкочастотного тренда использованы данные, представленные на рис.7 (II -  $V_i$ ). Максимальный тренд (T), близкий к линейному, определен как линейное уменьшение скорости вер-

тикальных движений для второго положения палетки с направлением с юго-запада на северо-восток. Величина тренда (градиент скорости) составляет  $3,2 \cdot 10^{-9}$  год, что соответствует изменению поля скорости от  $+2,9$  мм/год на юго-западе до  $-3,5$  мм/год на северо-востоке. При таком (втором) положении палетка покрывает в основном Восточно-Европейскую платформу, т.е. почти целиком располагается в зоне одной структуры третьего ранга. При этом в оцифровку попадает наибольшее количество данных, в то же время палетка не покрывает участки без данных. Для получения пространственного распределения структур четвертого ранга значения тренда вычтены из анализируемой выборки и по ним построена карта-схема современных вертикальных движений земной коры на исследуемой территории (рис.8). В дальнейшем она используется для проверки гипотезы об унаследованности СВДЗК от новейших движений в области структур четвертого ранга.

Полученная выборка без тренда применяется также для нахождения двумерной автокорреляционной функции в соответствии с методикой, изложенной в разделе 2.3. Полученная автокорреляционная функция представлена на рис.9. Как видно, радиус нулевой корреляции имеет эллипсоидную форму, близкую к изометрической фигуре, с полуосями  $\sim 320$  км и  $\sim 440$  км (соотношение их  $3/4$ ). Большая полуось, как и упорядоченность структур, направлена с юго-запада на северо-восток. Дисперсия ( $D$ )  $\sim 4,3$  мм/год, что характеризует средние скорости амплитуды СВДЗК для структур четвертого ранга.

Таким образом, общий анализ карты скоростей СВДЗК позволяет, во-первых, подтвердить предыдущий результат - существование особенностей четвертого ранга с характерным размером  $\sim 300$  км, во-вторых, исследовать форму и закономерность распределения их на территории Восточной Европы. Следует отметить, что выявленные пространственные особенности относятся только к Восточно-Европейской платформе и выводы об изометрии могут быть обобщены лишь на сходные регионы. К сожалению, попытка провести подобный анализ для других территорий окончилась неудачей из-за отсутствия представительных данных или недостаточности территорий. Так схема СВДЗК Северной Америки (Никонов, 1978) оказалась слишком грубой для количественного описания структур четвертого ранга, хотя качественно картина не противоречит описанной выше. Карта СВДЗК

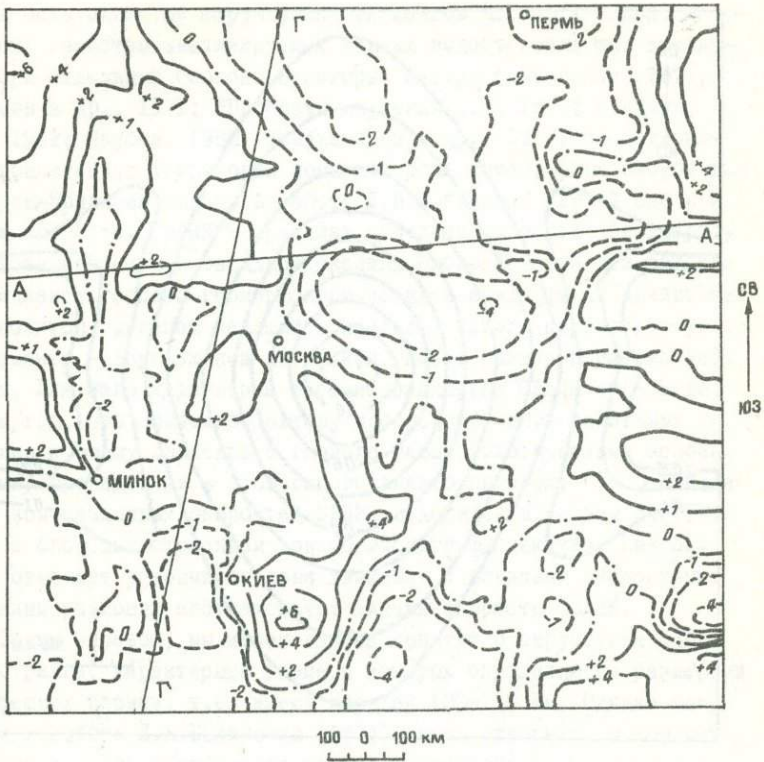


Рис. 8. Карта-схема современных вертикальных движений земной коры для второго положения палетки с учетом линейного тренда:

А-А отрезок линии профиля Хельсинки - Ташкент (изолинии в мм/год); Г-Г отрезок линии профиля Охрид-Печора

Карпато-Балканского региона (1979 а) охватывает очень небольшую территорию, состоящую из мозаики элементов, находящихся на разных стадиях развития земной коры - от платформенной до орогенной.

Для подвижных поясов, как это следует из карты СВДЭК Восточной Европы (1970), изометричность структур нарушается. Структуры третьего ранга (например, для Кавказа) сильно вытянуты с коэффициентом асимметрии примерно 0,2-0,15.

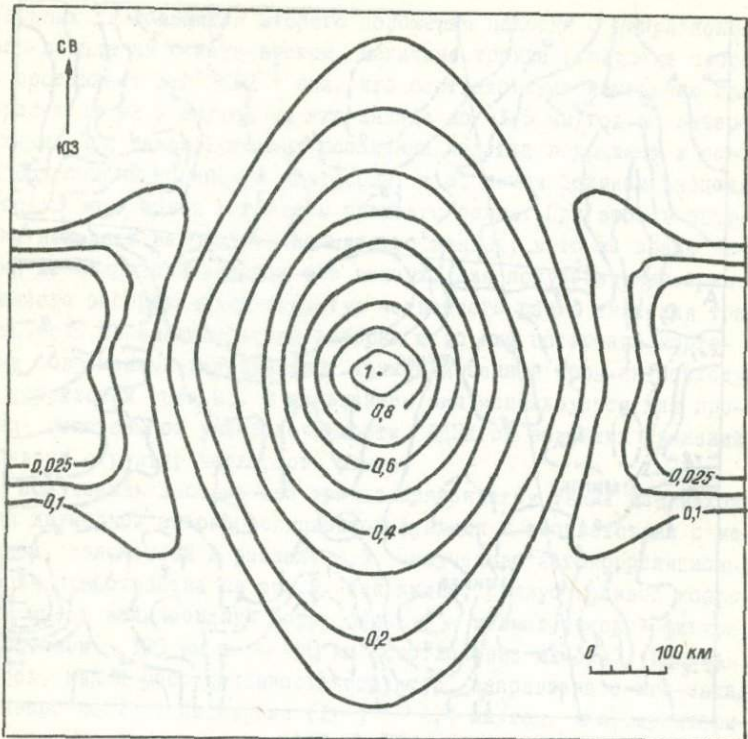


Рис.9. Пространственная автокорреляционная функция для второго положения палетки (изолинии в мм/год)

### 3.3. Относительные движения по разломам и структуры пятого ранга современных вертикальных движений земной коры

Как показано в ряде работ (Борисов и др., 1988; Донабедов, Сидоров, 1972, 1973; Каляев, 1974; Магницкий, Артюшков, 1978; Никонов, 1977; Суботин и др., 1976; Чекунов, Кучма, 1976, 1977), активные разломы являются природными границами для СВДЗК. Естественно, что структурный элемент литосферы, выделяемый в плане разломами первого и второго рангов, а именно литосферный блок,

должен быть одним из структурных элементов на карте СВДЗК. К сожалению, качество анализируемых данных недостаточно для выявления роли отдельных блоков. Некоторые авторы (Былинская, 1974; Гофштейн и др., 1971; "Проблемы изучения...", 1977; Ранцман, 1979, 1982; Якубов, 1988, Ярмухамедов и др., 1979) по материалам ограниченных территорий показали роль литосферных блоков для дифференциализации СВДЗК. В работе Л.Н.Былинской (1974) сделаны оценки скоростей СВДЗК в пределах центральной части Среднерусской возвышенности и западной окраины Окско-Донской низменности по комплексу геолого-геоморфологических и ландшафтных признаков. Этот полигон, целиком лежащий в пределах одного морфоструктурного элемента - Воронежской антэклизы, имеет размер примерно 240х140 км. Для него характерны высокие амплитуды СВДЗК от - 5 до + 9 мм/год, что позволило автору проследить связь различных по величине и знаку движений с геолого-геоморфологическими особенностями. Проведенный в этой работе анализ показал, что распределение зон различных скоростей СВДЗК находится в тесном соответствии с блоковым строением докембрийского фундамента. Каждому блоку отвечает устойчивая зона движения с близкими скоростями. Глубинным разломам соответствуют скачки скорости СВДЗК.

Таким образом, мы можем ввести понятие о структурах СВДЗК пятого ранга, характерные размеры которых определяются размерами литосферных блоков, т.е. имеют порядок 100-150 км. Однако полученный в работе Л.Н.Былинской (1974) вывод относится к конкретному участку структур пятого ранга, и распространение этого вывода на всю платформу или ороген требует специальной проверки.

Нами была проведена статистическая проверка гипотезы о ведущей роли глубинных разломов для СВДЗК на границах структур пятого ранга для различных регионов. Для оценки связи между глубинными разломами и скоростью СВДЗК на карту разломной тектоники СССР (1977) нанесены все имеющиеся нивелировочные пункты с соответствующими значениями скоростей, взятыми с карт СВДЗК Восточной Европы (1970) и Средней Азии (1982). Для пары нивелировочных пунктов, отстоящих друг от друга не далее чем на 50 км, между которыми либо проходит, либо отсутствует глубинный разлом, вычислены разности скоростей СВДЗК по формуле

$$\Delta V_i = |V_i - V_i^*|,$$

где  $V_i$  - значение скорости СВДЗК одного и  $V_i^*$  - другого нивелировочных пунктов пары, мм/год.

По формуле

$$\Delta \bar{V} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta V_i)^2}{n}}$$

вычислены среднеквадратичные значения разности скоростей СВДЗК, где  $\sum_{i=1}^n (\Delta V_i)$  - суммы всех разностей скоростей СВДЗК;  $n$  - их количество.

Таким путем определены среднеквадратичные значения разности скоростей СВДЗК для территорий Восточно-Европейской платформы, складчатых систем Карпат, Кавказа и Средней Азии, участки которых с парными характерными пунктами разделяются глубинными разломами первого и второго рангов ( $\Delta \bar{V}_p$ ). Полученные результаты сопоставлены со значениями разности скоростей СВДЗК для парных характерных пунктов, между которыми нет разломов ( $\Delta \bar{V}_o$ ).

В предположении о случайном распределении ошибки измерений, которая отождествляется с  $\Delta V_o$ , среднеквадратичное значение скачка скорости СВДЗК на разломе составит:

$$\delta V = \sqrt{\Delta \bar{V}_p^2 - \Delta \bar{V}_o^2}$$

При обсуждении получаемых результатов следует, конечно, иметь в виду, что повышенная величина  $\delta V$  отнюдь не означает, что скачок скорости СВДЗК имеется на каждом разломе. Как и все статистические методы, проведенная оценка свидетельствует лишь о том, что скачок скорости имеется на большинстве из них. Однако, если в статистику вошло достаточно много "залеченных" разломов, на которых скачки скоростей отсутствуют, то для активных разломов полученные численные оценки  $\delta V$  окажутся заниженными на  $\sqrt{n_3/n}$ , где  $n_3$  - количество пар, пересекающих залеченные разломы;  $n$  - общее число пар.



Результаты, полученные при оценке связи между глубинными разломами и парными характерными пунктами СВДЗК, приведены в табл. 5, из которой видно, что в пределах Восточно-Европейской платформы пары пунктов без разделяющих их глубинных разломов имеют меньшие среднеквадратичные значения разностей скоростей ( $\Delta \bar{V}_c = 0,9$ ), в то время как разделенные глубинными разломами более высокие ( $\delta V = 1,5$ );  $\Delta \bar{V}_p = 1,2$ .

Получены значения  $\Delta \bar{V}_0 = 1,0$ ;  $\Delta \bar{V}_p = 1,9$  и соответственно  $\delta V = 1,6$  для территории Карпат;  $\Delta \bar{V}_c = 1,3$ ;  $\Delta \bar{V}_p = 3,1$  и  $\delta V = 2,8$  - Кавказа;  $\Delta \bar{V}_0 = 1,4$ ;  $\Delta \bar{V}_p = 3,3$  и  $\delta V = 3,0$  - Средней Азии. Кроме того, отдельно рассмотрены кайнозойские глубинные разломы для территорий Карпат и Кавказа. Получены для них среднеквадратичные значения разности скоростей СВДЗК: соответственно  $\Delta \bar{V}_k = 1,9$ ;  $\delta V_k = 1,6$ ;  $\Delta \bar{V}_k = 3,4$ ;  $\delta V_k = 3,2$ .

Таким образом, разломы выделяют в поле СВДЗК границы структур пятого ранга, которые воздымаются или опускаются как единое целое, создавая при этом скачки скорости на границе блока.

### 3.4. Иерархическая упорядоченность современных, вертикальных движений земной коры

Результаты, полученные при исследовании методом спектрального анализа пространственных характеристик современных движений земной коры (СВДЗК) при статистической проверке гипотезы о ведущей роли глубинных разломов на границах структур СВДЗК пятого ранга, можно свести в табл. 6. Видно, что полученные нами характерные размеры областей движений одного знака для платформенных и орогенных областей составляют иерархическую систему, состоящую из трех уровней (рангов).

Характерные размеры областей СВДЗК третьего ранга, полученные для складчатого пояса, почти в два раза меньше, чем соответствующие размеры для платформы; характерные размеры четвертого и пятого рангов совпадают.

Амплитуды скоростей СВДЗК для структур разного ранга уменьшаются с их размером.

Выявлены обобщенная форма на плоскости областей СВДЗК для структур четвертого ранга на Восточно-Европейской платформе и их упорядоченность в пространстве. Структуры обладают эллипсоидной формой, близкой к изометрической. Большая ось, как и упорядочен-

Т а б л и ц а 5

Оценка связи между глубинными разломами и скоростью  
современных вертикальных движений земной коры

Геоструктурная область	$\Delta \bar{V}_0$ ! без разломов, ! мм/год	$\Delta \bar{V}_p$ ! с разломами, ! мм/год	$\Delta \bar{V}_K$ ! кайнозойской! ! стадии разви- ! тия, мм/год	$\delta V_s$ ! мм/год	$\delta V_K$ ! мм/год
Восточно-Европейская плат- форма: Русская плита	0,9	1,5	-	1,2	-
Складчатая система Карпат	1,0	1,9	1,9	1,6	1,6
Складчатая система Кавказа	1,3	3,1	3,4	2,8	3,1
Средняя Азия	1,4	3,3	-	3,0	-

ность структур, имеет северо-восточное простирание в направлении, близком к транскавказскому.

Т а б л и ц а 6

Пространственные спектральные характеристики  
современных вертикальных движений земной  
коры

Ранг	Характерный размер областей, км	Амплитуда, мм/год	Соответствие тектоническим структурам
По линии Хельсинки-Ташкент			
3	~1500-2000	~7	Платформы
4	~300	~5	Плиты, щиты
5	~100	~2	Антеклизы, синеклизы
По линии Любляна-Чарджоу			
3	~750-900	~5	Геосинклиналь
4	~250-300	Слабо выражена	Складчатые зоны
5	~100	~3	Антеклизы, синеклизы блоки земной коры
По линии Стокгольм-Дубровник			
3	~1500	~6	Платформы и геосинклинали
4	~250-350	~3	Плиты, щиты и складчатые зоны
5	Не выделялись		
По линии Охрид-Печора			
3	~2000	~6	Платформы и геосинклинали
4	~220-350	~3	Плиты, щиты и складчатые зоны
5	~100	~3	Антеклизы, синеклизы, блоки земной коры

Глубинные разломы первого и второго рангов проявляются в современных вертикальных движениях земной коры как в геосинклиналях, так и на платформах. Разница в скоростях современных вертикальных движений по бортам разломов на платформах в 2-3 раза меньше, чем в геосинклинальных областях, а в последних для Карпат в 2 раза меньше, чем для Кавказа (особенно для глубинных разломов кайнозойской стадии развития).

## Г Л А В А 4. ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧНОСТИ

### 4.1. Иерархия сейсмоактивных областей

На основе статистического анализа каталогов землетрясений попытаемся установить характерные размеры сейсмоактивных областей. С этой целью исследовалось распределение землетрясений на площади с помощью статистических методов изучения распределения событий в двумерном пространстве (см. гл. 2). В принципе было бы правильным решать задачу для трехмерного случая, так как анализируемые события характеризуются тремя пространственными координатами (долгота, широта, глубина). Однако ограниченность исходных данных при разделении землетрясений по определенным глубинам привела бы к тому, что количество событий, относящихся к разным глубинам, оказалось бы непредставительным для решения такого рода задач. С другой стороны, на исследуемых территориях основная масса землетрясений приурочена к интервалу глубин 5-15 км (за исключением Балкан), что позволяет трехмерную задачу свести к двумерной.

Для первой грубой оценки характерных размеров сейсмоактивных областей рассмотрим на примере Кавказа решение задачи для одномерного случая. Найдем значение статистики  $N_{r_i} = N_{r_i} / 8\pi r_i \Delta r$ , которая обуславливает распределение расстояний между каждыми парами землетрясений независимо от времени проявления ( $N_{r_i}$  - количество землетрясений, лежащих друг от друга на расстоянии  $r_i$ ;  $r$  - расстояние между двумя землетрясениями, имеющими текущие номера  $i$  и  $j$ ;  $\Delta r$  - интервал дискретизации). Значение  $\Delta r$  примем за 10 км, а  $r_i$  выберем так, чтобы оно изменялось с шагом 10 км. Для нашего случая взяты интервалы 0-10, 10-20, 20-30, ..., 190-200 км. Полученные значения статистики  $N_{r_i}$  для всего региона в виде гистограмм представлены на рис. 10, а (Нурматов и др., 1980), на котором видна неравномерность распределения землетрясений в пространстве. Максимум в интервале  $N_{r_i} = 0-40$  км в 2 раза выше фона, что свидетельствует о том, что размер области активизации составляет порядка 40 км. Но этот рисунок можно интерпретировать двояко. С одной стороны, кажется, что на довольно высоком фоне равномерного распределения землетря-

сейсмий в пространстве существуют небольшие сгущения эпицентров с характерным размером 30–40 км. Поскольку второй пик на гистограмме отсутствует, расстояние между сгущениями больше 200 км. Однако визуальное изучение карт эпицентров показывает, что равномерное распределение основной массы землетрясений не соответствует действительности.

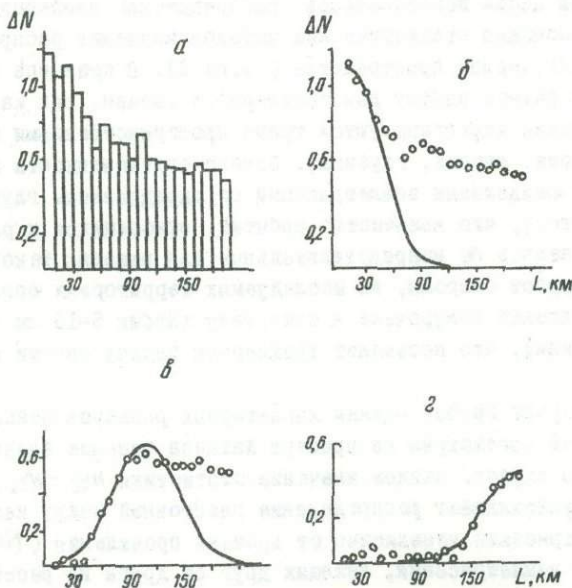


Рис. 10. Распределения средних расстояний между землетрясениями Кавказа:

а – гистограмма распределения  $N_{\tau}$ ; б, в, г – результаты аппроксимации; сплошная линия – распределение Максвелла

Из рис. 10, а видно, что, кроме небольшого сгущения в интервале 0–40 км, имеются незначительные сгущения на расстоянии 90–100 и 150–160 км. Если они произошли за счет существования и активности каких-либо сейсмоактивных единиц, то можно предположить, что первое сгущение с шириной 30–40 км отражает характерные раз-

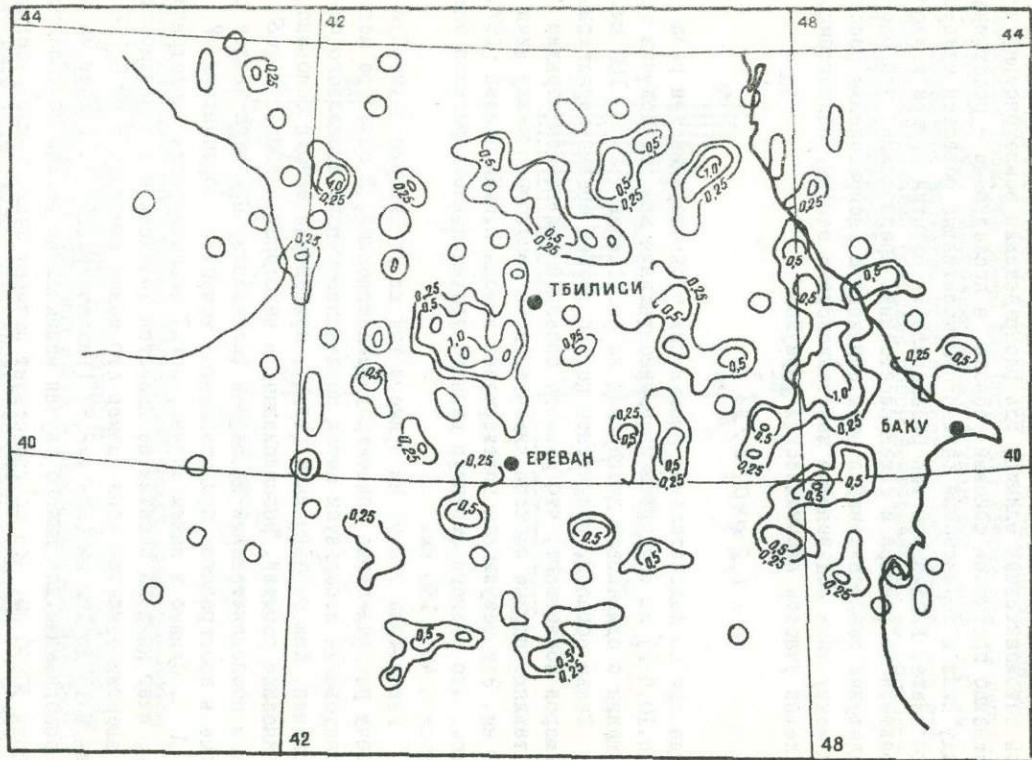
меры сейсмоактивных единиц, где распределения землетрясений существенно превышают фоновый уровень, а последующие – расстояния между ними и характерный размер сейсмоактивных областей следующего ранга. Рассмотрим тип распределения событий внутри каждого характерного размера и самих расстояний. Предположив, что распределения землетрясений в этих единицах и распределения расстояния между ними подчиняются максвелловскому закону, аппроксимируем левый участок аналитической формулой

$$n = 1,2 \exp[-z/34].$$

Тогда при последовательном применении этой операции три раза (рис.10,б-г) мы исчерпаем экспериментальную кривую, получив три сгущения с одинаковой дисперсией на расстоянии  $\sim 100$  км.

Таким образом, результаты первой грубой оценки характерных размеров показывают, что размеры областей наивысшего порядка составляют первые десятки километров, а расстояния между ними 100 км. Эти результаты подтверждают выводы П.Н.Николаева (1978) о том, что размеры структур разного уровня данного региона оцениваются в 40 и 150 км.

Рассмотрим теперь на примере той же территории двумерную задачу распределения эпицентров землетрясений. В качестве метода исследования используем метод последовательного площадного осреднения. Как сказано выше (гл.2), применение метода основано на анализе событий, расположенных в некоторой подобласти  $\Delta S$ , путем последовательной площадной фильтрации. При этом каждое событие в пространстве представляется точкой с координатами  $\varphi$  и  $\lambda$ . Однако в нашем случае, когда анализируются землетрясения, очаг каждого события не является точечным и в зависимости от энергии землетрясения размер его может изменяться от 0,056 км (для  $M=1$ ) до 120 км (для  $M=8,9$ ) (Ризниченко, 1976). Исходя из этого соображения, для нашего случая минимальный размер подобластей выбран 30x30 км, что соответствует размеру очага землетрясения с  $K=16$  (Ризниченко, 1976). В последующих осреднениях размеры подобластей брались равными 60x60, 120x120 км. Полученные результаты осреднения в виде карт распределения удельных плотностей эпицентров представлены на рис.11-12 (Нурматов и др., 1983). Видно, что распределение удельной плотности эпицентров землетрясений

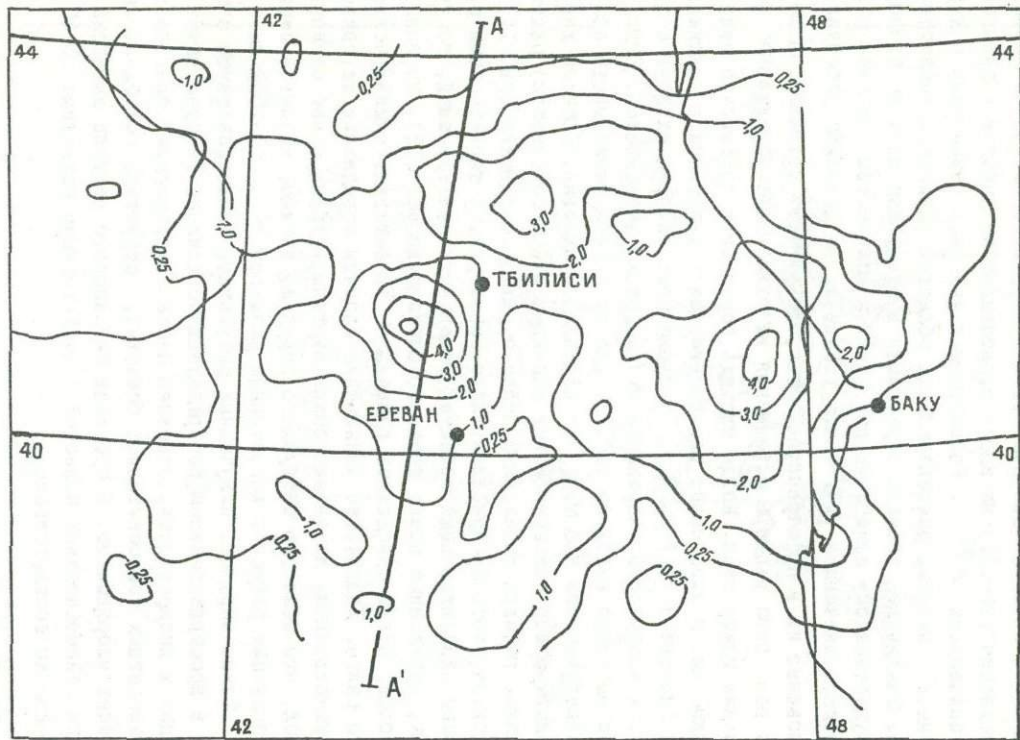




$\Delta N$  в пространстве существенно неравномерно. После первого осреднения (рис. II) на карте вырисовываются участки с повышенными значениями  $\Delta N$ . Размеры этих участков соизмеримы с характерными размерами эпицентральных областей единичных землетрясений. Увеличение площади осреднения в следующем шаге не приводит к существенному изменению положений и количества участков с повышенным значением  $\Delta N$ , что указывает на довольно устойчивое положение их в пространстве. Эта устойчивость сохраняется до тех пор, пока размеры осреднения не охватывают характерное расстояние между ними. Когда площадь осреднения достаточно велика (90x90 км) и охватывает расстояние между участками с максимальным значением  $\Delta N_{max}$ , происходит слияние их друг с другом, и количество участков с  $\Delta N_{max}$  резко уменьшается. Этот процесс наглядно виден из рис. I3, где приведена зависимость количества участков с  $\Delta N_{max}$  от площади осреднения. Если за характерный размер сейсмоактивных единиц наивысшего (пятого) ранга принять размеры выделенных после первого осреднения (рис. II) участков, которые приблизительно соизмеримы с характерными размерами эпицентральных областей отдельных землетрясений, то участки, выделенные после третьего осреднения (рис. I2), по всей видимости, будут определять размеры сейсмоактивных единиц четвертого ранга. Дальнейшее увеличение площади осреднения не приводит к существенному изменению общей картины, откуда можно сделать вывод, что областью следующего порядка, видимо, является весь исследуемый регион с характерным размером  $\sim 800-1000$  км.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что в пространственном распределении сейсмичности существует тенденция к дискретности. Основная масса землетрясений проявляется в конкретных сейсмоактивных областях, структура последних иерархически упорядочена. В пределах Кавказского региона выделены два ранга сейсмоактивных областей с характерными размерами 30-40 и 150-250 км соответственно.

Рис. II. Карта удельных плотностей эпицентров землетрясений Кавказа (сейсмоактивные области пятого ранга)



#### 4.2. Оценка характерных размеров сейсмоструктур некоторых регионов альпийского пояса

Как показали результаты предыдущего раздела, в пространственном распределении сейсмичности Кавказского региона обнаруживается ранговая структура сейсмоактивных областей. Однако возникает ряд вопросов, имеющих как методический, так и научный характер: во-первых, насколько общим является выбранный методический подход для исследования закономерностей проявления сейсмичности, во-вторых, подтверждаются ли полученные для Кавказского региона результаты для других весьма сложных по геолого-тектоническим особенностям регионов, в-третьих, насколько устойчиво во времени пространственное положение областей сейсмической активизации.

С целью получения достоверных ответов на возникшие вопросы исследуем спектральные пространственные характеристики сейсмичности некоторых регионов альпийского пояса, для которых имеются достаточно полные сейсмостатистические данные как за прошлые века, так и за последнее столетие. В качестве таких регионов выбраны Балканы, Средняя Азия и другие прилегающие к ним территории.

Исследованы спектральные пространственные характеристики регионов по предложенной нами методике (Нурматов и др., 1983). Применение для вычислений ЭВМ позволило получить более детальную картину распределения эпицентров землетрясений. В каждом осреднении с помощью различных по размеру фильтров (площадей осреднения) удельная плотность эпицентров подсчитывалась для каждого квадрата площади  $15 \times 15$  км по формуле

$$\Delta N_{\Delta S_{i,j}} = \sum_{k=i-m}^{i+m} \sum_{l=j-m}^{j+m} N_{k,l} / (2m+1)^2,$$

где  $\Delta N_{\Delta S_{i,j}}$  — суммарное количество землетрясений на площади осреднения;  $i, j$  — номер площади осреднения по долготе и широте;  $(2m+1)^2$  — площадь осреднения, т.е. количество участков размером  $15 \times 15$  км на площади фильтра. При этом минимальный размер площади осреднения равнялся  $30 \times 30$  км, а последующие изменялись с шагом 15 км, т.е.  $45 \times 45$ ,  $60 \times 60$ , ... В общей сложности для каждого из регионов прове-

Рис.12. Карта удельных плотностей эпицентров землетрясений Кавказа (сейсмоактивные области четвертого ранга)

дено по 25 осреднений, и на основе полученных результатов построены карты распределения удельных плотностей эпицентров землетрясений. Для первого случая использованы данные за период с 1900 по 1969 гг. для Балканского региона, с 1962 по 1977 гг. — для Средней Азии.

Как сказано в гл.2, характерные размеры сейсмоактивных областей определяются по масштабу осреднения, при котором происходит резкое слияние участков со значением  $\Delta N_{\max}$ . График зависимости количества участков с  $\Delta N_{\max}$  от площади осреднения для

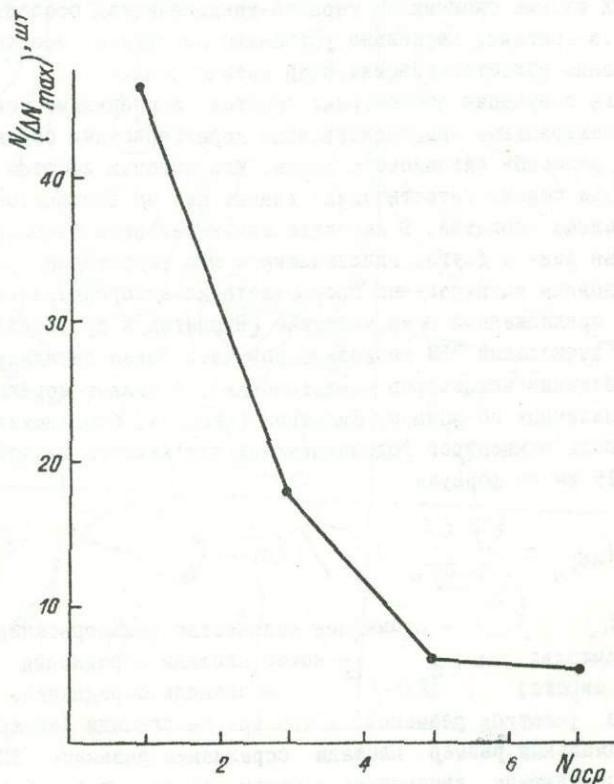


Рис.13. Зависимость  $N_{\Delta N_{\max}}$  от последовательности осреднения ( $N$ ) для Кавказского региона

Балканского региона приведен на рис.14. Как видим, на графике имеется два резких перелома, соответствующих пятому и десятому осреднению. Это свидетельствует о том, что в пределах региона в пятом и десятом осреднениях выделяются сейсмоактивные области четвертого и третьего рангов. При этом за характерный размер структур наивысшего ранга, как и в предыдущем параграфе, принимался результат, полученный после первого осреднения (рис.15). Карты удельных плотностей эпицентров землетрясений, соответствующие 1,5 и 10 осреднениям, представлены на рис.15,16.

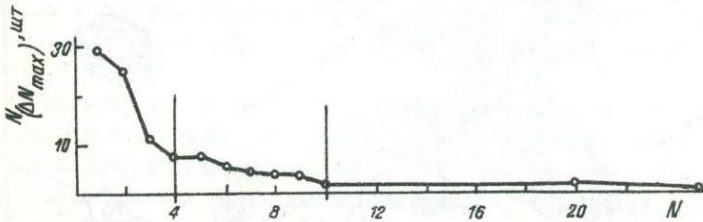
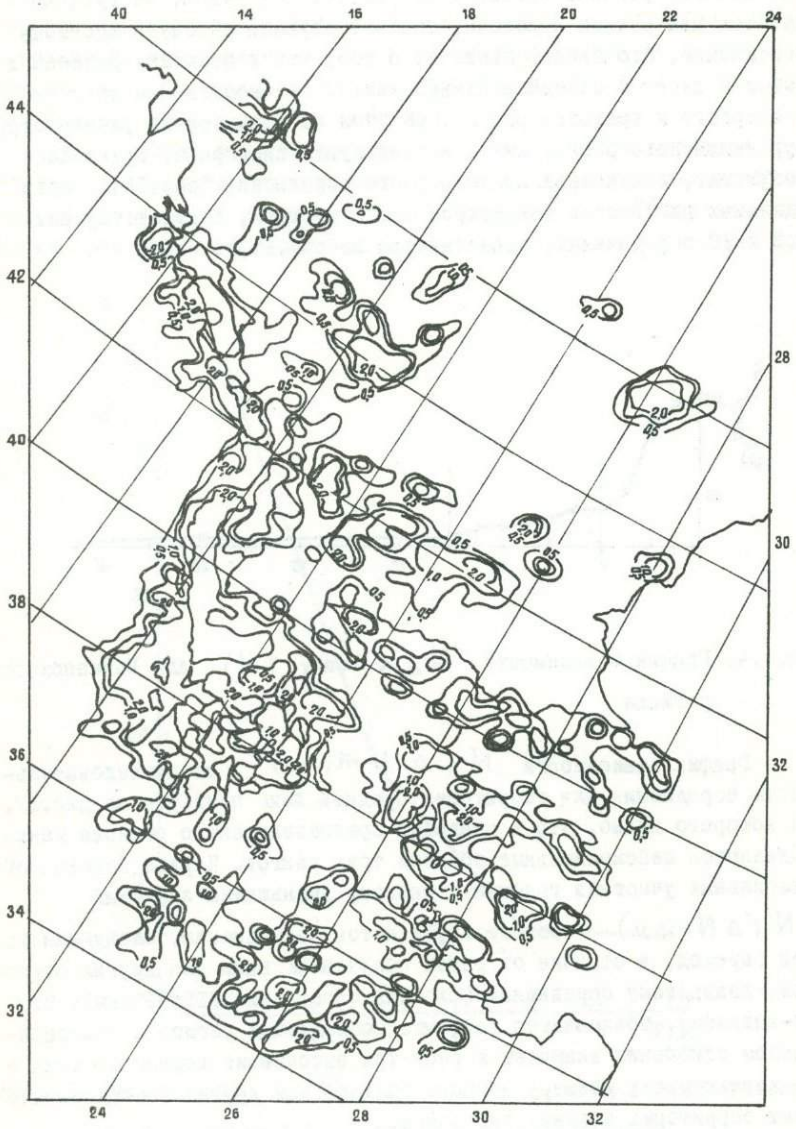


Рис.14. График зависимости  $N(\Delta N_{\max})$  ( $N$ ) для Балканского региона

График зависимости  $N(\Delta N_{\max})$  от последовательности осреднения для территории Средней Азии приведен на рис.17, из которого видно, что в пределах Среднеазиатского региона также выделяются сейсмоактивные области трех рангов. Первый переход от стабильных участков графика к резкому уменьшению значений

$N(\Delta N_{\max})$  соответствует пятому осреднению, следующий такой переход, в отличие от ранее полученных нами для других регионов, — двадцатому осреднению (площадь осреднения  $315 \times 315$  км). Это по-видимому, объясняется тем, что исследуемый регион в орографическом отношении включает в себя три высочайшие горные системы и по характерному размеру намного больше, чем другие исследованные нами территории альпийского пояса.



Таким образом, по принятому условию, схемы удельных плотностей эпицентров, соответствующих местам перелома графика зависимости  $N_{\Delta} N_{max}(n)$  (рис.18-19), принимаем за основу для выделения характерных размеров сейсмоактивных областей четвертого и третьего рангов. На рис.18,19 представлены сейсмоактивные области четвертого и пятого рангов.

Исследуем теперь устойчивость пространственного положения сейсмоактивных областей во времени. С этой целью для Балканского региона на основании исторических данных (до 1900 г.) составлена карта удельных плотностей эпицентров землетрясений (рис.16, области проявления исторических землетрясений заштрихованы). Рисунок со всей очевидностью показывает, что места, которые были активными в прошлом, остались такими и в настоящее время, хотя в отдельных местах наблюдается некоторое смещение активности в сторону.

Рассмотрим решение этого вопроса для территории Средней Азии. Как было сказано выше, для определения спектральных пространственных характеристик сейсмичности Средней Азии в качестве исходных данных приняты параметры землетрясений, происшедших за 1962-1977 гг. Однако оценки характерных размеров сейсмоактивных областей на основе только 15-20-летних данных могут привести к существенным ошибкам, поскольку пространственное положение сейсмоактивных областей может изменяться со временем. Особенно важно определить, в какой степени такая частичная совокупность данных отражает общую совокупность землетрясений в целом и по всем их координатам. В литературе имеются многочисленные утверждения о том, что сильные землетрясения региона возникают в тех зонах, где проявляются слабые (Губин, 1960; Пономарев и др., 1976). Мы посчитали целесообразным провести специальные исследования. Для этого была составлена схема удельных плотностей эпицентров на основе сильных землетрясений ( $M \geq 4,0$ ), происшедших с 1880 по 1974 гг. Результат осреднения соответствует пятому и принят за основу для выделения характерных размеров сейсмоактивных областей четвертого ранга (рис.20). Простое сопоставление этих результатов с приведенными на рис.19

Рис. 15. Карта удельных плотностей эпицентров землетрясений Балканского региона (сейсмоактивные области пятого ранга)

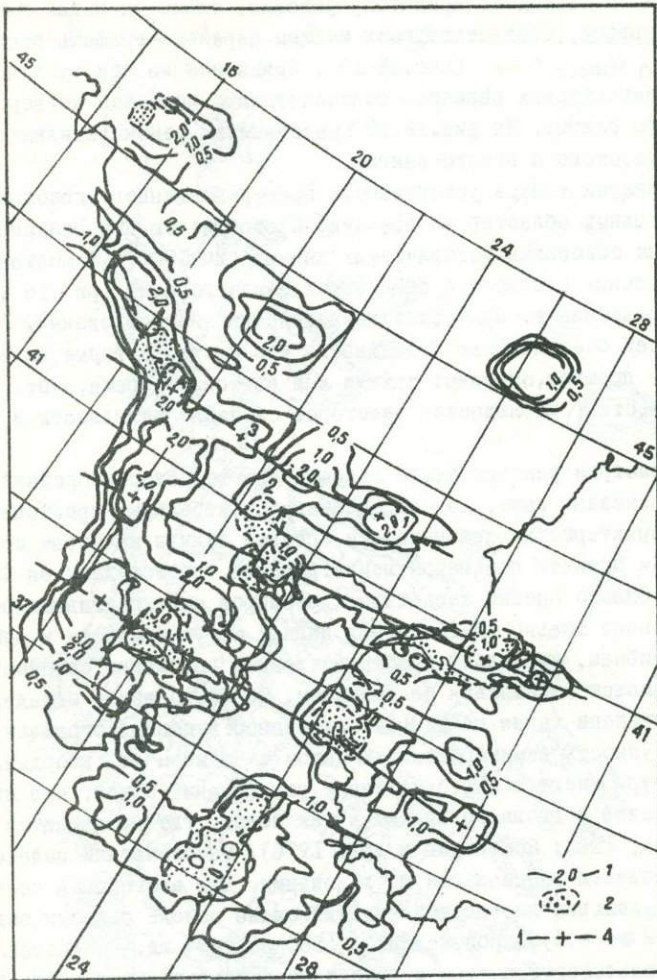


Рис.16. Карта удельных плотностей эпицентров землетрясений Балканского региона (сейсмоактивные области четвертого ранга):  
 I - изолинии удельных плотностей эпицентров землетрясений; 2 - сейсмоактивные области, выделенные по историческим данным; 3 - субширотные полосы сейсмичности; 4 - сейсмоактивные области, в пределах которых исследована миграция эпицентров землетрясений



показывает, что географическое положение сейсмоактивных областей, полученное на основе исторических данных с незначительными вариациями, соответствует современным. Таким образом, оценивая результаты в целом, с достаточной уверенностью можно утверждать, что иерархическая структура сейсмичности характерна для всех исследуемых регионов. В пределах этих регионов выделяются сейсмоактивные области трех рангов:

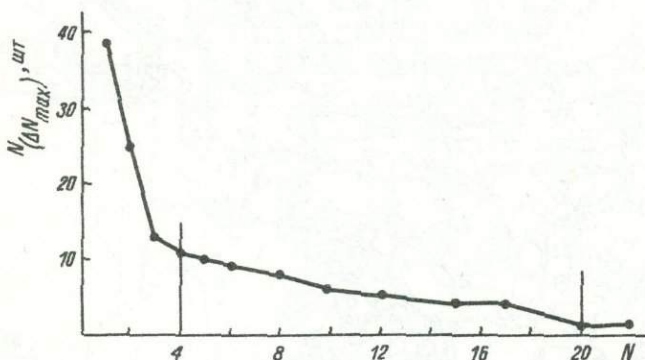


Рис. 17. График зависимости  $N_{\Delta N \bar{m}ax} (N)$  для Средней Азии

1) соизмеримые с эпицентрными областями единичных землетрясений; характерный размер порядка нескольких десятков километров;

2) с характерным размером  $\sim 150-200$  км;

3) с характерным размером  $\sim 1000$  км.

Пространственные положения выделенных сейсмоактивных областей устойчивы во времени.

Возникает вопрос, являются ли выделенные нами три уровня сейсмоактивных областей предельными или в природе сейсмичности существуют области более высоких масштабных уровней. С этой целью анализируем рис. 21 и 22. Хотя приведенные на этих рисунках данные не претендуют на высокую точность, тем не менее вполне достаточны для получения хотя бы качественных представлений о крупномасштаб-

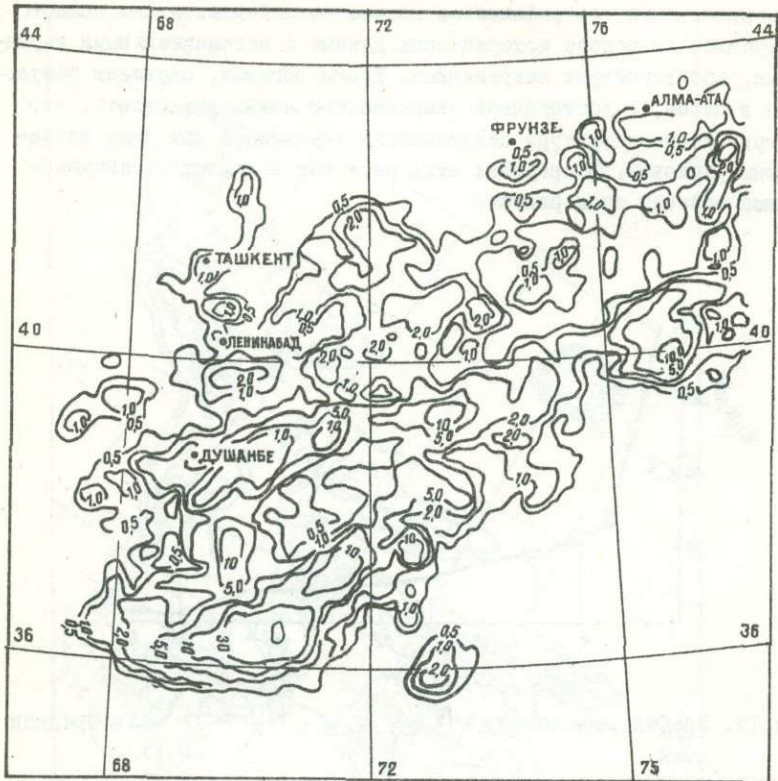


Рис. 18. Карта удельных плотностей эпицентров землетрясений Средней Азии (сейсмоактивные области пятого ранга)

ных характеристиках сейсмичности. Как видно из рис. 21, тенденция дискретности в пространственном распределении сейсмичности обнаруживается и в масштабе всей Земли в целом. На карте отчетливо вырисовываются крупномасштабные области сейсмичности, характерные размеры которых в 2-3 раза больше сейсмоактивных структур третьего ранга. Например, территории Италии, Балкан, Кавказа, а также других прилегающих стран (Турция, Иран) составляют

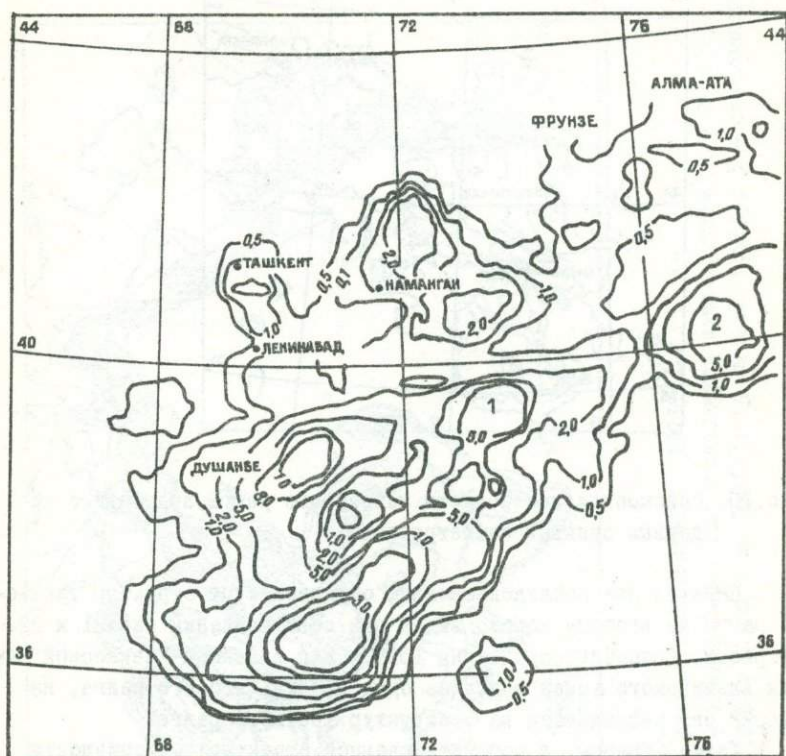


Рис.19. Карта удельных плотностей эпицентров землетрясений Средней Азии (сейсмоактивные области четвертого ранга):  
1 и 2 - сейсмоактивные области, для которых построены круговые гистограммы

единую сейсмоактивную область более крупного размера (порядка  $2-4 \cdot 10^3$  км). В ряде случаев выделяются области более мелких масштабов, которые по размеру соответствуют третьему рангу.

По всей вероятности, из-за различия в уровнях сейсмической активности разных участков на анализируемой карте в одних случаях выделяются структуры третьего, в других - второго ранга.

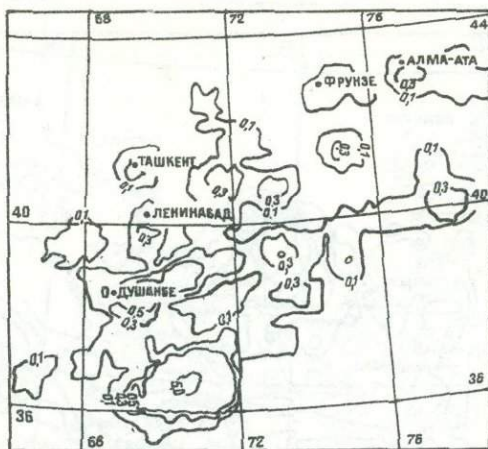


Рис.20. Сейсмоактивные области четвертого ранга, выделенные по данным сильных землетрясений

Переход при последовательном осреднении от структур третьего ранга ко второму хорошо виден при сопоставлении рис.21 и 22. На рис.21 (площадь осреднения  $10 \times 10^6$ ) для Аппенино-Кавказской части Альпийского пояса выделена одна область второго ранга, на рис.22 она распадается на 5 структур третьего ранга.

Таким образом, в пространственной структуре сейсмичности можно выделить по крайней мере еще два ранга сейсмоактивных областей. Если в качестве четвертого ранга примем участки с характерным размером  $2-4 \cdot 10^3$  км, то к низшему рангу сеймоструктур будет относиться вся поверхность Земли с характерным размером  $4 \cdot 10^4$  км.

#### 4.3. Сейсмоактивные области и полосы сейсмичности (сейсмолинементы)

Основная масса землетрясений в пределах всех исследуемых регионов проявляется в определенных сейсмоактивных областях (см. разделы 5.1, 5.2). Визуальное изучение карт удельных плотностей эпицентров землетрясений показывает, что форма их близка к изо-

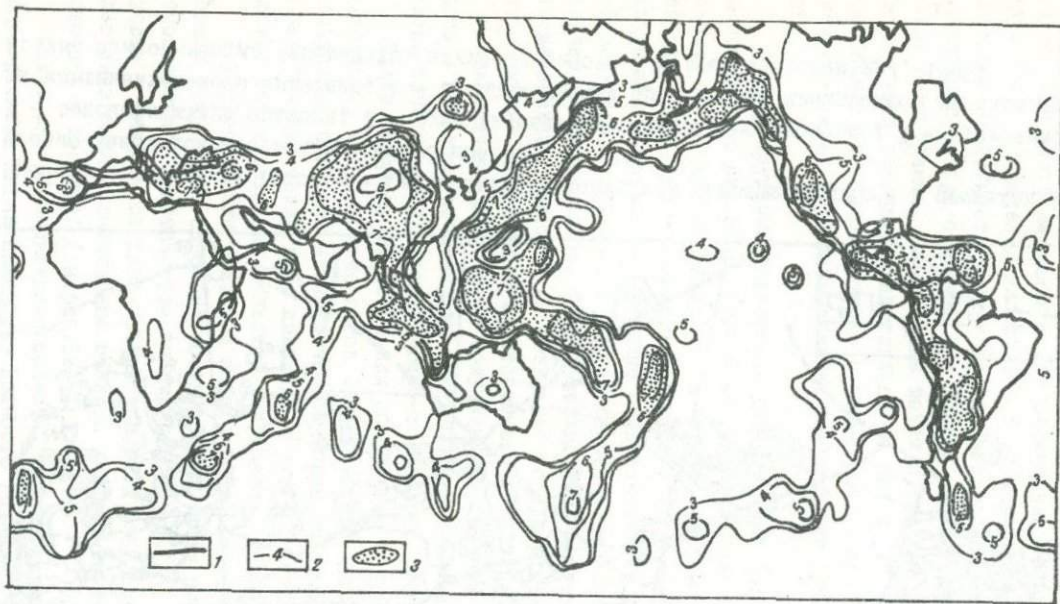


Рис. 21. Карта сейсмичности мира по данным Dubourdien, 1973):

1 - границы континентов; 2 - границы зон, где проявляются землетрясения с  $M \geq 8$  (7);  $M \geq 7,9$  (6);  $7,4 \leq M \leq 7,9$  (5);  $6,9 \leq M \leq 7,4$  (4);  $6,4 \leq M \leq 6,9$  (3); 3 - сейсмоактивные области

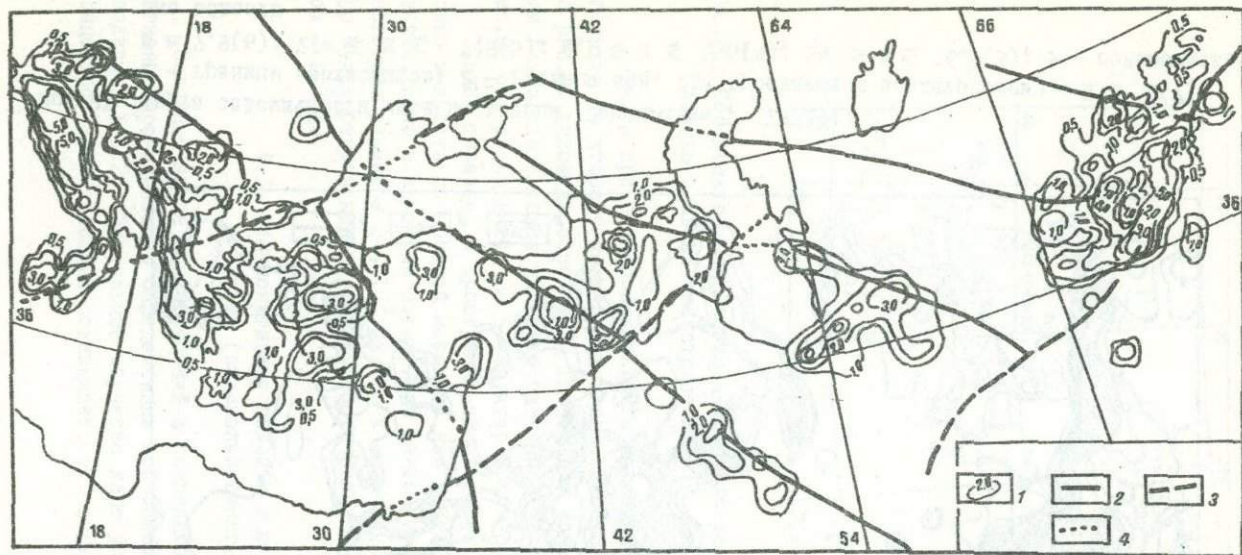


Рис.22. Пространственное расположение сейсмоактивных областей четвертого ранга в пределах Апеннинско-Азиатской части Альпийского пояса:

1 - сейсмоактивные области; 2 - суперлинеаменты глобального значения; 3 - суперлинеаменты континентального значения; 4 - предполагаемое продолжение линеаментов на акваториях (схема тектонических линеаментов взята из работы А.М.Афанасьевой и др., 1980)

метрической. Это условие проверялось путем построения круговых гистограмм распределения эпицентров внутри областей четвертого ранга. Для этого находились географические координаты центров областей и в пределах изолиний 0,5 от максимума значений определялась зависимость количества землетрясений от азимута относительного центра области. Был выбран шаг  $15^{\circ}$  по азимуту. Круговые гистограммы, построенные таким путем для трех областей Кавказского региона, представлены на рис.23,А. Видно, что распределение эпицентров близко к изометрическому, хотя каждый из графиков имеет по два выделенных направления суб- и транскавказское.

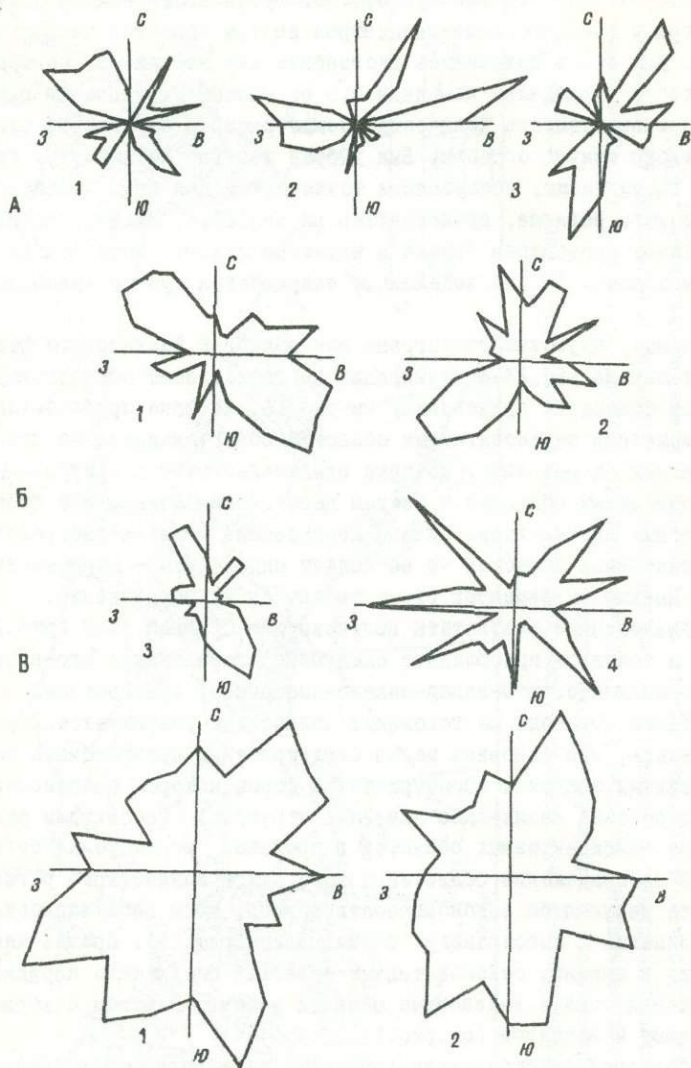
Пример круговых гистограмм для областей Балканского региона показан на рис.23,Б. Нумерация на гистограмме соответствует номерам областей, приведенных на рис.16. На фоне приблизительной изометрии сейсмоактивных областей обнаруживаются по два преобладающих направления, которые свидетельствуют о приуроченности сейсмоактивных областей к местам пересечения каких-либо геотектонических линейаментов. Однако наблюдаемая картина распределения сейсмоактивных областей не позволяет определить - пересечение каких именно линейаментов ответственно за их образование.

Аналогичные результаты получены для Средней Азии (рис.23,В). Здесь в основном преобладают следующие направления: юго-восток-северо-западное, юго-запад-северо-восточное, субширотное.

Таким образом, на основании полученных результатов можно утверждать, что основная масса землетрясений приурочена к сейсмоактивным областям изометрической формы, которые расположены на пересечении каких-либо линейных структур. Рассмотрим распределение сейсмоактивных областей в пределах исследуемых регионов.

В распределении областей пятого ранга Кавказского региона уловить какую-либо закономерность трудно, хотя неслучайность их расположения в пространстве очевидна (см.рис.11). Прежде чем приступить к анализу сейсмоактивных областей следующего порядка, для облегчения ссылок выделенные области условно назовем северной, восточной и западной (см.рис.12).

Северная сейсмоактивная область, расположенная в районе центральной части мегантиклинория Большого Кавказа с преобладающим субширотным направлением, начинается с Южно-Кавказского прогиба, косо пересекает мегантиклинорий Большого Кавказа и выходит к по-





бережью Каспийского моря, занимая южную часть Терско-Кумского прогиба.

Восточная область имеет центр в районе Шемахинской эпицентральной области и характеризуется более высоким значением удельной плотности ( $\Delta N = 4,0$ ). Преобладающим направлением области кажется транскавказское ( $\sim 200$  км), но с учетом участков, расположенных в районе Каспийского моря, размер области в субкавказском направлении также доходит до 250-300 км.

Западная область в отличие от остальных характеризуется более изометричной формой. Линейный размер ее около 150 км. Она включает в себя Ахалкалакскую эпицентральный область и прилегающие территории. По утверждению отдельных авторов, сейсмическая деятельность этой части региона связана с наличием Транскавказского поперечного поднятия и ряда глубинных разломов субкавказского направления, которые пересекают это поднятие (Рейснер, 1980).

Проанализируем теперь распределение сейсмоактивных областей в пределах Балканского региона (рис.16). Как видно, основные сейсмоактивные области региона, располагаясь вдоль определенных направлений, в плане образуют цепочки сейсмичности (сейсмолинеаменты). В пределах региона можно обнаружить цепочки, вытянутые по двум направлениям: вдоль побережья Адриатического моря в северо-запад-юго-восточном и субширотном. На рис.16 зоны одного направления соединены между собой пунктирными линиями, центры зон обозначены крестиками.

Тенденция к выстраиванию сейсмоактивных областей в линейно направленные цепочки сейсмичности еще более наглядно наблюдается в Средней Азии (см.рис.19,20). Здесь обнаруживается несколько таких полос (цепочек) восток-северо-восточного и меридионального простираний. С юга на север можно отметить следующие цепочки сейсмичности восток-северо-восточного простирания:

Рис.23. Круговые гистограммы распределения эпицентров землетрясений внутри сейсмоактивных областей четвертого ранга:  
 А - для Кавказа: 1 - западной, 2 - северной, 3 - восточной;  
 Б - для Балканского региона: 1,2,3,4 см на рис.16;  
 В - для Средней Азии: 1,2 см.рис.19

1. Памиро-гиндукушская полоса сейсмичности шириной более 120-140 км и длиной около 500 км, расположена в пределах одноименной орогенной системы. На юго-западе цепочка приурочена к зоне глубинных разломов Восточного Гиндукуша, далее в северо-восточном направлении, пересекая ряд горных хребтов, северной границей выходит к зоне Южно-Тянь-Шаньского глубинного разлома. Зона характеризуется наибольшей концентрацией эпицентров землетрясений. Удельная плотность эпицентров в юго-западной части зоны наибольшая ( $\Delta N = 50$  ед.), далее постепенно уменьшается к северо-востоку, где составляет 5,0 ед. и менее. Сейсмическая активность зоны в основном связана с глубокофокусными землетрясениями, которые составляют 80-90% общего их количества.

2. Памиро-алайская полоса сейсмичности с преобладающим субширотным простираанием приурочена к зоне перехода от Тяньшаньской орогенной системы к Памиру. Эта огромная полоса сейсмичности, начинающаяся в южной части Гиссарского хребта и входящая восточной границей в пределы КНР, характеризуется длиной более 700 км и шириной  $\sim 150-200$  км, высокой удельной плотностью эпицентров, в основном коровых землетрясений. По простираанию зона сложена из нескольких сейсмоактивных областей четвертого ранга. Одна из них расположена южнее Вахш-Сурхаб-Кызылсуйского глубинного разлома с центром на южном склоне хребта Петра Первого. Область удлинена в субширотном направлении, линейный размер ее около 200 км при ширине 100-120 км. С этой областью связано катастрофическое Хаитское землетрясение 1949 г.

Следующая сейсмоактивная область включает в себя участки, расположенные на юго-западном склоне Алайского хребта. В пределах зоны известны проявления катастрофических землетрясений (например, Улугчатское 1955 г.).

Третья сейсмоактивная область расположена в зоне перехода от Тяньшаньской системы к Таримской платформе. По характерному размеру данная область больше предыдущей, а по форме близка к изометрической. С областью связано катастрофическое Кашгарское землетрясение 1902 г.

Кроме описанных выше областей, в пределах цепочки можно отметить несколько участков со значительной концентрацией эпицентров, но на общем фоне удельных плотностей эпицентров других областей они не выделяются как отдельные сейсмоактивные области. Это участ-

ки, расположенные между Кашгарской и Улугчатской сейсмоактивными областями, и район Каратагского землетрясения.

3. Северотяньшаньская полоса сейсмичности выделяется не очень четко. Она включает в себя неярко выраженные области Северного Тянь-Шаня (Фрунзенская и Алма-Атинская сейсмоактивные области), а также Ташкентскую и Чаткальскую сейсмоактивные области Среднего Тянь-Шаня. Хотя по конфигурации изолиний удельных плотностей эпицентров землетрясений они не входят в единую цепочку сейсмичности, но дальнейшие анализы временных закономерностей проявления землетрясений дали возможность рассматривать их как единую полосу сейсмичности субширотного простирания.

Среди сейсмоактивных цепочек меридионального простирания можно отметить Ташкентско-Ленинабадскую и Чаткальско-Улугчатскую. Первая цепочка протяженностью около 400 км и шириной более 100 км включает в себя Ташкентскую, Ленинабадскую и Хаитскую сейсмоактивные области четвертого ранга. Ко второй цепочке относятся Чаткальская, Андижанская, Улугчатская и Сарезская сейсмоактивные области четвертого ранга. Данная цепочка сейсмичности имеет неярко выраженную дугообразную форму и пересекает весь исследуемый регион.

Приведенные результаты свидетельствуют о том, что в пространственном распределении сейсмичности, кроме тенденции к дискретности, существует и тенденция к линейности. Изометричные по форме сейсмоактивные области, объединяясь в плане, образуют сейсмолинеаменты соответствующего ранга.

Рассмотрим тенденцию к линейности в пространственном распределении сейсмоактивных областей более мелких рангов (рис. 21). Видно, что каждая изометричная по форме сейсмоактивная область соответствующего ранга составляет часть сейсмолинеамента более крупного масштабного уровня. При этом направления их разнообразны. Вся земная поверхность разбита сетью сейсмолинеаментов различных направлений и протяженностей. На фоне наинизшего ранга сейсмолинеаментов Земли - глобальных поясов сейсмичности можно отметить ряд цепочек сейсмичности более мелкого масштаба. При этом наиболее сейсмоактивные области приурочены к местам пересечения систем сейсмолинеаментов разных направлений.

Известно, что образования крупномасштабных поясов сейсмичности связаны с глобальным развитием Земли. С позиции гипотезы тек-

тоники плит образование глобальных поясов сейсмичности, а также формирование современного структурного плана нашей планеты определяются движением и взаимодействием крупных, достаточно жестких литосферных плит, микроплит, мегаблоков и более мелких структурных единиц. Территориально крупномасштабные сейсмолинеamentы приурочены к границам этих структурных особенностей земной коры и более глубоких частей, особенно к зонам их поглощения и наращивания. Действительно, факты, подтверждающие повышенную тектоническую активность этих зон, многочисленны. В частности, сильно-расчлененный рельеф горно-складчатых сооружений, срединноокеанических хребтов, значительная магматическая деятельность, наличие повышенного теплового потока в зонах океанических рифтовых поясов и др. являются подтверждением высокой активности именно границ или зон контактов литосферных плит (Зоненшайн, Савостин, 1979). Установленная господствующая роль однотипных напряжений в очагах землетрясений, расположенных вдоль протяженных поясов сейсмичности, в частности, господство растягивающих напряжений в зонах наращивания (Мишарина, 1967) и напряжений сжатия в зонах субдукции (Балакина и др., 1972) является достаточным аргументом для утверждения того, что образование глобальных поясов сейсмичности прямо зависит от общих геодинамических процессов, охватывающих всю Землю в целом.

Попробуем с точки зрения пространственного дуализма, т.е. сочетания изометрии и линейности, проанализировать образование изометричных по форме сейсмоактивных областей и их ранговую соподчиненность. По принятой методике (см. гл. 2) каждый следующий масштабный уровень выделяется путем последовательного площадного осреднения участка сети областей предыдущего ранга. Судя по полученным результатам, совокупность сейсмоактивных областей каждого масштабного уровня в плане образует систему разнонаправленных сейсмолинеamentов. При этом каждый ранг сейсмоактивной области приурочен к месту пересечения сейсмозон предыдущего уровня. Так как тенденция изометрии и линейности характерна для областей всех рангов, то каждое осреднение сейсмозон дает нам определенную изометрическую область соответствующего ранга. Если в качестве наименьшего (нулевого) ранга сейсмозон выступают глобальные пояса сейсмичности, осреднение по ним дает минимальный ранг изометрии (вся поверхность Земли), предыдущим рангом изо-

метричных областей является пересечение этих зон. Очевидно, что эти изометричные области по нашей классификации относятся к первому рангу.

Таким образом, в пространственной структуре сейсмичности можно выделить по крайней мере пять рангов сейсмоактивных областей и соответствующих им сейсмозон (табл. 7).

Т а б л и ц а 7

Шкала характерных размеров сейсмоактивных областей

Ранг сейсмоактивной области	! Характерный размер, км
I	$\sim 4 \cdot 10^4$
II	$\sim 0,2-0,4 \cdot 10^4$
III	$\sim 0,8-1 \cdot 10^3$
IV	$\sim 1,5-2,5 \cdot 10^2$
V	$\sim 3-4 \cdot 10^1$

Ранги сейсмозон вводятся естественным образом: пересечение сейсмозон К-го ранга дает К-й ранг изометрических сейсмоактивных областей. Таким образом, наивысший ранг сейсмозон — это разломы земной коры, а низший — глобальные сейсмические пояса. Вопрос о том, можно ли отождествлять сейсмозоны I-го и 2-го рангов с какими-либо тектоническими или геолого-геоморфологическими линейными элементами, будет рассмотрен ниже.

## Г Л А В А 5. ВРЕМЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧНОСТИ

## 5.1. Связь пространственных размеров сейсмоактивных областей со временем их активизации

Известно много фактов, свидетельствующих о том, что сейсмическая активность регионов не постоянна во времени. Для отдельных из них найдена периодичность активизации с разными характерными временами (от единиц до сотен лет). Вместе с тем кажется весьма вероятным, что сейсмоактивные области разного масштабного уровня должны иметь разные характерные времена активизации. В этой связи, приняв выделенные в предыдущей главе размеры сейсмоактивных областей за основу, исследуем характерные времена их активизации. Следует упомянуть, что под характерным временем активизации подразумевается время, проходящее от максимума сейсмической активности объекта до возвращения его к среднему фоновому уровню.

Как было сказано выше, размер областей пятого ранга соизмерим с размером очагов отдельных землетрясений. Поэтому для оценки времени их активизации достаточно проследить за временной (афтершоковой) последовательностью отдельных землетрясений. Известно, что возникновение афтершоков связано со снятием остаточных напряжений в гипоцентральной области сильного землетрясения. Наблюдения за последовательностью афтершоков показывают, что этот процесс во времени имеет затухающий характер и является функцией накопленного напряжения. По теории афтершоков (Бенъофф, 1961), суммарное остаточное напряжение, снятое в результате последующих толчков, пропорционально сумме корней квадратных из энергии всех афтершоков, происшедших в интервале от начала серии до момента  $t$ . Изменение во времени обычно определяется по формуле (Пшенников, 1965)

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-\alpha t),$$

где  $\sigma$  - напряжение;  $\sigma_0$  - напряжение в момент  $t = 0$ ;  $\tau = 1/\alpha$  определяет характерное время релаксации остаточных напряжений.

Изменения относительного напряжения  $S$  последовательности афтершоков во времени для Среднебайкальского и Калифорнийского землетрясений получены К.В.Пшенниковым (1965) по формуле

$$S = \sum_{i=k}^n \sqrt{E_i} / \sum_{i=1}^n \sqrt{E_i},$$

где  $k$  - число афтершоков в интервале времени  $t-t_0$ ;  $E_i$  - энергия сейсмических волн для отдельного афтершока.

Для Калифорнийского землетрясения  $\tau_k = 92,4$  сут, для Среднебайкальского  $\tau_c = 84,0$  сут. На рис.24 приведены изменения

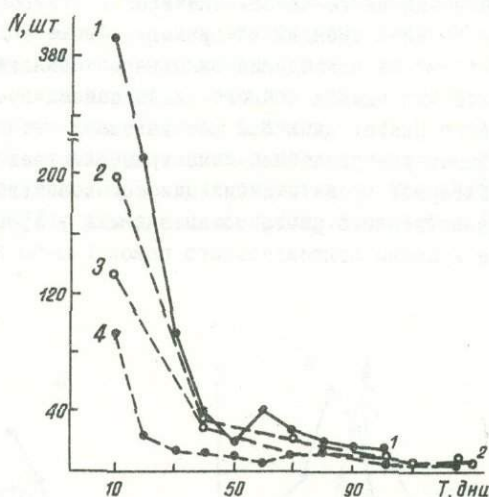


Рис.24. Изменения количества последующих толчков во времени: 1 - Ташкентское землетрясение (Уломов, Уломова, 1971); 2 - Дагестанское землетрясение; 3 - землетрясения в Имаити (Хигивара, Касахара, 1861); 4 - Байкальское землетрясение (Хованова, 1961)

во времени количества последующих толчков для ряда коровых землетрясений (Ташкентского, Дагестанского, Байкальского, в Имаити). Как видим, основная часть афтершоков также проявляется в течение нескольких месяцев.

Итак, оценивая установленные факты в целом, за характерное время афтершоковой активности можно принять несколько недель или первые месяцы, что и определяет характерное время активизации сейсмоактивных областей пятого ранга.

Оценка характерного времени активизации сейсмоактивных областей четвертого ранга проводилась методом наложения эпох. Для каждой области исследовалось распределение количества землетрясений по годам. После скользящего осреднения, предназначенного для снятия высокочастотной части спектра, являющейся случайной составляющей, получено три графика, каждый из которых имеет значимый тренд. Предполагая, что причина его заключается в улучшении качества наблюдений со временем, мы убрали тренд в виде линейного авторегрессионного члена. Оказалось, что периоды активизации в каждой области смещены во времени. Кроме того, из-за ограниченности интервала наблюдений ни одна из областей не была представительной для оценки полного цикла сейсмичности данного пространственного ранга. Цикл был восстановлен путем смещения и наложения графиков распределения землетрясений трех областей (рис.25). Характерное время активизации сейсмоактивных областей данного пространственного ранга можно оценить в 15–20 лет, оно намного меньше времени относительного покоя (40–50 лет).

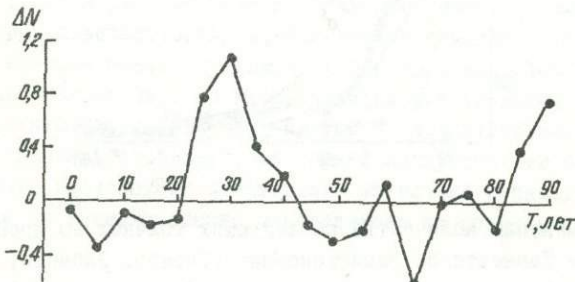


Рис.25. Характерное время активизации сейсмоактивных областей четвертого ранга Кавказского региона



Произведем аналогичную оценку на примере сейсмоактивных областей Балканского региона. Так как размеры областей пятого ранга соизмеримы для всех изучаемых регионов и характерное время их активизации оценивалось выше, в дальнейшем их рассматривать не будем.

Как было сказано (см.4.2), в пределах региона основные сейсмоактивные области четвертого ранга имеют два направления: СЗ-ЮВ и субширотное. Поэтому оценка характерных времен активизации для зон разного направления выполнялась отдельно и с использованием таких интегральных характеристик, как количество землетрясений, выделенные энергии и т.п. Использовались данные за 1900-1970 гг. и метод наложения эпох. Так как применение этого метода основано на наложении нескольких периодов активизаций, то возможно получение ошибочных времен активизаций, являющееся следствием суммирования. С целью избежания таких ошибок проанализировано распределение землетрясений в сейсмоактивных зонах во времени по выделенным энергиям. Детальный анализ показал, что зоны двух направлений по сейсмическому режиму значительно отличаются друг от друга. Для зон побережья Адриатического моря характерно одновременное усиление сейсмичности во всех областях со временем активизации 16-18 лет (рис.26,б), для линейных субширотных зон - 10-12 лет (рис.26,а).

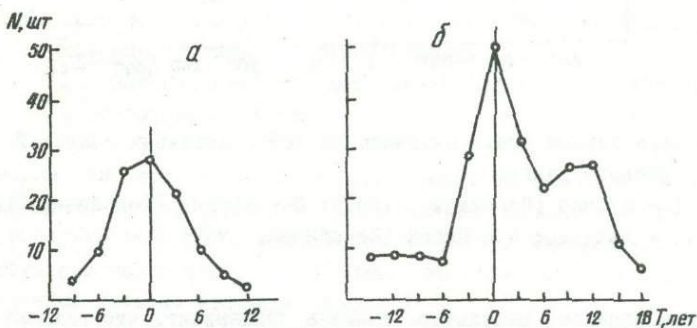


Рис.26. Характерное время активизации сейсмоактивных областей четвертого ранга Балканского региона: а - для субширотного простираения; б- для побережья Адриатического моря

Для полноты картины на основании литературных данных мы попытались установить характерное время активизации для областей третьего ранга: это такие крупные территории, как Кавказ, Балканы, Турция и др. На рис.27 приведены данные по трем регионам Альпийского складчатого пояса: Кавказу, Китаю (Кириллова, 1957; Тамразян, 1962), Турции (Тамразян, 1962), Балканам. График построен по методу наложения эпох. Как видим, характерное время активизации для землетрясений Кавказа и Китая чуть меньше, чем для других регионов (100 и 150-200 лет соответственно). Эти данные, конечно, не претендуют на высокую точность. Характерное время активизации областей данного ранга мы оцениваем в 100-150 лет.

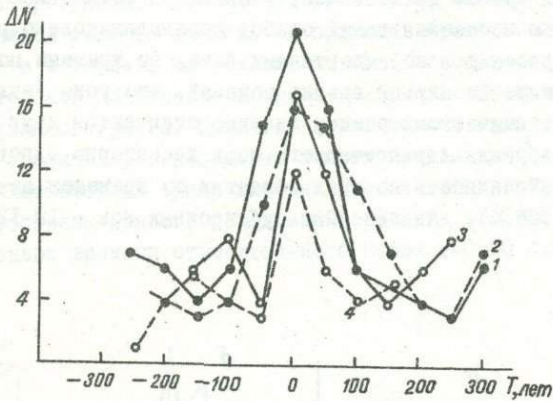


Рис.27. Характерное время активизации сейсмоактивных областей третьего ранга:  
 1 - Кавказ (Кириллова, 1957); 2 - Турция (Тамразян, 1962);  
 3 - Балканы; 4 - Китай (Кириллова, 1957)

Таким образом, результаты анализа показывают, что каждому пространственному рангу сейсмоактивных областей соответствует определенное характерное время активизации, которое тем больше, чем меньше их ранг.

## 5.2. Режим сейсмоактивных областей и сейсмолинеаментов

Как свидетельствуют результаты раздела 5.1, для областей Кавказского региона характерно чередование 15–20-летних периодов активизации с 40–50-летними временами относительного покоя. Дальнейшие более подробные исследования с использованием энергии землетрясений показали, что более длительные периоды относительного покоя в большей степени свойственны для Северной области (рис.28). Для областей с преобладающим транскавказским направлением характерно равномерное чередование периодов активизации с

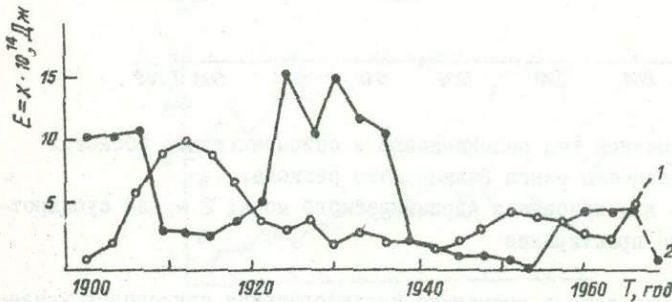


Рис.28. Временной ход сейсмичности в сейсмоактивных областях Кавказского региона четвертого ранга:

1 – для северной сейсмоактивной области; 2 – для западной и восточной областей

периодом относительного покоя. Продолжительность периода примерно равна 30–35 годам, что соответствует выявленной для этого региона. Р.Н.Ибрагимовым и К.Н.Абдуллабековым (1974). Характерное время активизации можно оценить в 15 лет, что подтверждается результатом, полученным методом наложения эпох.

Аналогичные данные получены для областей Балканского региона. На рис.29 представлены низкочастотные составляющие спектра сейсмичности по энергии для зон обоих направлений (см.рис.16), определенные после скользящего осреднения. Как видно из рисунка, для при-

режных зон в течение 70 лет во временном распределении землетрясений наблюдаются два периода активизации со средним временем между ними 34–35 лет. В распределении зон субширотного направления второй максимум отсутствует, первый максимум сдвинут на 9–10 лет.

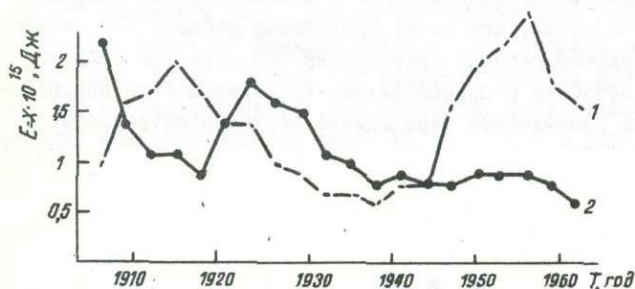


Рис. 29. Временной ход сейсмичности в сейсмоактивных областях четвертого ранга Балканского региона:

1 — для побережья Адриатического моря; 2 — для субширотного простирания

Исследуем теперь временные характеристики подкорковых землетрясений Балканского региона и их связь с коровой сейсмичностью. Хотя очаги большинства подкорковых землетрясений приурочены к активному сейсмогенному слою, расположенному на глубине 120–200 км (Ризниченко и др., 1976), для анализа и сравнения сейсмической активности на разных глубинах все землетрясения были разделены на две группы: коровые с  $H \leq 75$  км и подкорковые с  $H \geq 75$  км. Выбор такой глубины для разделения коровых и подкорковых землетрясений связан с тем, что на интервал 50–80 км приходится наименьшее количество землетрясений по глубине, переход единичных землетрясений к той или иной группе не приводит к существенному изменению общего хода сейсмичности на разных глубинах. Результаты анализа позволили обнаружить весьма любопытную закономерность. Во временном распределении коровых и подкорковых землетрясений существует значимая отрицательная взаимосвязь. На рис. 30 показана длиннопериодная составляющая распределения коровых и подкорковых землетрясений для различных уровней магнитуд ( $M \geq 5,0$ ;

$M \geq 6,0$ ). Кривые строились путем осреднения общего числа землетрясений за период 1900–1969 гг. Видно, что в низкочастотном спектре распределения коровых и подкоровых землетрясений Балканского региона наблюдается некоторая противофазность. Моменту увеличения активности глубоких землетрясений соответствует минимум активности коровых. Коэффициент корреляции ( $r$ ) между ними равен  $-0,41$  для землетрясений с  $M \geq 5,0$  и  $-0,74$  для землетрясений с  $M > 6,0$ . Проверка значимости вычисленных коэффициентов показала, что величина статистики  $t = \sqrt{N} / \sqrt{1 - r^2}$  (Митрапольский, 1971), которая характеризует значимость коэффициен-

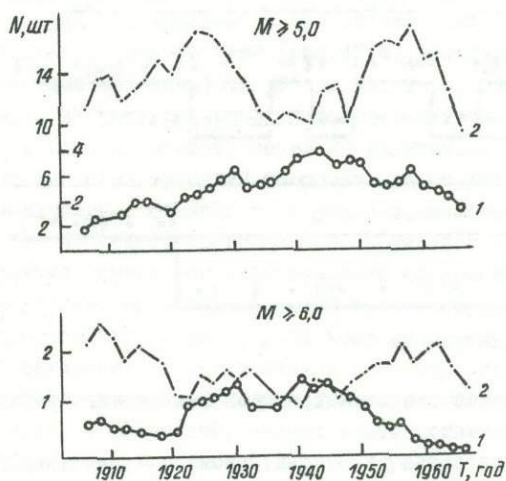


Рис. 30. Низкочастотные составляющие временного хода сейсмичности Балканского региона:

1 - землетрясения с  $H \leq 75$  км; 2 - с  $H > 75$  км

тов корреляции с  $\nu = n - 2$  степенями свободы, соответственно равна 2,14 и 4,55, что отвечает 95 - 98%-ному уровню значимости утверждения о наличии отрицательной связи между коровыми и глубокими землетрясениями. Кроме того, во временном распределении коровых землетрясений наблюдаются два максимума сейсмической ак-

тивности с интервалом 35–36 лет, что не отмечается для глубоких землетрясений. Однако увеличение порога магнитуд землетрясений до 6,0 (рис.30) приводит к тому, что и для поверхностных землетрясений 35-летняя периодичность практически исчезает. Это свидетельствует о том, что основную картину периодичности дают землетрясения средней силы ( $4,0 \leq M \leq 6,0$ ). Возможно, для сильнейших коровых и глубоких землетрясений характерны более длинные периоды, которые намного больше интервала наблюдений.

Тенденция отрицательной связи еще более четко проявляется, если минимальный уровень магнитуд поднимем до  $> 6,5$  (рис.31 ;

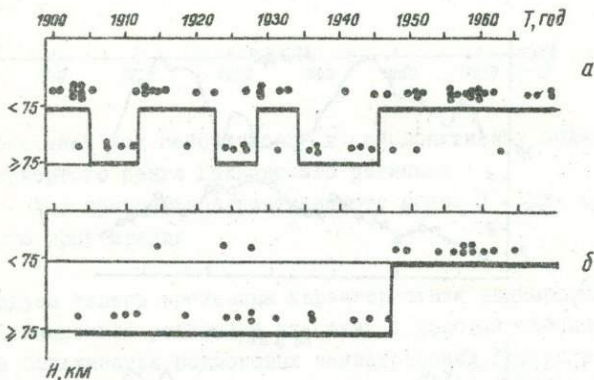


Рис.31. Распределение землетрясений Балканского региона с  $M \geq 6,5$  во времени:

а - для всего региона в целом; б - для зоны Эгейского моря

жирными линиями. обозначены периоды активизации той или иной группы землетрясений). Как видим, во временном распределении землетрясений четко вырисовываются поочередность проявлений периодов активизаций коровых и глубоких землетрясений, особенно для зоны Эгейского моря. Последовательность периодов активизации для всего региона такова (рис.31, а): 1900–1905, 1912–1923, 1929–1934 и с 1946 – годы активности поверхностных землетрясений; 1906–1911, 1924–1928, 1935–1945 – глубоких. Для зоны Эгейского моря (рис.31, б)

период с 1900 по 1948 г. является временем активности глубоких, а с 1948 г. — поверхностных землетрясений. Период затишья глубоких землетрясений по всему региону начинается с 1946 г.

Высокочастотные составляющие спектра сейсмичности строились путем вычитания низкочастотной составляющей из исходной. Получено, что в высокочастотной части спектра тенденция к отрицательной связи отсутствует. Однако нельзя утверждать и существование положительной связи, так как коэффициент корреляции ( $r$ ) равен 0,34 и по 95%-му уровню является незначимым.

Таким образом, временные закономерности проявления землетрясений в сейсмоактивных областях разного направления, а также разной глубины протекают своеобразно.

Проанализируем закономерности проявления землетрясений в сейсмоактивных областях Средней Азии (рис. 32, а). Высокочастотные случайные составляющие сейсмичности убраны путем скользящего осреднения. Как видно из рисунка, распределения сейсмичности региона по количеству и энергии землетрясений не идентичны. На кривой изменения количества землетрясений по годам существует некоторый тренд, что, по-видимому, связано с улучшением качества наблюдений со временем. Тем не менее, на графике обнаруживаются два ярко выраженных максимума сейсмической активизации со средним временем между ними 24–26 лет. Если существующий тренд убрать в виде линейного авторегрессионного члена, то, по всей видимости, выделится третий период активизации, приуроченный к началу века. В отличие от этого, на кривой энерговыделения наблюдается максимум активизации в начале века, а следующий, неярко выраженный — через 35–40 лет. На основании этого графика судить о характерном времени активизации сейсмичности всего региона в целом довольно трудно.

Таким образом, на первый взгляд кажется, что сильные и средней величины землетрясения в исследуемом регионе имеют разные периоды активизации.

Возможно несколько причин несоответствия периодов активизации землетрясений по энергии и количеству. С одной стороны, в результате возникновения сильнейших землетрясений, по-видимому, снимается значительная часть накопившихся напряжений в земной коре и литосфере, что в итоге приводит к уменьшению количества землетрясений средней величины ( $4,5 \leq M \leq 6,5$ ). С другой стороны, неодновременность активизации в разных зонах при наличии факта приуроченности землетря-

сений средней величины к отдельным сейсмоактивным областям может вызвать появление дополнительных, ложных максимумов сейсмичности.

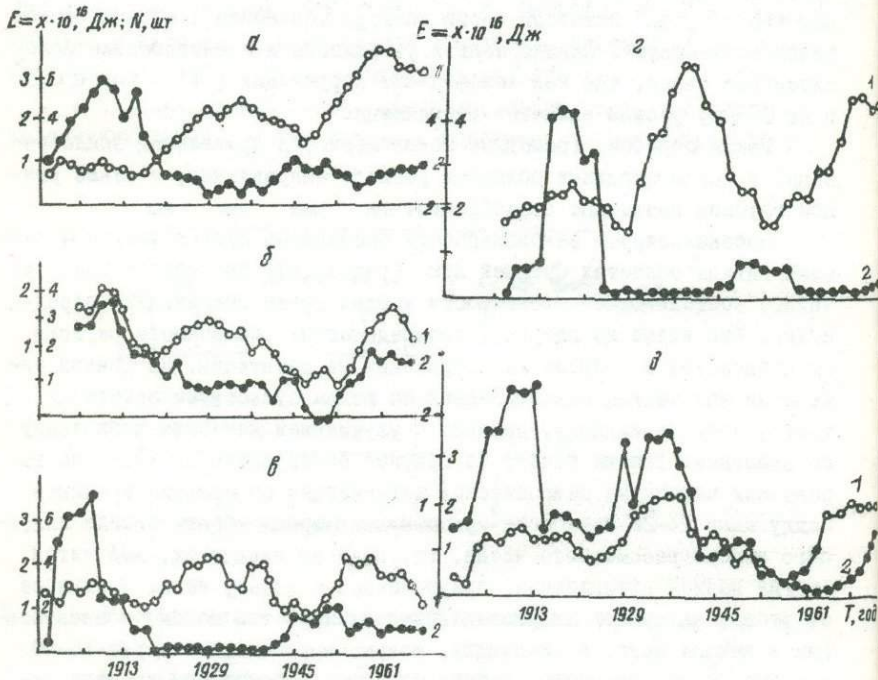


Рис.32. Временной ход сейсмичности в сейсмоактивных областях Средней Азии:

а - всего региона в целом; б - Памиро-Гиндукушской полосы сейсмичности; в - Северо-Тянь-Шаньской полосы сейсмичности; г - Памиро-Алайской полосы сейсмичности; д - областей меридионального простираания (1 - распределение землетрясений по количеству; 2 - по выделившейся энергии)

Исследуем временное распределение землетрясений с учетом пространственных характеристик сейсмичности, т.е. сейсмический режим выявленных сейсмоактивных областей. Так как из-за ограниченности



сейсмостатистического материала каждая сейсмоактивная область четвертого ранга в отдельности непредставительна для решения поставленной задачи, были исследованы распределения землетрясений по энергии и количеству для каждой сейсмоактивной полосы. На рис. 32, б-д показаны длиннопериодные составляющие распределения землетрясений по энергии и количеству для трех субширотных полос (Памиро-Алайской, Памиро-Гиндукушской, Северо-Тянь-Шаньской), а также для сейсмоактивных областей, расположенных в пределах Срединного Тянь-Шаня (Ленинабадская, Андижанская области и прилегающие участки). Следует упомянуть, что кривые распределения землетрясений по количеству для Памиро-Гиндукушской и Памиро-Алайской зон получены после снятия тренда. Видно, что периоды активизации сейсмичности по количеству землетрясений во всех зонах идентичны. На каждом из графиков обнаруживаются по три максимума активизации со средним временем между ними 25-30 лет. Одновременное усиление сейсмичности с 25-30-летним периодом во всех зонах региона свидетельствует о том, что активизация региона вызывается единым механизмом, имеющим большие пространственные размеры. Однако сильнейшие землетрясения региона не подчиняются этим закономерностям, что наглядно видно из графика распределения землетрясений по энергии. На энергетическом графике тенденция к одновременности сейсмической активизации во всех зонах не проявляется. Хотя наибольшее значение выделившейся энергии приходится на конец прошлого и начало нынешнего столетия, максимумы активизации в зонах смещены по отношению друг к другу.

Периоды активизации Памиро-Алайской и Северо-Тянь-Шаньской полос с некоторым сдвигом по фазе (3-5 лет) соответствуют друг другу. Интересно то, что в начале века активизация началась с Памиро-Алайской полосы, а через 40-45 лет - с Северо-Тянь-шаньской и с таким же сдвигом по фазе (3-5 лет).

Для областей Среднего Тянь-Шаня, которые входят в состав северо-западных цепочек сейсмичности, характерны 25-35-летние времена повторения землетрясений. Особо следует отметить тот факт, что периоды активизации сейсмичности по количеству и энергии соответствуют друг другу, но по сравнению с другими областями смещены на 10-15 лет. Таким образом, можно утверждать, что сейсмические режимы сейсмоактивных цепочек двух направлений не идентичны. Поскольку другие области системы северо-западных полос расположе-

ны на пересечении сейсмолинеаментов двух направлений, сейсмический режим их, по-видимому, определяется режимом сейсмозон субширотного простирания.

Сейсмический режим зоны проявления глубокофокусных землетрясений резко отличается от режима других участков региона. Начало первого периода активизации этой зоны соответствует завершению периода в Северо-Тянь-шаньской. Утверждать, что имеется следующий максимум активизации на основании этого графика, весьма трудно, так как значения выделившейся сейсмической энергии начиная с 1940 г. постепенно увеличиваются, тогда как для коровых землетрясений других полос с 1957 г. — уменьшаются (рис. 33).

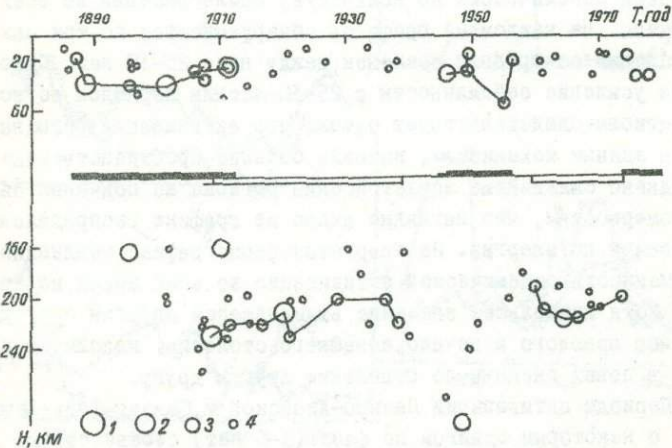


Рис. 33. Распределение землетрясений Средней Азии с  $M \geq 6,5$  во времени и по глубине:

1 —  $M \geq 8,0$ ; 2 —  $7,5 \leq M < 8,0$ ; 3 —  $7,0 \leq M < 7,5$ ; 4 —  $6,5 \leq M < 7,0$

В проявлении землетрясений с  $M \geq 7,0$  наблюдается определенная очередность, в распределении землетрясений с  $M \geq 6,5$  уловить какую-либо закономерность трудно. Во всем временном интервале наблюдаются три периода активизации коровых (1887-1911, 1946 - 1956 и

с 1974 гг.) и два периода активизации глубоких (1960-1974, 1909-1939 гг.) землетрясений. Если сопоставить рис.33 с рис.32, то можно обнаружить, что периоды активизации землетрясений со средней величиной соответствуют времени проявления сильнейших глубоководных землетрясений.

Таким образом, на основании полученных результатов с достаточной уверенностью можно утверждать, что активизация сейсмичности исследуемых территорий проявляется с различной продолжительностью в зонах разных направлений, а также на разных глубинах литосферы.

### 5.3. Взаимобусловленность землетрясений во времени, во времени и пространстве

Результаты, полученные в разделе 5.1, свидетельствуют о том, что процессы распределения и перераспределения упругих напряжений в земной коре в зависимости от масштабного уровня сейсмоструктур должны проявляться с определенным характерным временем, в связи с этим взаимобусловленность землетрясений во времени отмечается на различных временных уровнях. С другой стороны, подтверждается взаимобусловленность землетрясений во времени и пространстве. Проверим эти предположения на примере исследуемых территорий.

Р.Н.Ибрагимов и К.Н.Абдуллабеков (1974) на территории Кавказа выделяют восемь сейсмических регионов, различающихся как по уровню сейсмической активности, так и по сейсмическому режиму. Некоторые из этих регионов мы приняли за пространственную основу для наших исследований: это пятый и шестой регионы (нумерация по Ибрагимову и Абдуллабекову). Для проверки случайности распределения землетрясений пятого региона с  $M \geq 3,3$  и  $M \geq 4,5$  во времени (за 1880-1974 гг.) построена таблица перехода частот из интервала  $i$  в  $j$  (табл.7а). При случайном распределении длины интервалов между землетрясениями таблица должна быть однородна, так как интервалы получены путем интегрирования выражения  $P_t = -\mu \cdot e^{-\mu t}$  исходя из условия, что вероятность проявления любого из интервалов одинакова ( $P = 0,2$ ). Как видим, распределение землетрясений можно считать случайным. Проверим гипотезу о соответствии распре-

деления землетрясений закону Пуассона с помощью критерия  $\chi^2$

$$U = \chi^2 = \sum_{i=1}^n (n_i - m_i)^2 / m_i,$$

где  $m_i$  - расчетное значение вероятности попасть в  $i$ -й класс;  
 $n_i$  - экспериментальное значение вероятности попасть в  $i$ -й класс.

Результаты расчетов для временного ряда землетрясений с  $M \geq 3,3$  приведены в табл.8. Как видно, наибольшая разница между экспериментальными и расчетными значениями наблюдается для первого класса. Здесь, вероятно, сказывается пропуск отдельных афтершоков в ряду исходных данных. Тем не менее  $\chi^2 = 4,9$  дает достаточное основание по 0,05%-му уровню значимости утверждать о том, что выбранная гипотеза справедлива.

Т а б л и ц а 7а  
 Матрица переходных частот землетрясений  
 Кавказского региона

Класс	I	II	III	IV	V	$\Sigma$
	$\leq 35$ дней	36-80	81-171	172-259	$\geq 259$	
I $\leq 35$ дней	9	14	5	7	3	38
II 36-80	12	10	5	4	4	35
III 81-171	3	4	7	9	5	28
IV 172-259	11	3	7	3	6	30
V $\geq 259$	2	4	5	7	5	23

Т а б л и ц а 8  
 Результат сопоставления распределения землетрясений Кавказского региона во времени с законом Пуассона

Распределение	I	II	III	IV	$\chi^2$	$\chi^2_{кр}$
	0-30 дней	31-180	181-380	$>380$		
Пуассоновское $m_{теор}$	26,35	77,5	36,7	14,4		
$m_{расч.}$	36	74	30	14	4,9	6,0

Аналогичные расчеты сделаны для ряда землетрясений с  $M \geq 4,5$  рассматриваемого региона, а также шестого региона. Полученные результаты хорошо следуют распределению Пуассона.

Рассмотрим этот вопрос на примере Средней Азии. В табл.9 представлена матрица перехода частот землетрясений региона в целом с  $M \geq 5,5$  из одного состояния (интервала) в другое. По условию при случайном распределении землетрясений во времени матрица должна быть однородна, так как вероятности попадания события в любой из временных интервалов одинаковы. Табл.9 со всей очевидностью представляет собой однородную матрицу.

Т а б л и ц а 9

Матрица переходных частот землетрясений  
Средней Азии

Класс	I	II	III	IV	$\Sigma$
	$\leq 81$ дней	82-186	187-334	$\geq 587$	
I $\leq 81$ дней	5	7	6	3	28
II 82-186	5	7	3	5	26
III 187-334	8	4	3	1	17
IV $\geq 587$	7	6	2	3	23

В табл.10 приведены результаты применения распределения  $\chi^2$  для проверки случайности событий. Как видим, значение  $\chi^2 > \chi^2_{кр}$  дает достаточное основание считать, что с вероятностью лучше чем 0,95 сильные землетрясения региона являются взаимонезависимыми событиями.

Аналогичные исследования проведены для территории Памиро-Алайской сейсмоактивной зоны (табл.11,12). Здесь наибольшее отклонение экспериментального значения от теоретического наблюдается в первом интервале, что указывает на преобладание малых промежутков времени между землетрясениями (парными). Это отклонение может быть также обусловлено пропуском отдельных афтершоков крупных землетрясений в ряд исходных данных.

Случайный характер временного распределения землетрясений дает основание считать их независимыми событиями, следовательно, гипотеза об обусловленности их в пространстве маловероятна. Однако

Т а б л и ц а 10

Результат сопоставления распределения землетрясений Средней Азии с законом Пуассона

Распределение	I	II	III	IV	$\chi^2$	$\chi^2_{кр}$
	$\leq 50$ дней	151-200	201-400	$\geq 400$		
Пуассоновское						
$m$ теор	14,08	32,34	26,8	36,74		
$m$ расч	18	38	22	30	4,2	6,0

Т а б л и ц а 11

Матрица переходных частот землетрясений  
Памиро-Алайской зоны

Класс	I	II	III	IV	V	$\Sigma$
	$\leq 59$ дней	60-135	136-242	243-425	$\geq 425$	
I $\leq 59$	10	5	11	6	4	36
II 60-135	6	3	2	3	1	15
III 136-242	5	3	1	7	2	18
IV 243-425	10	2	4	0	6	22
V $\geq 425$	5	3	0	5	3	16

наличие сдвига в периодах активизации у зон разного направления свидетельствует о том, что в пределах региона должны существовать волны миграции упругих напряжений, которые возникают в области одного направления и постепенно переходят в другое. При таком предположении разницу в характерном времени активизации у зон разного направления можно рассматривать как результат влияния геолого-тектонических факторов. Исходя из этих соображений, исследуем взаимобусловленность землетрясений во времени и пространстве.

Принимая выделенные сейсмоактивные области за пространственную основу, с помощью матриц вероятностей переходов исследуем направленную миграцию очагов землетрясений. Для Кавказского региона миграция очагов землетрясений изучалась нами в пределах семи выде-

Т а б л и ц а 12

Результаты сопоставления распределения землетрясений  
Памиро-Алайской зоны с законом Пуассона

Распределение	I	II	III	IV	$\chi^2$	$\chi^2_{кр}$
	! 50 дней!	! 51-200!	! 201-400!	! 400!		
Пуассоновское $m_{теор}$	18,75	39,13	26,99	24,13		
$m_{расч}$	30	34	23	21	16,6	6,0

ленных Р.Н.Ибрагимовым и К.Н.Абдуллабековым (1974) сейсмических зон (табл.13). При построении матрицы после каждого события

Т а б л и ц а 13

Матрица вероятностей переходов для сейсмоактивных  
зон Кавказского региона

Зона	1	2	3	4	5	6	7
1	0,20	0,17	0,21	0,08	0,13	0,13	0,09
2	0,09	0,24	0,11	0,07	0,29	0,15	0,05
3	0,10	0,16	0,14	0,06	0,19	0,16	0,09
4	0,05	0,16	0,10	0,20	0,22	0,22	0,05
5	0,05	0,09	0,17	0,09	0,33	0,19	0,06
6	0,07	0,07	0,15	0,10	0,32	0,26	0,03
7	0,11	0,19	0,14	0,11	0,31	0,11	0,03

$A(i, j)$  с  $M=3,3$ , где  $i$  - номер хронологической последовательности землетрясений всего региона,  $j$  - номер региона, к числу  $B_{j,k}$  стоящему на пересечении  $j$ -й строки и  $k$ -го столбца, прибавлялась единица. Число  $B_{i,k}$  зависит не только от вероятности перехода

из  $j$  в  $k$ , но и от общего количества землетрясений в обеих зонах. Нормировка по строкам и столбцам устраняет это влияние и показывает, что при достоверности больше 95% переход  $j \rightarrow k$  равновероятен при  $j \neq k$ , но вероятность повторения землетрясений в той же зоне примерно в два раза повышается.

Взаимообусловленность землетрясений проявляется только при малом временном интервале между ними, т.е. после некоторых землетрясений причинно-следственные связи между ними прерываются и следующее во времени будет независимым. Моделировать такую последовательность можно введением нулевой зоны, в которую осуществляется переход, если интервал между землетрясениями велик. Следовательно, переход в нулевую зону моделирует обрыв причинно-следственного ряда, а переход из нее - начало нового. Мы выбрали для перехода  $\beta_{j,0}$  условие  $\Delta t_{i,j} \geq 100$  дней (табл. I4). Очевидно,

Т а б л и ц а I4

Матрица вероятностей переходов для сейсмоактивных зон Кавказского региона после введения нулевой зоны

Зона	1	2	3	4	5	6	7	8
1	0,20	0,15	0,17	0,11	0,11	0,05	0,09	0,1
2	0,09	0,20	0,20	0,16	0,21	0,16	0,04	0,05
3	0,09	0,14	0,15	0,05	0,26	0,17	0,08	0,06
4	0,05	0,14	0,11	0,19	0,21	0,21	0,04	0,09
5	0,09	0,08	0,17	0,09	0,31	0,16	0,05	0,05
6	0,07	0,07	0,14	0,09	0,34	0,23	0,02	0,04
7	0,10	0,10	0,16	0,10	0,29	0,13	0,03	0,10
0	0,09	0,14	0,10	0,07	0,28	0,12	0,06	0,14

что введение нулевой зоны не изменило характеристик матрицы, что свидетельствует об отсутствии причинно-следственных связей при переходах.

Таким образом, результаты исследования показывают, что в пределах региона распределение землетрясений во времени и по сезонам носит случайный характер. Направленной миграции землетрясений не обнаружено. Однако Р.Н.Ибрагимов и К.Н.Абдуллабеков



(1974) утверждают, что сейсмическая активность сначала проявляется в средних регионах, а затем симметрично мигрирует на север и юг, при этом периоды активизации в разных зонах сдвинуты по фазе на 5-6 лет. Поскольку в нашем случае изучался процесс с характерным временем  $\geq 100$  дней, эти два результата можно интерпретировать совместно.

В пределах Кавказского сейсмоактивного региона причинно-следственные связи проявления сейсмичности прослеживаются на двух уровнях: с характерным временем порядка несколько десятков дней внутри сейсмогенных зон и больше 5-6 лет между зонами. В первом случае эти связи выражаются в изменении временной последовательности отдельных землетрясений, во втором - в изменении уровня сейсмической активности зон.

Для Балканского региона решение задачи рассматривалось для четырех областей субширотного направления (табл.15, нумерацию областей см. на рис.16). Как видим, если не учитывать повышенную вероятность повторения землетрясений в той же зоне, то переходы в другие области равновероятны. По-видимому, тенденция к повторению землетрясений в той же зоне связана с неочищенностью каталога от последующих толчков. В связи с этим прежде чем анализировать миграцию сейсмичности в зонах СЗ-ЮВ направления, мы попытались очистить исходные данные от влияния афтершоков. Для этого был применен метод, предложенный Gardner, Knopoff (1974). За афтершок принимались события, для которых выполнялись следующие условия (табл.16):  $\Delta t < t_0$ ,  $M_i < M_{i-1}$ ,  $R < R_0$ , где  $\Delta t$  - интервал между последовательными землетрясениями;  $R$  - расстояния между ними;  $t_0$ ,  $R_0$  - предельные значения времени и расстояния между землетрясениями.

Матрица вероятностей переходов, полученная таким путем для четырех областей, приведена в табл.17. Очевидно, что переход землетрясений в любую из областей равновероятен.

Аналогичные анализы проведены для всех остальных сейсмоактивных областей, рассмотрены также различные смешанные варианты. Полученные результаты показали отсутствие какой-либо направленной миграции очагов землетрясений.

Таким образом, можно заключить, что активизация в сейсмоактивных областях конкретного направления наступает одновременно по зонам и хаотически по областям, что показывает отсутствие

Т а б л и ц а 15

Матрица вероятностей переходов для областей  
Балканского региона

Область	1	1	2	3	4
1		0,590	0,148	0,111	0,148
2		0,208	0,333	0,250	0,208
3		0,142	0,214	0,464	0,179
4		0,077	0,193	0,231	0,462

Т а б л и ц а 16

Пространственно-временные характеристики  
афтершоков по данным Т.К.Гарднера, Л.Кнопва

№	$M_i$	$R, км$	$t, дни$	№	$M_i$	$R, км$	$t, дни$
1	2,5	19,5	6	7	5,5	47	290
2	3,0	22,5	11,5	8	6,0	54	510
3	3,5	26	22	9	6,5	61	790
4	4,0	30	42	10	7,0	70	915
5	4,5	35	83	11	7,5	81	960
6	5,0	40	155	12	8,0	94	985

Т а б л и ц а 17

Матрица вероятностей переходов для областей  
Балканского региона (без афтершоков)

Область	1	1	2	3	4
1		0,267	0,267	0,267	0,267
2		0,208	0,408	0,222	0,167
3		0,279	0,214	0,295	0,290
4		0,174	0,214	0,286	0,329

какой-либо взаимосвязи между областями как одного, так и разного направлений. Такой результат не является окончательным решением вопроса. Миграция сейсмичности может проявляться не в переходе очагов отдельных землетрясений из одной зоны в другую, а в переходе периодов активизации сейсмичности. Однако из-за ограниченности сейсмостатистического материала проверить это предположение пока не представляется возможным.

## Г Л А В А 6. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ СОВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### 6.1. Связь сейсмичности с некоторыми геолого-геоморфологическими особенностями земной коры

Как показали результаты анализа круговых гистограмм, в распределении сейсмичности в сейсмоактивных областях существуют два преобладающих направления. Это дало нам основание предположить, что сейсмоактивные области расположены на местах пересечения каких-либо линейных особенностей земной коры (линеаменты, разломы, горные хребты и т.п.). С другой стороны, сейсмоактивные области, объединяясь в плане, образуют систему разнонаправленных сейсмоактивных зон. Проанализируем (на примере Балкан и Средней Азии) связь пространственных характеристик сейсмичности с некоторыми элементами геологии и геоморфологии.

Рассмотрим схему расположения основных геоморфологических линеаментов Балканского региона и сейсмоактивных областей (рис. 34), а также результаты сопоставления положений сейсмоактивных областей с рельефом местности (по двум профилям) и данными современных вертикальных движений земной коры (рис. 35). Видно, что какой-либо зависимости между сопоставляемыми величинами не обнаруживается. Характерно, что отдельные зоны (полосы) в субширотном направлении секут все основные геоморфологические линеаменты этой части региона. В отличие от этого, зоны вдоль берегов Адриатического моря в основном приурочены к системам линеаментов разных рангов. Тем не менее и для этих зон в отдельных местах наблюдается значимое отклонение сопоставимых величин.

Связь пространственного распределения сейсмичности Средней Азии с особенностями ее геолого-геофизического и тектонического строения исследована многими авторами (Уломов, 1974; Ибрагимов, 1978; и др.). В большинстве работ содержатся сведения о приуроченности очагов землетрясений исследуемой территории к тем или иным тектоническим особенностям земной коры и литосферы, в частности, к зонам глубинных разломов (Губин, 1960; Уломов, 1974; Ибрагимов, 1978; и др.). На наибольшую сейсмическую опасность узлов морфоструктурных линеаментов указывают И.М.Гельфанд и др.

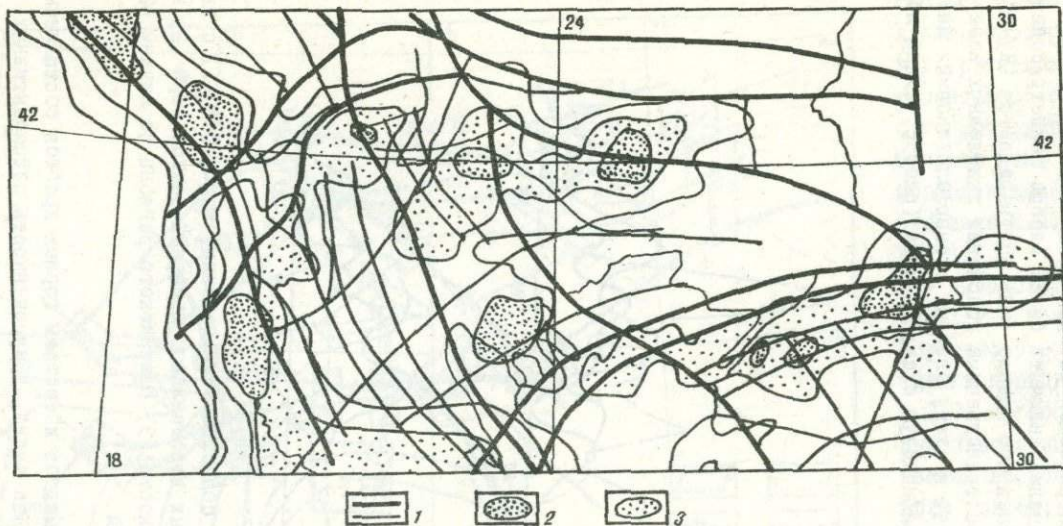


Рис.34. Результат сопоставления сейсмоактивных областей четвертого ранга со схемой главных ли-  
неаментов Балканского региона (схема ли-  
неаментов взята из работы Г.И.Рейснер, 1980):  
1 - схема основных ли-  
неаментов территории ; 2 - условные центры сейсмоактивных облас-  
тей; 3 - сейсмоактивные полосы (сейсмолинеаменты)

(1973), М.П.Жидков и др.(1978), Е.Я.Ранцман (1979), А.Р.Ярмухамедов (1988) и др. Однако эти утверждения справедливы только тогда, когда рассматривается распределение очагов сильных землетрясений. Если в анализ включить более слабые землетрясения, то в большинстве случаев это мнение не подтверждается (Кучай, 1981).

Рассмотрим пространственные положения выделенных нами сейсмоактивных областей и схему главных геоморфологических линейаментов, а также орографическую схему региона (рис.36; схемы морфо-

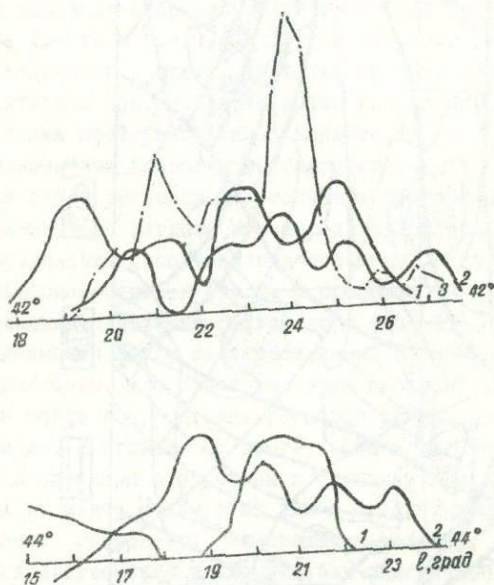


Рис.35. Результат сопоставления сейсмического поля (1) с данными современных вертикальных движений земной коры (2) и рельефом местности (3) Балканского региона по линиям 42 и 44 параллелей

структурных линейаментов и системы горных хребтов составлены Е.Я. Ранцман, 1979). Как видно, приуроченность сейсмоактивных областей и зон сейсмичности к геоморфологическим линейаментам и элемен-

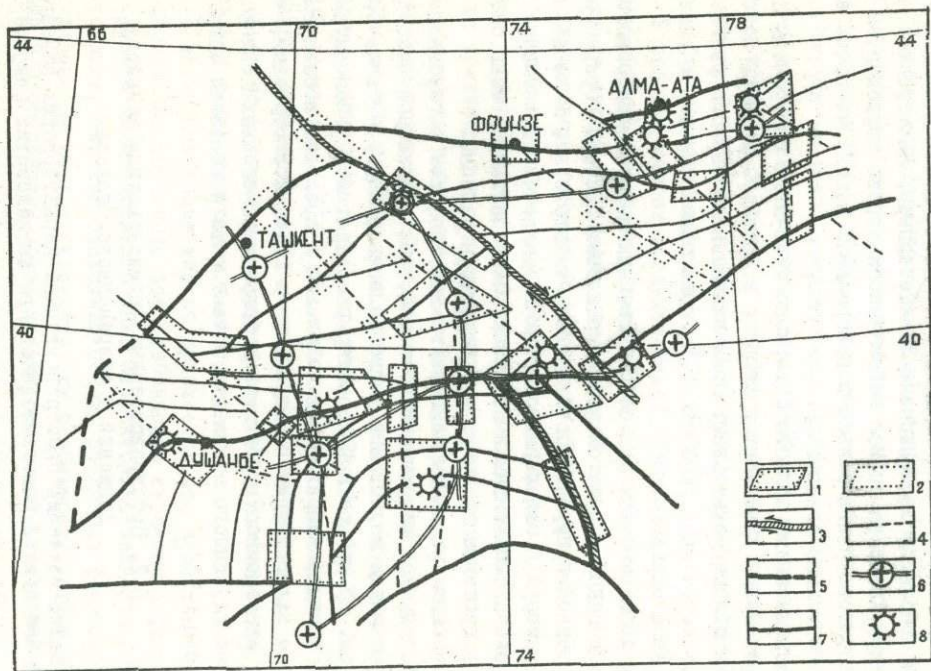


Рис.36. Схема сопоставления пространственного расположения сейсмоактивных областей с морфоструктурами Средней Азии (схема морфолинеаментов составлена Е.Я.Ранцман, 1979):

1 - высокосейсмические узлы; 2 - границы морфоузлов; 3 - шовные сдвиги первого ранга; 4,5,7- морфоструктурные линеаменты третьего, второго и первого рангов; 6 - условные центры сейсмоактивных областей и направление цепочки сейсмичности; 8 - эпицентры землетрясений с  $M \geq 7,0$

там рельефа региона не всегда однозначна. Иногда наблюдаются случаи значимого отклонения. Например, Памиро-Гиндукушская полоса сейсмичности по простиранию пересекает ряд горных хребтов и зон линейментов. Хорошая приуроченность сейсмоактивной полосы к зонам линейментов отмечается в пределах Памиро-Алайской горной системы и Северного Тянь-Шаня. Но однозначная приуроченность к линейментам одного ранга отсутствует. Кроме того, конкретная система не является сейсмоактивной на всем своем протяжении. В отдельных случаях активны места, где имеются пересечения с другими системами линейментов, а в других — где они не имеются. К числу таких областей относятся Ташкентская, Ленинабадская, Кашгарская.

Памиро-Алайская полоса сейсмичности хорошо коррелирует с линейментом первого ранга только в центральной части, на краях ее отмечается значимое отклонение.

Сейсмоактивные области Северного Тянь-Шаня приурочены к местам пересечения линейментов второго и третьего рангов, но отдельные части области охватывают зоны линейментов первого ранга. Сильнейшие землетрясения этой части региона также связаны с линейментами первого ранга.

Хотя общее направление сейсмоактивных полос субширотного простирания в целом соответствует направлению системы горных хребтов, но четкой приуроченности очагов землетрясений к последним не обнаруживается. В отдельных случаях наблюдается пересечение системы хребтов сейсмоактивными полосами. Сейсмоактивные зоны северо-западного простирания секут все структуры региона.

Сопоставление схемы сейсмоактивных областей с глубинным строением исследуемой территории показало, что повышенной сейсмичностью отличаются места наибольшей мощности земной коры, а также больших градиентов. Но дискретный характер распределения сейсмоактивных областей и наличие направленных сейсмозон в пределах исследуемого региона не находят прямого отражения в глубинном строении, что показывает невозможность объяснения природы выявленных тенденций особенностями глубинного строения, в частности изменением мощности земной коры.

## 6.2. Пространственные характеристики новейших движений и современного рельефа

Методика изучения пространственных характеристик новейших движений аналогична использованной при исследовании современных вер-



тикальных движений земной коры (см. раздел 3.1). Как уже говорилось, исходные данные о новейших движениях не охватывают все исследуемые сейсмоактивные области и обладают в ряде случаев меньшей подробностью, чем профильные для современных движений. В связи с этим наряду с анализом рядов данных о величине новейших движений вдоль профиля Хельсинки-Ташкент анализировались ряды данных о высоте современного рельефа.

На основе новой карты новейшей тектоники СССР и сопредельных областей (1979 а) построен исходный график новейших движений по линии профиля Хельсинки-Ташкент по методике, описанной в разделе 3.3. График сопоставлен с исходным графиком по той же линии профиля, данные для построения которого взяты из первой карты новейшей тектоники СССР (1959). Результаты показывают, что они хорошо коррелируют на всей протяженности профиля. Более мелкие морфоструктуры, выявленные на новой карте (1979 а), из анализируемых данных исчезают в связи со сглаживанием их по методике, описанной в разделе 2.3. Учитывая изложенное, для анализа использованы данные карты новейшей тектоники СССР (1959).

В работах многих исследователей (Николаев, 1952, 1962, 1967; Обручев, 1948; Хаин, Милановский, 1956 а, б) отмечалось, что новейшие движения широко отразились на развитии земной коры, в том числе и ее современного рельефа. В.А.Обручев (1948) впервые предложил выделить новую геологическую дисциплину - учение о структурах земной коры, "созданных при самых молодых ее движениях, происходивших в конце третичного и в первой половине четвертичного периода" и имеющих "существенное значение в формировании современного рельефа земной поверхности". Проявление этих движений он рассматривал отдельно от альпийского цикла тектогенеза. Его идеи впоследствии были развиты и уточнены Н.И.Николаевым (1952, 1962, 1967), В.Е.Хаиным и Е.В.Милановским (1956 а, б), что позволило им выделить новый, самый молодой неотектонический этап развития земной коры.

Интерес к изучению новейшей тектоники связан также с решением вопросов сейсмотектоники землетрясений.

В настоящее время широко признается, что новейшая тектоника и ее проявления объясняют все особенности строения и развития рельефа суши, а также морского дна. Неотектоника является основой геоморфологии, так как правильно понять различные формы рельефа и коррелятивные им рыхлые отложения, их особенности, строение, распределение в пространстве можно только при выявлении связи этих форм и отложений со структурными элементами (Николаев, 1962).

С учетом положений об отражении новейших движений в современном рельефе (Николаев, 1962; Шульц, 1967, 1979; Оллиер, 1984) нами изучены характерные размеры особенностей современного рельефа по всем четырем профилям. Перед нами стояла задача выбрать такой метод, который не только выделял бы периодичность, но и позволял бы легко и наглядно сравнивать их характеристики с аналогичными характеристиками СВДЗК. После некоторых предварительных исследований мы остановились на автокорреляционных функциях одномерных рядов, которые не столько наглядно представляют все многообразие спектра, сколько очень контрастно выделяют главное по энергетике колебание, для которого могут быть определены период и амплитуда. Форма автокорреляционной функции указывает, какая составляющая преобладает в исследуемом сигнале - детерминированная или случайная. В первом случае отрицательный экстремум сравним по величине с дисперсией, во втором - может совсем отсутствовать. Результаты анализа поведения автокорреляционной функции одномерных рядов новейших движений и современного рельефа суши и морского дна по четырем профилям приведены в табл. 18.

Как уже говорилось, для профиля Хельсинки-Ташкент были сопоставлены графики новейших движений и современного рельефа (рис. 3, ж, з). На графике новейших движений выражены структуры третьего и четвертого рангов. Размах новейших движений для структур третьего ранга составляет  $\sim 170$  м, разница скоростей двух соседних структур четвертого ранга лежит в пределах 150-300 м. На графике современного рельефа структуры третьего ранга выражены слабее, четвертого ранга - лучше с размахом  $\sim 150$  м (табл. 18, б). Как видно из графика автокорреляционной функции (рис. 37, Б), периоды новейших движений и современного рельефа для структур третьего ранга, выделенные как абсцисса второго максимума, составляют соответственно  $\sim 2000$  км и  $\sim 1500$  км, а для структур четвертого ранга периоды, определяемые шириной начального участка функции, примерно одинаковы - 750 км.

Разительно отличаются автокорреляционные функции современных и новейших движений. Для современных движений автокорреляционная функция ( $R_L$ ) определяется преобладающей периодической (детерминированной) составляющей с периодом  $\sim 3500$  км (хорошее согласие с методом максимальной энтропии). На графике (рис. 37, А-а) видна всего половина периода, для которой ордината отрицательного экстремума близка к  $-1$ . Форма автокорреляционных функций новейших движений и современного рельефа (рис. 37, А-б, в) определяется периодами четвер-

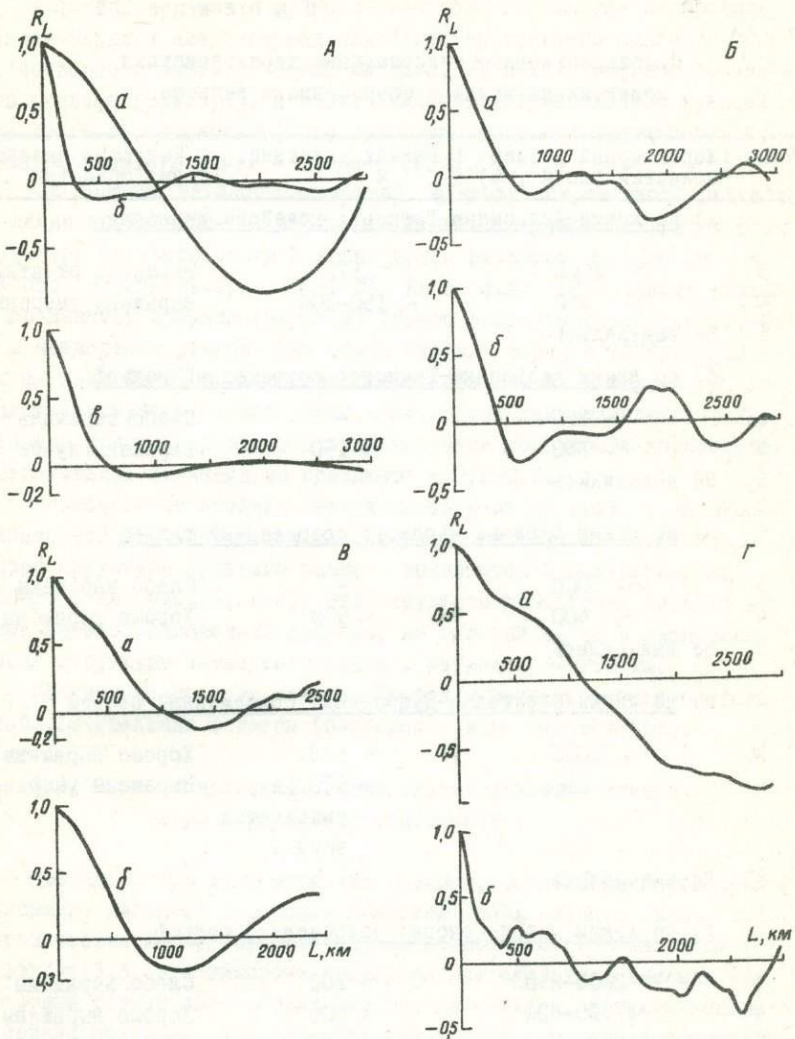


Рис. 37. Графики автокорреляционных функций по линиям профиля :  
 А - Хельсинки-Ташкент; Б - Любляна-Чарджоу; В - Стокгольм-Дубровник; Г - Охрид-Печора (а - для современных движений земной коры; б - для современного рельефа; в - для новейших движений)

Пространственные спектральные характеристики  
 новейших движений и современного рельефа

Ранг	Характерный размер областей (по $\lambda$ , км)	Размах движений, м	Качество выделения областей
а) по линии Хельсинки-Ташкент: новейшие движения			
3	~ 1000	~ 170	Выражены отчетливо
4	~ 350	~ 150-300	Выражены умеренно
5	Не выделялись		
б) по линии Хельсинки-Ташкент: современный рельеф			
3	~ 750	-	Слабо выражены
4	~ 350	~ 150	Выражены лучше
5	Не выделялись		
в) по линии Любляна-Чарджоу: современный рельеф			
3	~ 1000	-	Слабо выражены
4	~ 400	~ 500	Хорошо выражены
5	Не выделялись		
г) по линии Стокгольм-Дубровник: современный рельеф			
3	~ 1000	~ 500	Хорошо выражены
4	~ 250	> 500 (в складчатых зонах)	Выражены умеренно
5	Не выделялись		
д) по линии Охрид-Печора: современный рельеф			
3	~ 2000-2500	~ 200	Слабо выражены
4	~ 300-400	~ 500	Хорошо выражены
5	Не выделялись		

того ранга, а быстрое падение функции к нулю и отсутствие больших отрицательных значений свидетельствуют о том, что структуры четвертого ранга распределены вдоль профиля случайным образом. Этот вывод объясняет наличие группы спектральных пиков, выделенных методом максимальной энтропии в пределах периодов 500-1500 км.

Автокорреляционная функция современного рельефа по профилю Люблина-Чарджоу имеет период для структур третьего ранга  $\sim 2000$  км, четвертого ранга  $\sim 800$  км (рис.37, Б-б). График современного рельефа (рис.3,е), а также вид автокорреляционной функции (рис.37, Б-б) показывают, что структуры третьего ранга выражены слабо, четвертого ранга - сильнее (табл.18,в).

На графике автокорреляционной функции современного рельефа по линии профиля 18- го меридиана Стокгольм-Дубровник выделяются структуры третьего ранга с характерным размером  $\sim 1000$  км и четвертого  $\sim 250$  км (рис.37, В-б). На графике современного рельефа по данному профилю (рис.5,е) хорошо выражены структуры третьего и четвертого рангов. Для этого профиля формы автокорреляционных функций СВДЗК и современного рельефа близки между собой, что свидетельствует о тесной связи между этими данными для структур третьего ранга. Периодичность проявляется достаточно хорошо, хотя отрицательные значения не превышают - 0,2-0,3.

В отличие от профиля Хельсинки-Ташкент на графике автокорреляционной функции высоты современного рельефа по профилю Охрид-Печора структура третьего ранга выявляется с полупериодами  $\sim 2000-2500$  км (рис.37, Г-б). Эта структура достаточно заметна в форме автокорреляционной функции, но главный вклад в дисперсию вносят структуры четвертого ранга с периодом  $\sim 750$  км.

Полученные по всем четырем профилям характеристики сведены в табл.18 (сведения о пятом (блоковом) ранге отсутствуют).

### 6.3. Связь современных вертикальных движений земной коры с разломной тектоникой

Очевидно, что тектонические границы, выраженные глубинными разломами, являются границами областей СВДЗК разного знака, т.е. тектонические и структурные границы областей СВДЗК совпадают. В разделе 3.3 эта гипотеза проверена для структур, имеющих характерный размер литосферных блоков. На большом статистическом материале показано, что скорость СВДЗК действительно испытывает скачок при переходе от одного блока к другому. Подчеркнем еще раз, что эта закономерность является статистической.

Рассмотрим структуры СВДЗК четвертого ранга. Как следует из разделов 3.2 и 6.2, они имеют одинаковый характерный размер. В ряде работ (Бронгулеев и др., 1984; Колмогоров, 1982) показано, что пространственная корреляция современных и неогеновых движений в пределах платформенных областей существует, но величина ее значительно меньше единицы.

Поскольку в упомянутых работах исследовалась взаимосвязь современных и новейших движений внутри одной структуры высшего ранга, можно сделать вывод, что численные оценки корреляции относятся к структурам четвертого ранга. Однако этот вопрос требует дальнейших исследований. Возможны две гипотезы.

1. Границы структур современных и новейших движений совпадают, и в этом случае каждая структура новейших движений участвует в современных движениях как целое, причем направления скоростей могут либо совпадать, либо быть противоположными.

2. Границы структур современных и новейших движений не совпадают, т.е. при одинаковых линейных размерах эти структуры совершенно различны.

Независимая проверка гипотез затруднена тем обстоятельством, что при построении карты СВДЗК Восточной Европы (1970) уже использовалась первая гипотеза (см. раздел 3.2). Тем не менее попытка такой проверки сделана в работе В.Вад.Бронгулеева и др. (1982). Мы обратились к другому методу.

Для изучения связи СВДЗК с ее тектонической структурой нами использовалась тектоническая карта Евразии под редакцией А.Л.Яншина (1966). Проверялась гипотеза, согласно которой, тектонические границы второго порядка являются в то же время границами областей СВДЗК разного знака. Для этого из исходных значений скорости СВДЗК вдоль профиля Хельсинки-Ташкент вычтена низкочастотная составляющая, и для полученной разностной кривой вычислен градиент изменения скорости СВДЗК вдоль профиля. Значения модуля градиента для точек пересечения профиля с тектоническими границами табулированы и представлены в виде гистограммы модулей градиента (рис.38,а). Всего таких точек оказалось 23. Получены также гистограммы двух случайных выборок градиентов вдоль профиля, которые не связаны с тектоническими границами (рис.38,б,в). Здесь использовались точки, взятые из таблицы случайных чисел (Гмурман, 1977). Гистограммы показывают, что распределение градиентов на участках разломов (а)

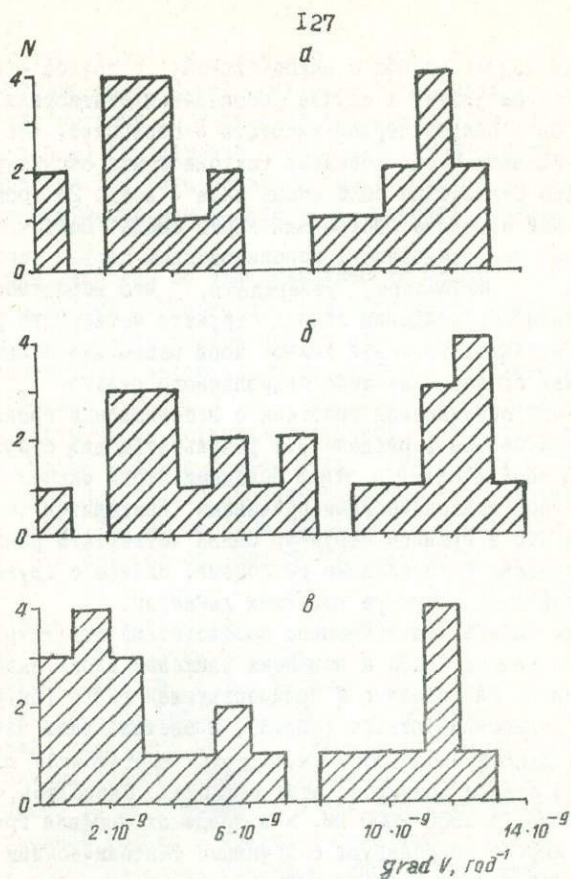


Рис. 38. Гистограммы модулей градиентов СВЗК по линии профиля Хельсинки-Ташкент:  
 а - на границах тектонических структур; б, в - на случайных точках

ничем не отличается от распределений в случайных выборках (б и в).

Действительно, если бы тектонической границе соответствовала граница структуры СВЗК второго ранга, модуль горизонтального градиента СВЗК был бы вблизи них максимальным. Если бы такой связи не существовало, то распределение было бы равномерным (а). Мы получили промежуточный результат, с одной стороны, для части текто-

нических границ модуль близок к максимальному, с другой — к минимальному. Этот результат в случае достаточной статистики свидетельствовал бы в пользу первой гипотезы с оговоркой, что при современных движениях часть соседних тектонических структур объединяется. Однако статистика была очень мала — всего 23 границы. К тому же в самой методике построения карты СВДЗК Восточной Европы (1970), как уже отмечалось, использовалась первая гипотеза. Эти результаты позволяют утверждать, что вероятность гипотезы о полном несовпадении границ структур четвертого ранга современных и новейших движений земной коры несколько больше, хотя проведенная проверка не дала однозначного ответа.

Отметим, что обсуждаемая гипотеза о несовпадении границ не противоречит полученным в разделе 3.3 результатам для структур пятого ранга. В соответствии с этими выводами любой скачок скорости, обусловленной тектоническими причинами, приходится только на разлом, так что и границы структур СВДЗК четвертого ранга также неизбежно связаны с глубинными разломами, однако с другими, чем границы структур того же ранга новейших движений.

Рассмотрим теперь качественное соответствие структур третьего и четвертого рангов СВДЗК и новейших движений вдоль выделенных нами профилей. Как сказано в предшествующей главе (см. раздел 3.1), профиль Хельсинки—Ташкент (рис.3), представляющий часть дуги большого круга длиной около 5000 км, содержит достаточное количество данных для оценки размеров этих областей. Оказалось, что их характерный размер ~1500-2000 км, и в пределах профиля границы этих областей хорошо коррелируют с крупными тектоническими границами. Профиль пересекает Каледонский складчатый пояс Скандинавии: Норвежские каледониды; Восточно-Европейской платформы: Балтийский щит и Русскую плиту; Урало-Сибирской платформы: Туранскую плиту. Именно с этими крупными структурными элементами земной коры связаны области СВДЗК третьего ранга. Как следует из рис.3, вдоль профиля Хельсинки—Ташкент, вероятно, имеется унаследованность СВДЗК от новейших движений для структур третьего ранга. То же можно сказать и о связи СВДЗК с рельефом. Между новейшими движениями и рельефом корреляция прослеживается ясно, что подтверждают выводы Н.И.Николаева (1962), С.С.Щульца (1967,1979) и К.Оллиера (1984) об образовании современных форм рельефа новейшими движениями. Однако нельзя утверждать, что крупные тектонические единицы всегда



являются соответствующими единицами земной коры. Так, для территории Восточно-Европейской платформы существует четкая линия раздела между крупной опускающейся (северо-восток) и поднимающейся (юго-запад) структурами СВДЗК, что хорошо видно на профиле Охрид-Печора (рис.6). Эта линия не соответствует какому-либо тектоническому нарушению какой-либо тектонической границы того же ранга.

Проверка гипотезы об унаследованности СВДЗК проводилась отдельно для областей четвертого ранга. Для части территории Русской плиты, охваченной квадратной палеткой  $2000 \times 2000$  км<sup>2</sup>, трендовая составляющая, связанная со структурами третьего ранга, была убрана (раздел 3.2 гл.3), и построена карта-схема СВДЗК (рис.8). С карты-схемы остаточных структур четвертого ранга сняты значения СВДЗК вдоль профилей Хельсинки-Ташкент и Охрид-Печора там, где они пересекают площадь палетки. Эти значения ( $V_5$ ) сглажены с окном 250 км методом скользящего осреднения (см.рис.39). Видно, что имеется большая необрунная часть низкочастотной составляющей. В то же время для структур с характерными размерами  $\sim 300$  км заметно совпадение частных максимумов для кривых скорости СВДЗК и современного рельефа.

Рассмотрим графики СВДЗК, которые сопоставлены с рельефом вдоль профиля Люблина-Чарджоу (рис.4), пересекающего чередованием Альпийский складчатый пояс и Урало-Сибирскую платформу. С последними связаны области СВДЗК третьего ранга, хорошо коррелируемые с рельефом. То же отмечается и для структур четвертого ранга, однако в основном только в пределах складчатого пояса.

Анализ сопоставленных графиков СВДЗК и современного рельефа по линии профиля Стокгольм-Дубровник (рис.5), который пересекает участки земной коры как платформенного, так и геосинклинально-складчатого и орогенного типов, показал, что области СВДЗК третьего ранга в северной части профиля (платформы) слабее коррелируют с рельефом, чем в южной (Альпийский складчатый пояс). Для структур четвертого ранга характерна хорошая корреляция СВДЗК с рельефом в пределах Альпийского пояса.

Сопоставление графиков СВДЗК и высоты рельефа по линии профиля Охрид-Печора (рис.6) показывает, что структурные области СВДЗК третьего ранга в южной части профиля (Альпийский складчатый пояс) лучше коррелируют с рельефом, чем в северо-восточной

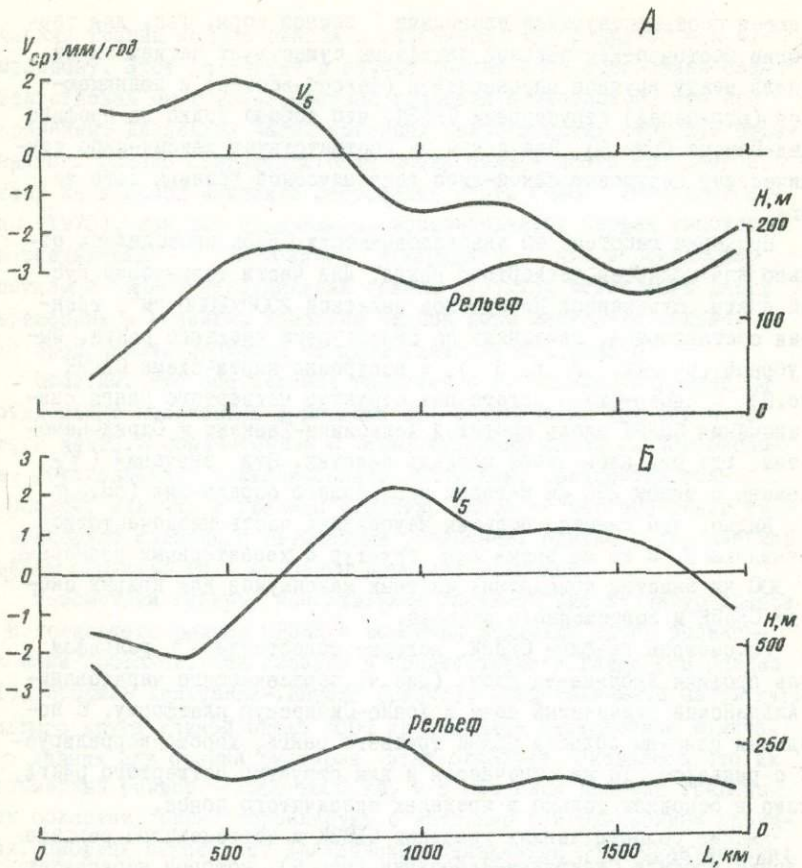


Рис. 39. Графики СВДЗК и современного рельефа структур четвертого ранга для отрезков палетки по линии профилей Хельсинки-Ташкент (А) и Охрид-Печора (Б);  $V_5$  - сглаженные значения скорости с окном 250 км

(платформа). Для структур четвертого ранга выявлено характерное совпадение частных максимумов для графиков скорости СВДЗК и современного рельефа.

Полученные результаты позволяют сделать выводы о том, что в основном для структуры третьего ранга имеется унаследованность

СВДЗК от новейших движений, для структур четвертого ранга это кажется маловероятным. В то же время в пределах территории складчатого пояса с новейшими движениями хорошо коррелируют структуры СВДЗК четвертого ранга.

#### 6.4. Парадокс пространственных размеров

В гл.3 сделан вывод о том, что спектр пространственных размеров СВДЗК дискретен, причем пики спектральной плотности расположены достаточно далеко друг от друга для того, чтобы методами частотной фильтрации можно было разделить структуры разного иерархического уровня. Выявлено два иерархических уровня с разными характерными размерами для платформ и орогена, третий найден путем проверки статистической значимости гипотезы о приуроченности скачков скорости СВДЗК к глубинным разломам земной коры.

Аналогичная иерархическая упорядоченность обнаружена и для структур новейших движений и современного рельефа. Для каждого вида движений и для каждого ранга структур определены количественные или качественные характеристики, которые сведены в табл.19, где, кроме исследованных в настоящей работе данных, для полноты картины описаны структуры еще более высоких рангов, вплоть до всей поверхности Земли, и характеристики их движений. Таким образом, таблица построена по иерархическому принципу. Если за старший (первый) ранг принять размер всей поверхности Земли, то вплоть до литосферных блоков выделяются пять рангов структур (Гарецкий и др., 1965; Казаков, 1978; Тектоника Евразии..., 1966; Тектоника Европы..., 1978; Хаин, 1977).

Обсудим характеристики движений земной коры, описанные в табл.19.

1. Вся литосфера. О движениях этого ранга не имеется надежных данных, представления о расширяющейся или пульсирующей Земле основаны на постулате о сведении горизонтальных движений к вертикальным. Данные о периодических глобальных регрессиях и трансгрессиях имеют также многозначную интерпретацию (Яншин, 1973; Колясников, 1988).

2. Литосферные плиты, включающие как материковые, так и океанические области, разделенные срединно-океаническими хребтами (Оллиер, 1984; Сегреу, 1959). Они характеризуются большими гори-

Т а б л и ц а 19

## Характеристики современных и новейших движений основных структур литосферы

Ранг	Морфо-тектоническая структура	Характерный размер структуры, км	Характер движений и границ, тип	Направление движений	Скорость движений, мм/год	
					современных	новейших
1	2	3	4	5	6	7
1	Вся литосфера	$\sim 4 \cdot 10^4$	Границ нет, колебательный тип движений	Вертикально		
2	Литосферные плиты	$\sim 10^4$	Границы резкие, структуры изометричны	Горизонтально	До 100	До 100 (Тихоокеанский рифт)
3	Платформы и геосинклинали	$\sim (1+2) \cdot 10^3$	Границы нерезкие (для современных и новейших движений). Тип движений эпейрогенический и орогенический. Структуры изометричны для участков спокойного развития и преимущественно сильно вытянуты для орогенов и складчатого пояса	Вертикально (горизонтально только в составе единиц высшего ранга)	7	$\sim 0,01-0,04$ (в складчатых поясах до 0,8) по А-А $\sim 0,03$

132

## Продолжение табл. 19

1	2	3	4	5	6	7
4	Щиты, плиты и складчатые зоны (каледониды и герциниды)	$\sim (2+4) \cdot 10^2$	Форма движений - изометричная, купольная для воздымающихся регионов или с резкими границами для опускающихся, для складчатых зон - вытянутая	Вертикально	От $\sim 3$ до $\sim 5$	До 0,03 (в складчатых зонах до 2,0) по А-А $\sim 0,02-0,05$
5	Антиклизы, синеклизы, срединные массивы, антиклинорий, синклинорий, своды, блоки мегантиклинали и мегасинклинали (литосферный блок или связка блоков)	$\sim 10^2$	Ограничены глубинными разломами, по которым осуществляются вертикальные относительные перемещения блока как единого целого Форма движений - изометричная	Вертикально	$\sim 1$ (в складчатых зонах до 3)	$\sim 0,02$

133

горизонтальными скоростями геологических движений. Например, для Тихоокеанского рифта максимальная скорость горизонтальных новейших движений составляет  $\sim 10$  см/год. Существенной чертой этих движений является то, что в них преобладает трендовая скорость, т.е. динамические процессы с характерным временем  $\sim 10^8$  лет. Парадокс скоростей для этих структур отсутствует. Оценки скорости вертикальных движений также базируются лишь на данных о регрессиях и трансгрессиях (Вакье Виктор, 1976; Земная кора... , 1972).

### 3. Платформы и геосинклинали (структуры третьего ранга).

В настоящее время имеются следующие достаточно надежные данные об указанных структурах: максимальная скорость вертикальных современных движений платформ составляет  $\sim 7$  мм/год (Головков, Нармирзаев, 1980; 1982; 1984), орогенов  $\sim 15$  мм/год (Вадковский, Родкин, 1978; Магницкий, 1976). Максимальная скорость вертикальных новейших движений платформ порядка 0,01–0,04 мм/год (Вадковский, Родкин, 1978), по профилю Хельсинки–Ташкент (Головков, Нармирзаев, 1982; 1985) – 0,03 мм/год, орогенов – 0,1 – 0,5 мм/год (Вадковский, Родкин, 1978; Никонов, 1977). Имеется определенная связь между тектоническими структурами и структурами современных движений третьего ранга, однако в плане соответствии этих структур неполное (раздел 6.3).

4. Щиты, плиты, складчатые зоны–каледониды, герциниды и вообще морфоструктуры с характерными размерами от 300 до 400 км, вероятно, наиболее подвижные элементы литосферы. Характерное время движения структур этого ранга составляет  $\sim 10^7$  лет при амплитуде до 20 км (например, для Панонской низменности; Артюшков, 1979; Stegand, Ceczy, 1975). Дополнительно можно указать на существование характерных времен  $\sim 10^6$  лет с амплитудой  $\sim 2$  км (например, для Копет-Дага; Расцветаев, 1972, 1980). Это соответствует максимальным скоростям новейших движений  $\sim 1 + 2$  мм/год. Нами получены максимальные скорости современных и новейших движений для этих структур по профилю Хельсинки–Ташкент (3–5 и 0,02–0,05 мм/год соответственно).

5. Антиклизы, синеклизы, срединные массивы, антиклинорий, синеклинорий, своды, блоки, мегантиклинали и мегасинклинали (литосферный блок или связка блоков). Установленная в многочисленных работах на отдельных полигонах (Бунин, 1988; Былинская, 1974; Гофштейн и др., 1971; Донобедов, Сидоров, 1972, 1973; Калаяв, 1974;

Магницкий, Артюшков, 1978; Субботин и др., 1976; Чекунов, Кучма, 1976, 1977; Ярмухамедов и др., 1979, 1988) и в целом (Никонов, 1977) связь скачков скорости СВДЗК с отдельными разломами статистически подтверждается как для платформенных, так и для орогенных областей (см. раздел 3.3). Найденные нами среднеквадратичные значения относительных движений по разломам ( $\sim 1,4$  и  $\sim 3,1$  мм/год для платформ и орогенов соответственно) позволяют выделить литосферные блоки с характерным размером  $\sim 100-150$  км в особый пятый ранг структур СВДЗК.

Оценки скорости современных и новейших движений, представленные в табл. 19, указывают на одно существенное различие этих движений. Оказывается, в современных и новейших движениях главенствующую роль играют структуры разных рангов. Этот вывод справедлив и для платформ, и для геосинклинали. Сопоставление современных и новейших движений земной коры для геосинклинали показывает, что если для СВДЗК максимальная скорость структур третьего ранга примерно в 2 раза больше, чем структур четвертого ранга, то для новейших движений скорость структур четвертого ранга больше в 1,5-2 раза, чем структур третьего ранга. Для платформенных областей скорости новейших движений структур третьего и четвертого рангов примерно одинаковы. Если считать, что продолжительность новейших движений  $\sim 3 \cdot 10^7$  лет, то полученные в разделе 6.2 величины размаха вертикальных новейших движений для структур третьего и четвертого рангов  $\sim 150$  и  $150-300$  м соответствуют скоростям 0,03 и 0,02-0,05 мм/год. Этот вывод имеет важное значение для определения природы СВДЗК, поэтому специально оценим его достоверность. Поскольку большая тектоническая подвижность структур четвертого ранга хорошо известна, наше утверждение касается больших скоростей СВДЗК структур третьего ранга.

Наиболее четко разница в скоростях современных и новейших движений видна на графиках их автокорреляционных функций (рис. 37, Г-а, б). Дисперсия автокорреляционных функций СВДЗК определяется амплитудой низкочастотной части, а новейших движений - амплитудой движений структур четвертого ранга (для профилей, кроме Хельсинки-Ташкент, это справедливо в предположении, что современный рельеф полно отражает скорость новейших движений). Полученные нами результаты о пространственных характеристиках СВДЗК являются достоверными и достаточно общими для всех исследованных платформенных

территорий. Следовательно, гляциоизостазия не влияет на сделанную нами оценку амплитуд и размеров структур третьего ранга, что также отмечалось И.В.Калашниковой и В.А.Магницким (1978).

## Г Л А В А 7. О ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ СОВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### 7.1. Обобщение результатов исследований современных движений земной коры и сейсмичности

В пространственном распределении сейсмичности существует тенденция к дискретности. В пределах Среднеазиатского, Балканского и Кавказского регионов выделены сейсмоактивные области трех масштабных уровней. Определены характерные размеры сейсмоактивных областей каждого масштабного уровня и расстояния между ними, а также формы и взаимные пространственные расположения этих областей. Оказалось, что форма сейсмоактивных областей каждого пространственного ранга близка к изометричной.

При общей изометрии областей конкретного пространственного ранга обнаруживаются два преобладающих направления, которые, по-видимому, показывают, что области сейсмической активизации являются местами пересечения определенных геотектонических структур или линеаментов.

Сейсмоактивные области четвертого ранга в пределах исследуемых регионов имеют два преобладающих направления, одно из которых более или менее совпадает с основными структурными особенностями регионов, но однозначной приуроченности их к геоморфологическим линеаментам одного ранга не обнаруживается. Области другого направления, располагаясь в виде линейных цепочек, секут все эти особенности.

Следует отметить, что пространственный дуализм (сочетание изометрии и линейности) характерен для сейсмоактивных областей всех рангов.

В результате анализа временных характеристик сейсмичности с учетом их пространственных особенностей установлено, что между размерами сейсмоактивных областей и характерными временами их активизации существует обратная зависимость, т.е. чем выше ранг области, тем меньше время ее активизации. При этом характерные времена активизации для областей четвертого ранга различны для зон, расположенных вдоль сейсмолинеаментов разного направления, а периоды активизации смещены по фазе. Кроме того, время активи-



зации для структур четвертого, а также третьего рангов в несколько раз меньше времени затишья.

Обнаружена отрицательная корреляция между коровой и глубокой сейсмичностью, причем только для низкочастотной составляющей спектра, которая обусловлена сильными и сильнейшими землетрясениями. Для высокочастотной части спектра и землетрясений средних магнитуд корреляция сейсмической активизации коровых и глубоких землетрясений положительна.

Для любого уровня магнитуд последовательность землетрясений во времени соответствует распределению Пуассона. Однако на больших временных интервалах характеристика этого распределения меняется во времени (активизация).

Закономерного перемещения очагов землетрясений во времени и в каком-либо направлении в рамках структур одного ранга не обнаружено.

Пространственное распределение скоростей современных вертикальных движений земной коры характеризуется ранговой структурой. Пространственные и амплитудные характеристики движений трех рангов имеют характерные размеры 750–2000 км, 250–400 км и 100–150 км для платформенных и орогенных областей. Такая же иерархическая система свойственна новейшим движениям и современному рельефу.

Для Восточно-Европейской платформы существует одно преобладающее направление упорядоченности (транскавказское). Выделенные структуры СВЗК четвертого ранга лишь частично коррелируют с тектоническими структурами этого региона, а их границы не всегда совпадают.

Современные и новейшие движения отличаются не только разницей скоростей этих движений (парадокс скоростей) или несовпадением площадных контуров структур (неполная унаследованность), но и разным соотношением амплитуд движений для структур всех рангов. Если для новейших движений максимальная амплитуда свойственна структурам четвертого ранга, то для современных – третьего ранга.

Полученная выше совокупность качественных и количественных характеристик современных и новейших движений земной коры не может быть объяснена единым физическим процессом. Наиболее вероятно, что высокочастотная часть спектра тектонических движений, с которой в основном связаны современные движения земной коры, имеет глобальную природу.

Рассмотрим, какими процессами в земной коре регионов и в целом в литосфере Земли можно объяснить полученные результаты.

## 7.2. Пространственный дуализм и поле упругих напряжений

Результаты сопоставления пространственного распределения сейсмоактивных областей второго ранга с особенностями геологического и тектонического строения исследуемых территорий показали, с одной стороны, отсутствие равномерной сейсмической активности вдоль тектонических структур, с другой — значимое различие в положениях геоморфологических и сейсмических линейментов. Эти факты не являются новыми. Установлено достаточно надежно, что очаги землетрясений статистически смещены относительно крупных разрывных нарушений (Кучай, 1981). Имеются также результаты, показывающие пониженный уровень напряжений на участках в непосредственной близости от существующих разрывных нарушений (Гзовский и др., 1974). Однако эти утверждения не объясняют описанные выше явления.

Отсутствие равномерной сейсмической активности в масштабе глобальных поясов сейсмичности, по-видимому, связано с глобальным взаимодействием литосферных плит. Как было отмечено выше, глобальные пояса сейсмичности приурочены к зонам субдукции или раздвижения литосферных плит, а также к зонам трансформных разломов. Однако из-за отсутствия параллельности между контуром подвигаемых плит и очертанием глубоководных желобов процесс субдукции происходит неравномерно по всей длине зоны. На одних участках могут происходить поглощения подвигаемой океанической плиты, на других — столкновение двух континентальных плит. Известно, что в местах таких столкновений обычно образуются горноскладчатые сооружения со сложной мозаикой блоков, испытавшие дифференциальные движения относительно друг друга. Эти участки характеризуются наличием конкретного поля напряжений, механизмов деформаций и т.п., о чем свидетельствуют данные определения фокальных механизмов землетрясений (Балакина и др., 1972). Наиболее активные в сейсмическом отношении участки литосферы приурочены именно к таким зонам.

Дальнейшие распределения сейсмичности определяются движением и взаимодействием мозаики блоков более мелких масштабов. Для объяс-

нения дискретного характера пространственного распределения сейсмичности в более мелком масштабе проанализируем результаты, полученные П.Н. Николаевым (1978). При этом следует учитывать блоковое строение литосферы, а также то, что структурные особенности с размерами, изменяющимися от тысячи километров до сантиметров, приводят к появлению локальных полей напряжений с таким же диапазоном размеров (Осокина, Цветкова, 1980). Поля тектонических напряжений территорий Кавказского региона, составленные автором на основе анализа данных о механизмах очагов землетрясений, показали, что блоковая структура литосферы исследуемого региона четко проявляется в характере полей тектонических напряжений. В пределах региона господствуют поля напряжений трех рангов, которые свойственны различным по размерам геоструктурным элементам земной коры. Высший ранг особенностей поля напряжений свойственен отдельным блокам или мозаике блоков небольших размеров. Ориентация поля напряжений этих зон постоянная. В пределах региона П.Н. Николаевым выделено 14 таких блоков, отличающихся между собой по типу деформаций, которые они испытывают. Для структур этого ранга характерны отсутствие взаимодействия между полями напряжений разных блоков.

На границе блоков поля напряжений терпят разрыв; их автор интерпретирует как зоны крупных разрывных нарушений.

В свою очередь весь исследуемый регион, имеющий конкретные геологические особенности, испытывает единую деформацию с единым полем напряжений. В целом для региона характерны субгоризонтальное направление сжимающих напряжений и субвертикальная ориентировка растягивающих усилий. Кавказско-Иранский сегмент Альпийского пояса, относящийся к следующему уровню тектодинамической системы, также обладает единым полем напряжений, но не соответствующим полям предыдущих тектодинамических систем.

Ранговое свойство поля тектонических напряжений свидетельствует о том, что каждый структурный элемент литосферы в зависимости от характерного размера представляет собой единую геодинамическую систему со своим полем напряжений, источником и механизмом деформаций, временем существования. Это указывает на то, что тектоническая жизнь любого участка земной коры определяется набором тектонических процессов, происходящих в литосфере и ответственных за функционирование тектодинамических систем каждого

ранга. Значит, каждое событие или процесс является следствием сложного взаимодействия систем разного масштабного уровня.

Исходя из изложенного можно предположить, что наиболее активные тектонические процессы, в частности сейсмические, приурочены к тем местам литосферы, где тектонические деформации разных рангов имеют одинаковое направление. Иными словами, сейсмоактивные области в пространстве приурочены к тем участкам, на которых суммируются напряжения одного знака по крайней мере двух тектодинамических систем разного масштабного уровня. С целью проверки этого предположения проанализируем график (см. рис. 40). На рисунке показаны изменения характера полей напряжений трех рангов и сейсмического поля вдоль поперечного профиля по линии А-А (рис. 12). Как видим, такое предположение оправдано. В пределах данного сегмента пояса, а также территории Кавказа в целом обнаруживаются участки (блоки), где направления по крайней мере двух осей напряжений разных рангов соответствуют друг другу. Эти участки характеризуются повышенной сейсмической активностью.

Таким образом, отсутствие равномерной сейсмической активности вдоль протяженных тектонических структур можно объяснить тем, что упругие напряжения накапливаются в тех блоках, где направления развития деформаций различных по уровню геодинамических систем соответствуют друг другу.

Дискретный характер распределения сейсмической активности вдоль протяженных структур определяется взаимодействием различных тектодинамических систем. Образование же сейсмолинементов, секущих основные геолого-тектонические структуры земной коры, объяснить намного сложнее. Оно, по-видимому, определяется характером направленности современного поля напряжений. Известно, что современный план тектонических структур земной коры формировался в течение длительного геологического времени. Отдельные геотектонические структуры (разрывы, система разрывов, складчатые системы) земной коры существуют несколько десятков и сотен миллионов лет. Однако поле тектонических напряжений в геологическое время могло менять свое направление. Для структурных особенностей более мелких размеров имеются экспериментальные данные, подтверждающие это. В частности, исследования Н.Н. Бакуна и др. (1976) показывают, что деформация отдельных участков литосферы в одних случаях имеет унаследованный характер, в других — совершенно иной. По-видимому, поля

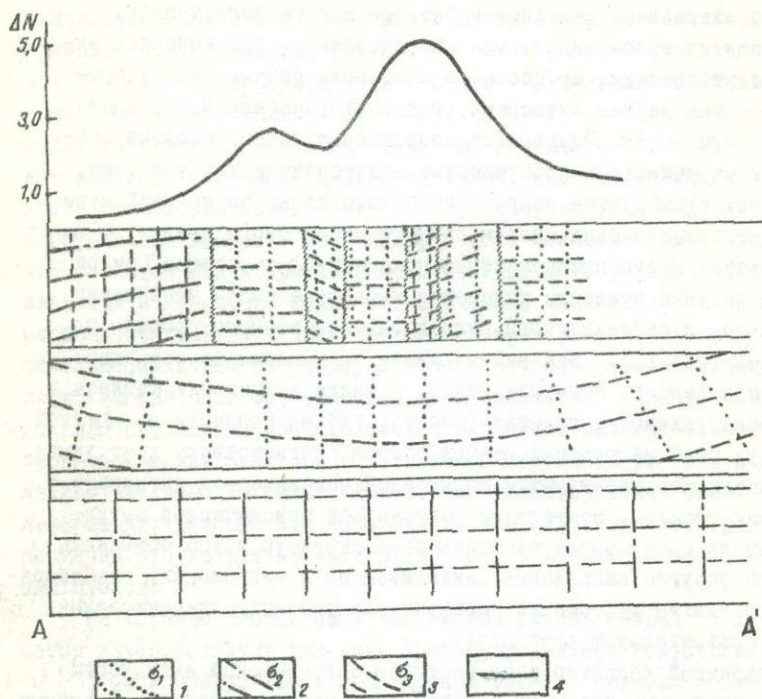


Рис. 40. Результат сопоставления сейсмического поля с полями тектонических напряжений по профилю А-А' Кавказского региона (см. рис. 21).

1 - ориентировка осей сжатия; 2 - промежуточный; 3 - растяжения; 4 - удельная плотность эпицентров землетрясений

напряжений глобальных поясов сейсмичности по сравнению с другими полями сейсмоактивных областей более крупных рангов устойчивы во времени, так как крупные структурные особенности литосферы, движения и взаимодействия которых определяют поля напряжений глобальных поясов сейсмичности в геологическом масштабе времени, малоподвижны, это подтверждается и тем, что в сейсмоактивных областях этого ранга тектонические и сейсмические линейменты совпадают.

В то же время для поля напряжений участков более мелких размеров определяющим является взаимодействие структур крупных рангов, которые считаются наиболее подвижными элементами земной коры и, следовательно, поля напряжений этих участков менее устойчивы во времени.

С указанной позиции несоответствие сейсмических и тектонических структур более крупных рангов может быть обусловлено изменением современного поля напряжений по сравнению с тем, которое было в геологическом прошлом.

### 7.3. Парадоксы и природа современных вертикальных движений земной коры

При изучении природы того или иного геодинамического явления необходимо прежде всего решить - связано ли оно с каким-либо специфическим процессом в недрах Земли, прямым отражением которого оно является, или существует какой-либо внешний процесс, характерные времена и энергетика которого, да и само протекание не зависят от тектоносферы. Например, при обсуждении парадокса пространственных размеров в современных и неотектонических вертикальных движениях земной коры прежде всего возникает вопрос, не объясняется ли большая амплитуда современных движений структур первого ранга постгляциальными явлениями, поскольку, как это принято считать в настоящее время, быстрое современное воздымание Фенноскандии объясняется постгляциальной разгрузкой (Артюшков, 1979; Никонов, 1977; Бронгулеев и др., 1982). Можно предположить, что количественные характеристики современных и новейших движений, определяемые эндогенными процессами, не совместимы с оценкой амплитуд СВДЗК структур третьего ранга, имеющих преимущественно экзогенную природу.

Для проверки такого утверждения был проведен спектральный анализ профиля Хельсинки-Ташкент и отдельно той его части, которая не включает Фенноскандию. Автокорреляционная функция для всей линии профиля Хельсинки-Ташкент представлена кривой (а) на рис. 41, а после исключения территории Фенноскандии - кривой б. Как видим, исключение этой территории из анализируемых данных существенно не влияет на полученные результаты. Разница только в том, что в первом случае (с включением территории Фенноскандии)

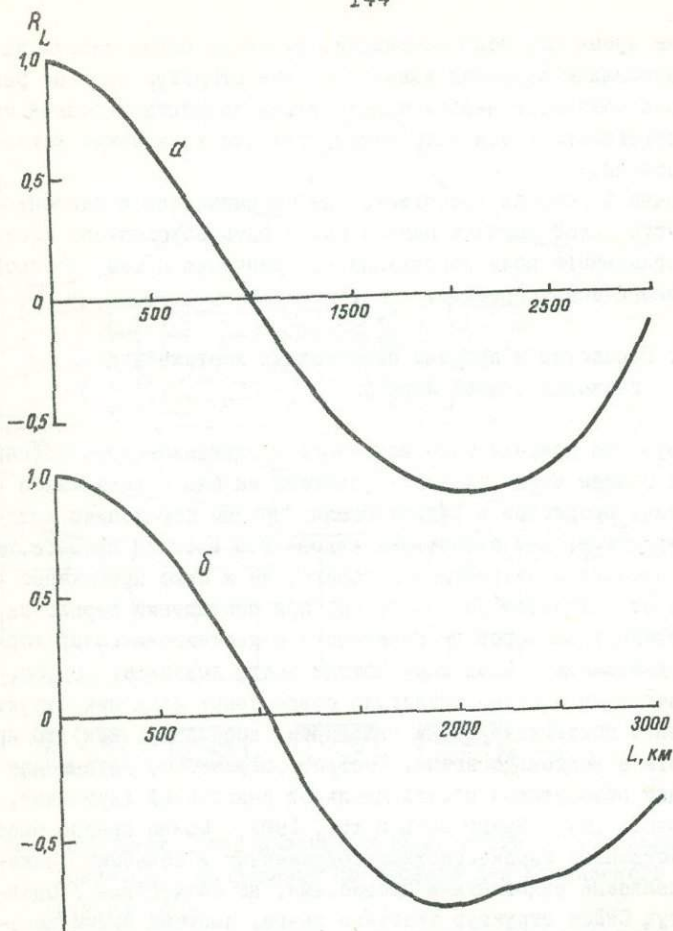


Рис. 41. Графики автокорреляционных функций по линии профиля Хельсинки-Ташкент для СВДБК:  
 а - с включением данных территории Фенноскандии; б - с исключением этих данных.

характерный размер структур третьего ранга ( $L$ )  $\sim 2000$  км и дисперсия процесса при нулевом лаге ( $D$ ) 4,6 мм/год, а во втором случае (с исключением территории Фенноскандии)  $L \sim 1800$  км и  $D = 4,9$  мм/год. Эти результаты согласуются с выводом Ю.А.Мещерякова (1963) о ведущей роли тектонических (негляциоизостатических)

процессов в современных движениях областей последнего покровного оледенения. Кроме того, на профиле Охрид-Печора (в его северо-восточной части) имеются большие отрицательные значения, что не может быть связано с постгляциальными движениями. Между тем для структур первого ранга амплитуда также составляет 6-7 мм/год (размах 13 мм/год).

Наиболее четко разница в скоростях современных и новейших движений видна на графиках их автокорреляционных функций (см. рис. 37). Дисперсия автокорреляционных функций СВДЗК определяется амплитудой низкочастотной части, а новейших движений - амплитудой движений структур четвертого ранга (для профилей, кроме Хельсинки-Ташкент, это справедливо в предположении, что современный рельеф полно отражает скорость новейших движений). Полученные нами результаты о пространственных характеристиках СВДЗК являются достоверными и достаточно общими для всех исследуемых платформенных территорий. Следовательно, гляциоизостазия не влияет на оценку амплитуд и размеров структур третьего ранга, что также отмечалось в работе И.Б.Калашниковой и В.А.Магницкого (1979).

Остановимся коротко на возможных причинах возникновения тектонических напряжений. По современным представлениям, ими являются термоупругие деформации, которые возникают в результате изменения температуры Земли во времени и пространстве, плотностные дифференциации, конвективные течения в мантии, гравитационные течения масс и др. (Магницкий, 1965; Артюшков, Магницкий, 1979). Существуют и другие процессы, которые приводят к возникновению дополнительных напряжений. Один из них связан с вариациями мощности земной коры и с наличием под отдельными областями аномально легкой мантии. По утверждению некоторых авторов, в результате существования таких неоднородностей в земной коре под действием поля силы тяжести возникают значительные горизонтальные вариации потенциальной энергии, под действием которых кора начинает течь и перемещаться в горизонтальном направлении. В итоге процесс приводит к возникновению дополнительных напряжений в несколько сот бар и больше (Магницкий, Артюшков, 1979; Кучай, 1975). По расчетам Джасау, Эльзасер и др. (Магницкий, Артюшков, 1979), напряжения 5-10 кбар возникают в результате погружения в мантию литосферных плит.



Одним из глобальных источников напряжений могут служить колебания скорости вращения Земли, которые приводят к изменению фигуры равновесия. По расчетам Джеффриса (Магницкий, Артюшков, 1979), в результате этого процесса в земной коре могут возникать напряжения порядка  $10^7 - 10^8$  бар. Причины неравномерного вращения Земли различные. По современным представлениям, они могут быть обусловлены как внутриземными, так и внеземными процессами. По данным Н.С.Афанасьевой и др. (1965), Н.С.Афанасьевой (1966), А.Д.Сытинского (1966, 1976, 1980), И.П.Дружинина и др. (1969), Ю.Д.Калинина и В.М.Киселева (1978), В.М.Киселева (1980), одной из главных причин изменения скорости вращения Земли является непостоянство солнечной активности. Например, А.Д.Сытинский (1966) утверждает, что усиление корпускулярного излучения солнца приводит к разогреву верхних слоев атмосферы. Это в свою очередь нарушает установившиеся движения в атмосфере. В результате происходит перераспределение массы атмосферы по земному шару, нарушается равновесие фигуры Земли. На основе этого механизма объясняется периодическое проявление землетрясений. По данным У.Манка и Г.Макдональда (1964), изменения скорости вращения Земли могут быть обусловлены колебаниями гравитационной постоянной, приливными трениями, атмосферными и океаническими приливами, электромагнитным воздействием Земли и межпланетной плазмы, изменением момента инерции, турбулентными движениями в ядре Земли. С последними связаны изменения с характерными временами несколько десятков лет и более (Манк, Макдональд, 1964; Головков, 1977).

Можно считать доказанным существование в литосфере Земли системы сил, имеющих глобальную размерность. Характерное время существования этой системы очень велико, по крайней мере больше периода тектонических циклов. В самом деле, анализ полосовых аномалий в Тихом океане показал, что скорость подвигания дна практически не менялась как в тектонически спокойную меловую эпоху, так и после развития альпийского цикла в кайнозой. При этом все перестройки плана сил и изменения скоростей движения отдельных плит определялись структурными особенностями литосферы, например, моментом соприкосновения континентальных типов коры Индийского субконтинента и Евразийского континента. Таким образом, вполне логичным будет утверждение, что характерное время действия источника плейттектонических движений достаточно велико, а наблю-

даемые характерные времена глобальных тектонических процессов определяются в равной мере скоростью горизонтальных перемещений плит (в среднем постоянной) и размерами структурных особенностей литосферы – в данном случае характерным размером плит.

Если учесть, что скорость современных горизонтальных движений по величине не превышает неотектоническую, а по направлению практически с ней совпадает, вывод о существовании глобальной системы сил очевиден. Ясно также, что связанные с действием этой системы силы скорости современных вертикальных движений по крайней мере не превышают по величине неотектонические. Однако некоторые виды геологических вертикальных движений не связаны прямо с плейттектоническими. В самом деле, теория геосинклиналиного развития земной коры достаточно хорошо обоснована физически и очевидно, что высвобождение потенциальной энергии при гравитационной дифференциации вещества достаточно велико, чтобы привести к известным вертикальным скоростям поднимания и опускания земной поверхности. Однако, рассматривая эти процессы, мы должны подчеркнуть два обстоятельства: во-первых, эти скорости все-таки значительно меньше современных (парадокс скоростей), во-вторых, в этом случае процессы в тектоносфере являются термодинамическими и их характерное время определяется в равной мере характерными размерами системы, вовлеченной в процесс, и скоростью переноса тепловой энергии. Последняя определяется теплопроводностью среды:

$\tau \sim l^2 / D_T$  при размере  $\sim 100$  км и коэффициенте температуропроводности  $K = 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с (Браун, Масит, 1984); характерное время процесса изменяется от  $10^7$  до  $10^8$  лет.

У каждого из описанных выше типов процессов имеется одно общее свойство, характерное впрочем для любого геофизического и вообще физического процесса. Если энергия выделяется на структурно неоднородной среде, то максимальные скорости движения будут присущи тем структурам, которые имеют характерный размер, близкий к размеру источника энергии. Для всей Земли в целом максимальную скорость имеют плиты, для региональных процессов "возбуждения астеносферы" (Белюсов, 1978) – структуры с характерным размером в сотни километров. Оценивая с этой точки зрения современные геодинамические движения, мы должны сделать вывод, что вызывающая их система сил имеет характерный размер, по крайней мере больший, чем размер

структур третьего ранга. Поскольку для структур больших размеров мы не имеем данных об амплитудах вертикальных движений, вполне может быть, что система сил обладает глобальной размерностью (парадокс пространственных размеров). Однако у нас уже есть глобальная система сил, связанная с плейттектоническими движениями.

Возникает вопрос, может ли эта система сил быстро изменяться во времени, чтобы объяснить существование высокочастотной части спектра геодинамических движений. Из сейсмологических исследований известно, что структурам разного ранга свойственна повторяемость сейсмических событий, причем характерное время активизации пропорционально размеру структуры. Это явление объясняется тем, что в структуре каждого ранга в глобальном поле квазипостоянных на таких временных интервалах сил возникает условие для автоколебаний с циклом: накопление напряжений — разгрузка при землетрясениях — накопление напряжений. Период цикла определяется размером системы и скоростью накопления напряжений. При условии постоянства глобального поля сил скорость накопления напряжений не зависит от размера системы, так что характерные времена циклов определяются размерами структур разных рангов, причем, как и для любых других процессов, здесь справедливо уравнение  $\tau \sim L^2/D$ . Однако такой механизм образования высокочастотной части спектра не может создать глобальных вариаций поля сил. В самом деле, как показано в отдельных работах (Головков, 1975), даже весьма сильные нарушения сплошности не влияют существенно на систему сил уже на расстоянии нескольких сот километров, так как "волна разгрузки" быстро затухает из-за конечной вязкости астеносферы, подобно тому как быстро затухает волна от брошенного камня на поверхности вязкой жидкости. Это означает, что поверхность Земли можно разбить на большое число элементов, которые практически не взаимосвязаны друг с другом. Поскольку периоды повторения в каждом элементе зависят только от его размеров и положения в глобальной системе сил, а фазы циклов случайны, осреднение по всей поверхности Земли приведет к нулевому результату. Следовательно, для объяснения глобальных высокочастотных вариаций этот механизм не подходит, и мы должны предположить, что эти вариации имеют независимую от плейттектонической системы сил природу. Исходя из того что вариации глобальны, можно сделать вывод: энергетический источник этих движений также имеет глобальную размерность. Но в этом случае он

не может иметь термодинамическую природу, так как при этом характерное время вариаций было бы слишком велико. Собственно такой термодинамический источник глобального масштаба уже есть и он управляет плейттектоническими движениями.

С другой стороны, существуют глобальные вариации движений земной поверхности еще более высокочастотные, чем современные геодинамические движения — это земные приливы с амплитудой вертикальных движений земной коры до нескольких десятков сантиметров. Для Земли эти колебания вынужденные (она не имеет близких характерных времен собственных колебаний). Очевидно, что по той же причине с точки зрения тектоносферы и современные геодинамические движения должны быть вынужденными, следовательно, для их объяснения мы должны искать в других гео-или астрофизических явлениях периодические процессы с характерными временами от десятков до десятков тысяч лет, причем их энергия должна быть достаточной для активного влияния на тектоносферу. Из предыдущего раздела ясно, что на эту роль могут претендовать по крайней мере три типа вариаций: солнечный, климатосферный и собственного вращения Земли. Все эти вариации в смысле воздействия на тектоносферу имеют глобальную размерность и весь требуемый набор характерных времен.

Рассмотрим возможную роль солнечно-земных связей. На рис. 42,а показано в логарифмическом масштабе выделение сейсмической энергии по годам в районе Копет-Дага (Абдуллабеков, 1979). Хорошо видна примерно 10-летняя повторяемость активизации. Предыдущая кривая обработана методом наложения эпох, причем отдельно для землетрясений разных энергетических классов (см. рис. 42, в). В качестве нулевых эпох выбраны такие, которые соответствуют году максимума солнечной активности (кривая на рис. 42, б представляет среднегодовые значения чисел Вольфа). Кажется, что полученные данные являются убедительным доказательством прямого влияния солнечной активности на внутривоздушные процессы. Однако обработка по той же методике сейсмических каталогов для других регионов дает отрицательный результат — в целом для Земли (известные кривые Беньоффа) 10-летняя периодичность не обнаруживается вообще. Спектральный анализ данных для Карпато-Балканского региона (Вадковский и др., 1978 а) выявляет 11-летнюю периодичность, но соотношение амплитуд в спектре свидетельствует скорее в пользу того, что

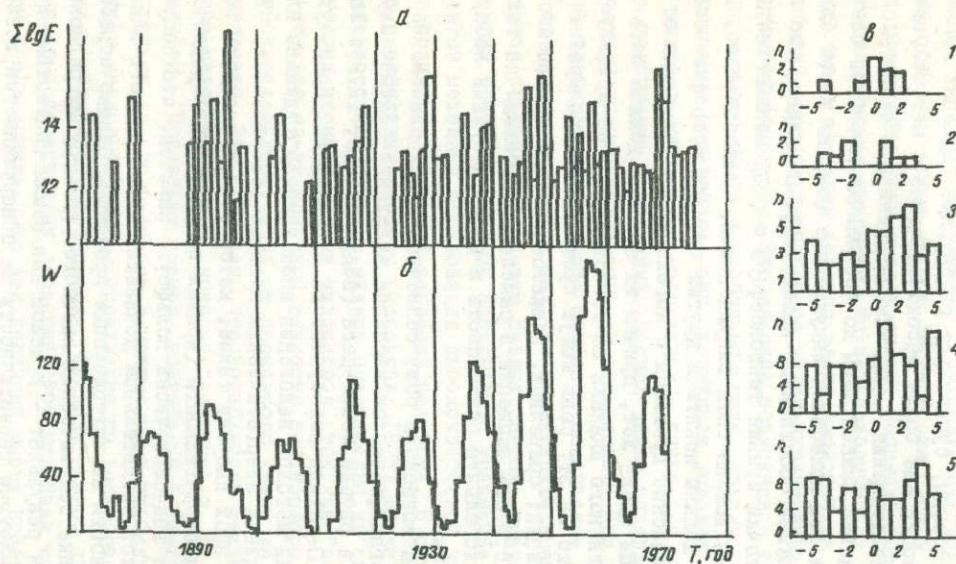


Рис.42. Годичные суммы выделения логарифмов сейсмической энергии (а), кривая солнечной активности (б) и гистограммы распределения количества землетрясений по классам внутри 11-летнего цикла солнечной активности в Копен-Даге(в) (1- $M \geq 6,6$ ,  $K \geq 16$ ; 2 - $M = 6-6,6$ ;  $K = 15-16$ ; 3- $M = 5,3-6,0$ ;  $K = 14-15$ ; 4- $M = 5,4-6,6$ ;  $K = 13-14$ ; 5- $M = 4,0-4,6$ ,  $K = 12-13$ )

это лишь третья гармоника основного 34-летнего цикла. Н.С.Афанасьева и Ю.Д.Калинин (1965) исследовали ряд исторических землетрясений Китая и показали, что значимым является 22-летний цикл. Авторы считают, что этот факт указывает на влияние солнечной активности на внутриземные процессы, поскольку указанный период есть ничто иное как хелловский цикл смены полярности магнитного поля Солнца. Однако возможно и другое объяснение.

В.П.Головков (1977) исследовал ускорение собственного вращения Земли за более чем столетний период. Указанный ряд хорошо аппроксимируется всего двумя аналитическими зависимостями: синусоидой с периодом около 20 лет и набором затухающих импульсов. Те же явления существуют в вековых вариациях геомагнитного поля. Сделан вывод: изменение скорости суточного вращения Земли (без учета приливного трения) хорошо согласуется с гипотезой, что его первопричиной являются волновые и турбулентные движения вещества в жидком ядре Земли. При этом импульсный характер имеют нерегулярности в глобальной конвекции вещества в ядре, обусловленные среднemasштабной стохастической турбулентностью. Более определенную природу имеют 20-летние вариации, которые являются крутильными колебаниями в системе ядро-мантия, возникающими при распространении альвековских волн в жидком ядре Земли. Теория таких вариаций приведена в работе С.И.Брагинского (1967). Таким образом, 22-летняя периодичность сейсмичности может быть связана как с солнечными, так и с сугубо внутриземными процессами, которые скорее всего совершенно независимы друг от друга, хотя и имеют близкие частоты собственных колебаний. К сожалению, длина рядов экспериментальных данных не позволяет проверить, являются ли они строго синхронными. Ю.Р.Ривин (1977) показал, что по крайней мере в вековых вариациях геомагнитного поля солнечной и внутриземной природы имеются близкие, но принципиально разные периоды.

Таким образом, современная динамика земной коры обусловлена главным образом существованием глобальной системы поля упругих напряжений, вызванных, вероятно, изменениями скорости вращения Земли.

#### 7.4. О возможной природе парадокса пространственных размеров

Рассмотрим вопрос, могут ли в тектоносфере Земли одновременно существовать системы сил, связанные с разными процессами. Про-

анализировав экспериментальные данные, мы пришли к выводу, что существуют по крайней мере три таких системы, причем две из них имеют глобальную размерность — высокочастотные и плейттектонические, а две — близкие характерные времена — региональные возбуждения астеносферы и плейттектонические. Скорость вертикальных высокочастотных движений на порядок и больше превышает соответствующую скорость плейттектонических. Следовательно, логично считать, что величина упругих напряжений в первом случае больше, чем во втором. Региональное возбуждение астеносферы приурочено к определенным участкам тектоносферы и перемещается вместе с нею в процессе плейттектонических движений. Необходимо выяснить, в какой степени такая гипотеза согласуется с физикой процессов в тектоносфере?

Остановимся на явлении региональной активизации астеносферы. Сейсмологические исследования показывают, что в регионах геосинклинального развития в разных его стадиях существует значительное разуплотнение вещества на глубинах 100–300 км и более, которое получило наименование астеносферных линз. Предполагается, что нижняя граница линзы определяется фазовым переходом (частичное плавление вещества мантии). Поскольку условия перехода являются функцией как температуры, так и давления (РТ-диаграмма фазового перехода), заглублиение этой границы в среднюю мантию свидетельствует либо о более высокой температуре тектоносферы в этом регионе, либо о меньшем гидростатическом давлении. В.П. Головков (1978) показал, что если глубинные границы определяются меньшим давлением, то это заглублиение связано не с определенным местом относительно средней и нижней мантии, а с лежащей выше толщей тектоносферы. Именно ее характеристики определяют заглублиение, и при плейттектоническом движении тектоносферы астеносферная линза движется вместе с нею, поскольку фазовый переход является обратимым. Таким образом, привязка "возбужденной астеносферы" к определенным участкам литосферы (относительные координаты) не противоречит представлениям о тектонике плит, но дополняет ее возможностью включить в совместное рассмотрение богатый материал о континентальной тектонике.

Сказанное не предполагает существования определенного механизма уменьшения движения на нижней границе астеносферы, а лишь показывает, что геосинклинальные процессы могут быть совместимы с понятиями плитовой тектоники. Однако в тех экспериментальных данных,

которые обсуждаются в работе, имеется указание на возможный механизм этого явления. Речь идет о региональных особенностях глобального поля упругих напряжений. В самом деле, анализ пространственного распределения современных и новейших вертикальных движений земной коры, сейсмической активности и, наконец, механизмов землетрясений и региональных полей напряжений показывает, что всем им свойственна иерархическая упорядоченность. Наиболее парадоксальную форму эта упорядоченность имеет в сейсмораионировании, и заключается она в существовании дуализма в организации пространственных форм — одновременное стремление к изометрии и линейной вытянутости. Разбиение сейсмолинеаментов на цепочки стабильных во времени изометричных зон даже для структур, прямо связанных с сугубо линейными тектоническими образованиями (разломами, орогенными поясами и т.п.), свидетельствует о существовании соответствующих неоднородностей поля действующих сил — плана упругих напряжений. Однако тектонические силы действуют в реальной среде с определенными упругими характеристиками. Накладываясь на силы гидростатического сжатия, эти напряжения сами вносят определенный вклад в симметричную часть тензора упругих напряжений.

Таким образом, пространственные неоднородности поля тектонических сил приводят к появлению в тектоносфере (в том числе ее нижней части) близких по величине вариаций квазигидростатического напряжения. Если при этом наклон РТ-диаграммы фазового перехода разуплотнения вещества оказывается близким к реальной зависимости давлений и температур от глубины, то малые изменения давлений приводят к довольно значительным изменениям глубины фазового перехода.

Рассмотрим теперь взаимодействие высокочастотного и тектонического полей сил. Возникает вопрос, почему тектоническое поле сил, связанных с плитовой тектоникой, вызывает большие скорости горизонтальных перемещений (порядка современных) и не вызывает соответствующих скоростей вертикальных движений (парадокс скоростей). Очевидно, это связано с тем, что скорость перемещения точки земной поверхности определяется формами движений — упругими и реологическими. В самом деле, если  $F = F(t)$ , то упругое сжатие мгновенно следует за вариациями силы и  $\Delta \ell_{упр}$

$\sim \frac{df}{df}$ , в то время как  $\Delta \ell_{реол} = f(F)$ . Естест-



венно, что в сферической оболочке тектоносферы  $\epsilon_{\text{реол}}$  в основном содержит горизонтальные составляющие, так как вертикальные перемещения антиизостатичны. Для  $\epsilon_{\text{упр}}$  такого ограничения нет и соотношение горизонтальной и вертикальной составляющих определяется только упругими модулями среды, т.е. имеет одинаковый порядок величин.

Таким образом, процесс образования астеносферных линий "возбуждения астеносферы" не противоречит плейттектоническим процессам, а дополняет их, внося существенный вклад в скорость региональных воздыманий и опусканий земной коры. Очевидно также, что ни по своим характерным временам, ни по отношению к внешним силам, этот процесс не может существенно влиять на скорость современной динамики земной коры. Парадокс пространственных размеров находит свое логическое объяснение в общей системе геологических представлений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной целью настоящей монографии является изучение закономерностей современной динамики земной коры. Для решения поставленной задачи предложен методический подход, основным ключевым положением которого служит исследование спектральных характеристик современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) и сейсмичности с позиции иерархической соподчиненности геодинамических процессов. При этом

исследовались спектральные пространственные характеристики СВДЗК и сейсмичности, т.е. характерные размеры сейсмоактивных областей, областей СВДЗК и определялись их масштабные уровни;

изучались спектральные временные характеристики сейсмичности, т.е. характерное время активизации сейсмоактивных областей, и устанавливался тип взаимосвязи между пространственными и временными характеристиками;

с учетом выявленных пространственно-временных характеристик исследуемых процессов изучались закономерности распределения и перераспределения упругих напряжений как в земной коре, так и в более глубоких частях литосферы;

проводился сравнительный анализ полученных результатов с существующими гипотезами о природе современной динамики земной коры.

В качестве объектов исследования выбрана западная часть Евразии (Восточная Европа, Малая и Средняя Азия, Кавказ и другие прилегающие территории).

Детальный анализ существующих рядов исходных данных по сейсмичности (каталогов землетрясений) и СВДЗК (результатов нивелировок, равномерных измерений, карт СВДЗК) с широким привлечением методов математической статистики позволил получить ряд оригинальных результатов. К ним можно отнести следующие.

I. Пространственные характеристики сейсмической активности и современных вертикальных движений земной коры имеют иерархическую структуру. Найдены пространственно амплитудные характеристики СВДЗК трех рангов для платформенных и орогенных областей, для сейсмичности выделено пять характерных размеров от сейсмозоны до всей поверхности Земли. Такая же иерархическая система свойственна новейшим движениям и современному рельефу.

2. Для Восточно-Европейской платформы существует выделенное направление упорядоченности (транскавказское). Выделенные структуры современных вертикальных движений земной коры четвертого ранга лишь частично коррелируют с тектоническими структурами этого региона, а их границы не всегда совпадают.

3. Современные и новейшие движения отличаются не только скоростями (парадокс скоростей) или несовпадением площадных контуров структур (неполная унаследованность), но и разным соотношением амплитуд движений для структур всех рангов. Если для новейших движений максимальная амплитуда свойственна структурам четвертого ранга, то для современных — третьего ранга.

4. Полученная выше совокупность качественных и количественных характеристик современных и новейших движений земной коры не может быть объяснена единым физическим процессом. Наиболее вероятно, что высокочастотная часть спектра тектонических движений, с которой в основном связаны современные движения земной коры, имеет глобальную природу. Их можно объяснить в рамках гипотезы о существовании вариации глобального поля напряжений, накладывающегося на долговременные поля напряжений, определяющие тектонику литосферных плит.

5. При общей изометрии сейсмоактивных областей определенного пространственного ранга обнаруживаются два преобладающих направления, которые, по-видимому, показывают, что области сейсмической активизации являются местами пересечения определенных геотектонических структур.

6. Сейсмоактивные области четвертого ранга в пределах исследуемых регионов расположены цепочками по двум преобладающим направлениям, одно из которых более или менее совпадает с основными структурами регионов, но однозначной приуроченности их к геоморфологическим или тектоническим структурам одного ранга не обнаруживается. Области другого направления располагаются в виде линейно вытянутых цепочек.

Следует отметить, что пространственный дуализм (сочетание изометрии и линейности) характерен для сейсмоактивных областей всех рангов. Если в качестве низшего ранга сейсмоактивных зон выступают глобальные сейсмические пояса, осреднение по ним дает низший ранг изометрии — всю поверхность Земли, а предыдущим рангом изометричных структур являются пересечения этих сейсмоактивных зон.

7. Между размерами сейсмоактивных областей и характерными временами их активизации существует прямая зависимость, т.е. чем больше ранг области, тем больше время ее активизации.

8. Совместный анализ пространственных и временных характеристик сейсмичности для областей четвертого ранга впервые позволил установить наличие в одном сейсмическом регионе разнонаправленных сейсмолинеаментов, отличающихся между собой сейсмическим режимом.

9. Обнаружена отрицательная корреляция между коровой и глубокой сейсмичностью, причем этот факт справедлив только для низкочастотной составляющей спектра, которая обусловлена сильными и сильнейшими землетрясениями. Для высокочастотной части спектра и средних магнитуд корреляция сейсмической активизации коровых и глубинных землетрясений положительная.

10. Для любого уровня магнитуд последовательность землетрясений во времени соответствует распределению Пуассона. Однако на больших временных интервалах характеристика этого распределения меняется во времени (активизации). Этот результат не противоречит выделенной рядом исследователей периодичности сейсмических процессов, поскольку детерминированная составляющая появлялась в статистике активизаций.

11. Сделано предположение, что исследованные характерные времена сейсмической активизации связаны с периодическим изменением глобальной системы упругих напряжений.

В заключение отметим, что появился ряд работ по исследованию пространственно-иерархического соподчинения различных геонимических явлений (Колмогаров, Колмогарова, 1982; Лебедева, 1982; Николаев, 1978 б, 1982; Осокина, 1982; Осокина, Фридман, 1982; Состропико, 1982; Ранцман, 1979, 1982), в которых получены результаты, близкие к описываемым в настоящей работе. Это еще раз подчеркивает актуальность выбранного направления, а поиски позволяют в будущем значительно расширить рамки исследования, привлекая для сопоставления независимые данные по рангам проявления сейсмичности, полей напряжений, систем разломов и других явлений.

## Список использованной литературы

- Абдуллабеков К.Н. О связи сейсмичности Копетдага, Памиро-Тянь-Шаня и Кавказа с солнечной активностью//Узб.геол.журн.Ташкент: Фан. 1979. №4. С.6-9.
- Абдуллабеков К.Н., Нурматов У.А., Головков В.П. Пространственные и временные характеристики сейсмичности некоторых регионов Альпийского пояса// Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах. Тезисы докладов Всесоюзной сессии МСССР. Фрунзе. 1981. С.45.
- Артюшков Е.А. Происхождение больших напряжений в земной коре// Изв.АН СССР. Физика Земли. 1972. №8. С.3-25.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука. 1979. 327 с.
- Афанасьева В.И. и др. Изменения ото дня ко дню скорости суточного вращения Земли и возможные причины этих явлений//Геоматнетизм и аэрономия. 1965. Т.У. №6. С.1098-1099.
- Афанасьева В.И. Нерегулярное изменение скорости вращения Земли и солнечная активность//Геоматнетизм и аэрономия. 1966.Т.УІ, №3. С.611-613.
- Балакина Л.М., Широкова Е.И. Сопоставление результатов определения механизма очага с наблюдениями в эпицентральных зонах// Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука. 1972. С.46-71.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука. 1972. 192 с.
- Бакун Н.Н., Силаева О.И., Терентьев В.А., Шолпо В.Н. Исследование напряженного состояния горных пород в складчатой структуре// Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С.275-288.
- Бат М. Спектральный анализ в геофизике. М.: Недра. 1980. 535 с.
- Батугин С.А., Батугина И.М. Изменение напряженного состояния нектронутого массива горных пород в пространстве и во времени// Напряженное состояние земной коры. М.: Наука. 1973. С.148-157.
- Безродный Е.М. Механизм очага Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 г. и его проявление в поле упругих напряжений// Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясение 1977 года. Ташкент: Фан. 1981. С.106-112.

- Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. С.13-28.
- Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Наука, 1978. С.5-13. 187-189.
- Бенъофф Г. Накопление и высвобождение деформаций по наблюдениям сильных землетрясений// Слабые землетрясения. М.: ИЛ, 1961. С.199-210.
- Берлянд Н.Г. О возможности автокорреляционного анализа при изучении структуры гравитационного поля// Изв.АН СССР. Физика Земли. 1971. №1. С.68-78.
- Борисов О.М., Якубов Д.Х., Ярмухамедов А.Р. Новейшая и современная разломно-блоковая тектоника Средней Азии//Современная динамика литосферы континентов. Тезисы докладов Рабочего совещания по подготовке многотомной монографии "Современная динамика литосферы континентов". М. 1988. С.40.
- Бронгулеев В.В., Грачев А.Ф., Калашникова И.В., Магницкий В.А. О связи современных и новейших движений земной коры с глубокой залегания фундамента Восточно-Европейской платформы//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. №4. С.17-30.
- Бронгулеев В.Вад., Грачев А.Ф., Калашникова И.В., Магницкий В.А. Современные движения земной коры, новейшая тектоника и физические поля Карпато-Балканского региона. Корреляционный анализ//Изв.АН СССР. Физика Земли, 1984. №7. С.3-12.
- Буланже Ю.Д., Лилиенберг Д.А. Итоги международного сотрудничества стран Восточной Европы по составлению сводной карты современных движений земной коры//Современные движения земной коры. Тарту. 1973. С.9-15.
- Буланже Ю.Д., Никонов А.А. Современные движения земной коры// Вестник АН СССР. 1973. №9. С.72-81.
- Буланже Ю.Д., Певнев А.К. О состоянии и перспективах исследований современных движений земной коры на геодинамических полигонах СССР//Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука. 1978. С.4-7.
- Булин Н.К. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры//Геотектоника. 1971. №3. С.3-15.
- Бунин Г.Г. Использование космоснимков для изучения блокового строения и металлогении Восточного Кавказа//Космические исследования геологических объектов литосферы. Ташкент: Фан. С.89-101.

- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Киряхин Л.Г. Тектоника эпитеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления//М.:Наука. 1975. 192 с.
- Бунэ В.И. Проблема прогноза места и времени сильного землетрясения в Южно-Тянь-Шаньской зоне//Физическое основание поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука. 1970. С.64-83.
- Бунэ В.И., Горшков Г.П., Крестников В.И. и др. Метод сейсмического районирования//Сейсмическое районирование территории СССР. М.:Наука. 1980. С.7-13.
- Бунэ В.И., Гитис В.Г., Щукин Ю.К. и др. Выделение зон наиболее вероятного возникновения очагов землетрясений по комплексу геолого-геофизических признаков//Сейсмическое районирование территории СССР. М.:Наука. 1988. С.42-45.
- Былинская Л.Н. Изучение современных тектонических движений геоморфологическими и статистическими методами. М.: Наука. 1974. 96 с.
- Бюс Е.И. Сейсмические условия Закавказья//Изв.АН ГрузССР. 1948, 1952, 1955. Ч.1,П,Ш. 306 с. 176 с. 131 с.
- Вадковский В.Н., Ляховский В.А., Тылкин Ю.С. Временная эволюция сейсмической активности Балканского региона// Алгоритмы и результаты обработки данных в МЦД (Материалы Мирового Центра Данных Б2). М. 1978. С.11-23.
- Вадковский В.Н., Родкин М.В. К вопросу о вертикальных движениях земной коры//Алгоритмы и результаты обработки данных в МЦД. М.:ВИНИТИ. 1978. С.84-98.
- Вакъе В. Геомagnetизм в морской геологии/ Пер.с англ./Под ред. А.М.Карасика, А.Н.Храмова. Л.: Недра. 1976. 192 с.
- Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука. 1969. 117 с.
- Введенская А.В. Поле упругих напряжений Земли//Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. Сейсмология. №8. М.: Наука. 1972. С.172-177.
- Введенская Н.А., Растворова В.А. Новейшая структура и сейсмичность Большого Кавказа//Сеймотектоника Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий (Результаты исследований по международным геофизическим проектам).М.: Советское радио. 1974. С.6-19.

- Вилькович Е.В. Алгоритмы исследования миграции сильных землетрясений. М.: ВИНТИ. Депронт 2925. 1976.
- Вилькович Е.В., Прозоров А.Г., Хадсон Д.А. О взаимосвязи землетрясений//Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан. 1976. С.132-140.
- Гайский В.Н., Икчурина С.Ш., Рябчук Т.М. Статистическая квазиоднородность сейсмического поля и связь между землетрясениями// Сейсмический режим Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1970. С.3-20.
- Гайский В.Н. Статистические исследования сейсмического режима. М.:Наука. 1970. 123 с.
- Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Типы структур молодых платформ Евразии//Геотектоника. 1965. №1. С.12-16.
- Гвишиани А.Д., Зелевинский А.В., Кейлис-Борок В.И., Кособоков В.Г. Исследование мест возникновения сильнейших землетрясений Тихоокеанского пояса с помощью алгоритмов распознаваний//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. №9. С.31-42.
- Гвишиани А.Д., Соловьев Л.А. О приуроченности эпицентров сильных землетрясений к пересечениям морфоструктурных линейментов на территории Южной Америки//Методы и алгоритмы интерпретации сейсмологических данных. М.: Наука. 1980. С.46-50.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.П. и др. О критериях высокой сейсмичности// ДАН СССР. 1972. Т.202. №6. С.1317-1320.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.Л. и др. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. I. Памир. Тянь-Шань//Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука. 1973. С.107-133.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Жидков М.П. и др. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. II. Четыре региона Малой Азии и Юго-Восточной Европы//Машинный анализ цифровых сейсмических данных. М.: Наука. 1974. С.3-40.
- Герасимов И.П. Современные движения и новейшая тектоника//Проблемы физической географии. Вып.15. М.-Л.: Изд.АН СССР. 1959. С.232-236.
- Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений//Изв.АН СССР, серия геофизическая. 1954. №5. С.390-410.



- Гзовский М.В. Тектонофизические сопоставления новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магнетизмом и глубинными процессами в пределах СССР//Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука. 1964. С.58-77.
- Гзовский М.В., Никонов А.А. Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разным тектоническим режимом и сейсмичностью//Изв.АН СССР. Физика Земли. 1968. №10. С.17-33.
- Гзовский М.В., Турчанинов И.А., Марков Г.А. и др. Напряженное состояние земной коры по данным измерений в горных выработках и тектонофизического анализа//Напряженное состояние земной коры. М. 1973. С.32-49.
- Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Ломакин А.А., Кудряшева В.В. Напряжения, разрывы, очаги землетрясений (результаты моделирования) //Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца. 1974. С.113-124.
- Гмурман В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высшая школа. 1977. 479 с.
- Головков В.П. Связь вековых вариаций геомагнитного поля с суточным вращением Земли//Геомагнетизм и аэронавигация. 1977. Т.ХУП. №4. С.735-741.
- Головков В.П. Астеносферные линзы и их роль в геодинамике// Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Недра. 1978. С.84-90.
- Головков В.П., Нармирзаев Ф.Д. О некоторых особенностях проявления современных движений земной коры платформенного типа// Материалы республиканской научно-технической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной 50-летию ТашПИ. П ч. Ташкент. Ротапринт. 1980. С.86.
- Головков В.П., Нармирзаев Ф.Д. Структурные особенности современных движений земной коры платформенного типа//Узб.геол.журн. 1980. №6. С.10-16.
- Головков В.П., Нармирзаев Ф.Д. Пространственная иерархическая структура современных и новейших движений земной коры//Неотектоника и современная динамика литосферы. Тезисы докладов всесоюзного совещания. Т.1. Таллин. 1982. С.103-104.

- Головков В.П., Нармирзаев Ф.Д. Пространственная структура современных вертикальных движений земной коры и ее связь с геотектоникой//Узб.геол.журн. 1985. №3. С.14-17.
- Горшков Г.П., Шенкарева Г.А. Удельная сейсмическая энергия и сейсмическое районирование//Труды 10-й Генеральной Ассамблеи Европейской сейсмогеологической комиссии. М.: Сов.геофиз.ком. 1970. Т.2. С.119-129.
- Горшков Г.П., Шенкарева Г.А. Некоторые особенности проявления сейсмической активности в альпийском поясе Евразии// Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.:Наука. 1978. С.234-240.
- Горшков А.М., Капуто М., Кейлис-Борок В.И. и др. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. IX.Италия.  $M \geq 6,0$ //Теория и анализ сейсмогеологических наблюдений. М.: Наука. 1979. С.3-40.
- Гофштейн И.Д. Классификация современных движений земной коры//Геол.сборник Львовского гос.ун-та. 1971. №13. С.153-162.
- Гофштейн И.Д., Сомов В.И., Кузнецова В.Г. Итоги изучения современных движений земной коры в Карпатах//Геофизический сборник АН УССР. Вып.40. Киев: Наукова думка. 1971. С.25-33.
- Губерман Ш.А. D волны и землетрясения: Препринт ИПМ АН СССР, №40, 1978.
- Губерман Ш.А. D волны и землетрясения//Теория и анализ сейсмологических наблюдений. М.: Наука. 1979. С.158-159.
- Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений в Таджикистане. М.:Изд.АН СССР. 1960. 464 с.
- Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности//Сейсмичность, сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С.109-119.
- Гутенберг В. Основы сейсмологии. М.: ОНТИ. 1935. 147 с.
- Гутенберг В., Рихтер К.Ф. Сейсмичность Земли. М.: ИЛ. 1948. 160 с.
- Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир.1977. С.255-271.
- Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. Вып.1. М.: Мир. 1971. 316 с.
- Джибладзе Э.Л. О сейсмичности Джавахетского нагорья//Изв.АН СССР. Физика Земли. 1975. №1. С.76-80.

- Динник А.Н., Моргаевский А.Б., Савин Г.Н. Распределение напряжений вокруг подземных горных выработок//Труды совещания по управлению горным давлением. М.-Л.: Изд.АН СССР. 1938.С.7-55.
- Донабедов А.Т., Сидоров В.А. Некоторые данные о соотношениях между современными вертикальными движениями земной коры и геофизическими полями в пределах Волго-Уральской нефтеносной провинции и УССР//Проблемы геологии нефти. Труды ин-та геол. и разраб. горючих ископаемых АН СССР. Вып.2. М.: Недра. 1971. С.80-91.
- Донабедов А.Т., Сидоров В.А. Современные вертикальные движения земной коры, их связь с геофизическими полями и распределением месторождений полезных ископаемых// Современные движения земной коры. №5. Тарту. 1973. С.617-622.
- Дьяковский В.Б., Чернышев М.Ф., Паздников Н.В. Экспериментальные исследования напряженности горного массива на Высоко-Чорском и Кочарском месторождениях//Напряженное состояние земной коры. М.: Наука. 1973. С.107-119.
- Дружинин И.П., Хамьянова Н.В. Солнечная активность и переломы хода природных процессов на Земле. М.: Наука. 1969. 224 с.
- Ермилин В.И., Чигарев Н.В. Горообразование и сейсмичность Памиро-Алая. М.: Наука. 1981. 128 с.
- Жидков М.П., Кособоков В.Г. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. УШ. Пересечения линейментов Востока Средней Азии//Вопросы прогноза землетрясений и строения Земли. М.: Наука. 1978. С.48-71.
- Земная кора и верхняя мантия/Под ред. П.Харта. М.: Мир. 1972. 640 с.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука. 1975. С.7-45.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. 1979. 311 с.
- Ибрагимов Р.Н. Сейсмотектоника Ферганской впадины. Ташкент: Фан. 1970. 164 с.
- Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Срединного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан. 1978. 144 с.
- Ибрагимов Р.Н., Абдуллабеков К.Н. О периодичности сильных землетрясений Западного Тянь-Шаня//Узб. геол. журн. 1974. №4. С.42-45.

- Ибрагимов Р.Н., Абдуллабеков К.Н. О периодичности сильных землетрясений Кавказа//Узб.геол.журн. 1974. №6. С.16-19.
- Иванова В.М., Калинина В.Н., Нешумова Л.А. Математическая статистика. М.: Высшая школа. 1981. 368 с.
- Казаков И.Н. Геосинклинали и складчатые области. Л.: Недра. 1978. 225 с.
- Калашикова И.В. Метод разложения в интеграл Фурье современных вертикальных движений и сопоставление спектров для различных тектонических областей//Современные движения земной коры.М.: ВИНТИ. 1968. №3. С.104-119.
- Калинин Ю.Д., Киселев В.М. Неравномерности суточного вращения Земли и солнечная активность. М. 1978. Препринт №20 (219).
- Каляев Г.И. Складчатые системы и массивы южных районов Русской плиты и Украинского щита//Структура фундамента платформенных областей СССР. Л.: Наука. 1977 с.
- Каракин А.В., Калашикова И.В., Магницкий В.А. Об эффектах "смазочного слоя", возникающих при горизонтальных перемещениях литосферы//ДАН СССР. 1974. Т.214. №3. С.561-564.
- Карта мира: Общегеографическая. I:2500000:
1. NP-P 31-36 (13). Мурманск. Берлин:УГК ГДР. 1967. 1 л.
  2. NP-Q 31-36 (23). Хельсинки.Берлин:УГК ГДР, 1967. 1 л.
  3. NM-O 33-36 (36). Варшава. М.:ГУГК, 1972. 1 л.
  4. NM-O 37-40 (37). Москва. М.:ГУГК, 1975. 1 л.
  5. NJ-L 31-33 (53). Рим. Берлин:УГК ГДР, 1964. 1 л.
  6. NJ-L 34-36 (54). София. Бухарест:ВТУССР. 1968. 1 л.
  7. NJ-L 37-39 (55). Тбилиси. М.:ГУГК. 1976. 1 л.
  8. NJ-L 40-42 (56). Ташкент. М.:ГУГК. 1975. 1 л.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей/Гл.ред. Н.И.Николаев. I:5000000. М. 1979. 4 л.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей масштаба I:5000000 (Краткая объяснительная записка. Составили Н.И.Николаев, А.А.Наймарк). М.: Аэрогеология. 1979. 34 с.
- Карта разломов территории СССР и сопредельных стран/ Отв.ред.А.В. Сидоренко и др. I:2500000 . М.: ГУГК. 1977. 12 л.
- Карта новейшей тектоники СССР/Отв.ред.Н.И.Николаев, С.С.Шульц. I:5000000. М.:М-во геологии и охраны недр СССР. 1959. 4 л.
- Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы/Гл.ред.Ю.А.Мещеряков. I:10000000. М.:ГУГК. 1968. 1 л.

- Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы/ Гл.ред.Ю.А.Мещеряков. I:2500000. М.:ГУГК. 1970. 6 л.
- Карта современных вертикальных движений земной коры в Карпато-Балканском Регионе/Гл.ред.Иштван Йоо. I:1000000. Будапешт: Картография. 1979 а. 2 л.
- Карта современных вертикальных движений земной коры в Карпато-Балканском регионе (упрощенный вариант) /Гл.ред.Иштван Йоо. I:2000000. Будапешт: Картография. 1979 б. 1 л.
- Карта современных вертикальных движений земной коры острова Сахалина/Гл.ред.Ю.П.Никитенко. I:1250000. М.:ГУГК. 1981. 2 л.
- Кендалл М.Дж., Стюарт А. Многомерный статистический анализ и временные ряды. М.: Наука. 1976. 650 с.
- Кириллова И.В., Сорский А.А. О методике составления карты сейсмического районирования масштаба I:1000000 на примере Кавказа// Бюл.Совета по сейсмол. 1960. №8. С.121-124.
- Киселев В.М. Неравномерность суточного вращения Земли. Новосибирск: Наука. 1980. 160 с.
- Колкот Э. Проверка значимости. М.: Статистика. 1979. 128 с.
- Колмогоров В.Г. Соотношение новейших и современных движений земной поверхности в Сибири и вопросы интерпретации инструментальных данных изучения современных вертикальных движений// Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы: Тезисы докладов Всесоюзного совещания. Т.1. Таллин. Ротапринт АН ЭССР. 1982. С.118-121.
- Колясников Ю.А. К проблеме пульсирующе-расширяющейся Земли//Изв. АН СССР, сер.геология. 1988. Вып.3. С.107-114.
- Корешков Н.А., Райзман А.П. Состояние и некоторые результаты изучения современных движений земной коры геодезическими методами на Ферганском и Газлийском геодинамических полигонах УзССР //Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. М.: Наука. 1983. С.50-55.
- Корокина Т.П. Анализ и исправление северо-восточного участка современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы по данным повторного нивелирования//Рефер.сборник ЦНИИГАИК. Серия геодез. №37. 1975.
- Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным//Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.:Наука. 1971.С.238-253.

- Кропоткин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений//Напряженное состояние земной коры. М.: Наука. 1973. С.21-31.
- Кропоткин П.Н. Проблемы геодинамики//Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука. 1980. С.176-247.
- Курленя М.В. Результаты экспериментальных исследований напряженного состояния угольных массивов Кузбасса//Напряженное состояние земной коры. М.:Наука. 1973. С.128-134.
- Кутепов В.М. Закономерности в распределении естественных напряжений в массивах скальных трещиноватых пород склонов речных долин// Напряженное состояние земной коры. М.: Наука. 1973. С.135-147.
- Кучай В.К. Поле тектонических напряжений, поверхность свободной мантии, сейсмичность и орогенез// Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука. 1975. С.144-145.
- Кучай В.К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука. 1981. 162 с.
- Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахского надвига//ДАН СССР. 1978. Т.240. №3.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра. 1965. 279 с.
- Магницкий В.А., Артюшков Е.В. Некоторые общие вопросы динамики Земли//Тектоносфера Земли. М.: Наука. 1979. С.487-525.
- Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М.: Мир. 1974. 394 с.
- Марков Г.А. Напряженность пород в Хибинских рудниках и ее связь с современными тектоническими движениями земной коры// Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском полигоне. М.: Наука. 1972. С.147-152.
- Мещерский И.Н. Многократные повторные нивелирования на трассе Краснодарск-Чарджоу//Современные движения земной коры. М.: ВИНТИ. 1968.
- Мещерский И.Н. Повторное нивелирование линии Кинель-Ташкент-Красноводск//Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент: Фан. 1971. С.174-176.

- Мещеряков Ю.А. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований// Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР. 1963. С.7-24.
- Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука. 1967. 135 с.
- Мушкетов Д.И. Сейсмическое районирование Средней Азии// Труды Сейсмол. ин-та. №34. Вып.2. 1933. С.1-26.
- Нармирзаев Ф.Д. Структурные особенности спектральных характеристик современных вертикальных движений земной коры (на примере Восточной Европы и Средней Азии)// Тезисы докладов юбилейной научной конференции молодых ученых и специалистов, посвященной 60-летию Ленинского комсомола Узбекистана. Ташкент: Картофабрика института "Узгипрозем". 1986. С.234.
- Нерсесов И.Л., Ризниченко Ю.В. Повторяемость землетрясений и карта сейсмической активности// Сейсмические и гляциологические исследования в период МГГ. М.: Изд. АН СССР. 1959. Вып.2. С. 31-39.
- Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Кучай В.К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона// Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука. 1974. С.120-131.
- Несмеянов С.А., Бархатов И.И. Новейшие и сейсмогенерирующие структуры Западного Гиссаро-Алая. М.: Наука. 1978. 119 с.
- Николаев Н.И. О новом тектоническом этапе развития земной коры// Бюл.МОИП. Т.27. №3. 1952. С.93-94.
- Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Гостеолтехиздат. 1962. 392 с.
- Николаев Н.И. Некоторые итоги изучения неотектоники и задачи дальнейших исследований// Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра. 1967. С.9-18.
- Николаев Н.И., Бабак В.И., Медянцева А.Н. Вопросы неотектоники Балтийского щита и Норвежских каледонид// Советская геология. 1967. №3. С.3-22.
- Николаев Н.И. Карта новейшей тектоники Фенноскандии и некоторые проблемы изучения ее новейшей геологической истории// Новейшие движения, вулканизмы и землетрясения материков и дна океанов. М. 1969. С.150-151.

- Николаев П.Н. Особенности графика повторяемости землетрясений и их геологическая обусловленность//Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах: М.: Наука. 1978. С.199-203.
- Николаев П.Н. Напряженное состояние и механизм деформации земной коры альпийской складчатой области//Изв.высших учебных заведений. Геология и разведка. 1978 б. №II. С.65-78.
- Николаев П.Н. Напряжение земной коры и его значение для новейшей геодинамики//Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы. Тезисы докладов Всесоюзного совещания. Т.1. Таллин. 1982. С.57-59.
- Никонов А.А. О современных вертикальных движениях земной коры в сейсмоактивных районах Средней Азии//Изв.АН СССР. Физика Земли. 1971. №6. С.3-11.
- Никонов А.А. Современные движения земной коры Фенноскандии//Современные движения земной коры. №5. Тарту. 1973. С.66-71.
- Никонов А.А. Современные движения земной коры в вулканически активных районах//Изв.АН СССР. Физика Земли. 1974. №5. С.55-63.
- Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука. 1977. 240 с.
- Никонов А.А. Современные вертикальные движения земной коры Северной Америки//Геотектоника. М. 1978. №6. С.110-119.
- Никонов А.А. Современные вертикальные движения побережий северных и дальневосточных морей СССР//Геология и геофизика.1980. №6. С.71-78.
- Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. Сейсмоструктура и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука. 1983. 240 с.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР/Отв.ред. Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. М.:Наука. 1977. С.69-296.
- Нурматов У.А., Абдуллабеков К.Н., Головков В.П. О случайном характере распределения землетрясений Кавказа//Узб.геол.журн. 1980. №3. С.74-77.
- Нурматов У.А., Абдуллабеков К.Н., Головков В.П. Пространственные и временные характеристики сейсмичности Средней Азии//Тезисы докладов научно-теоретической конференции молодых ученых-геологов. Ташкент. 1982. а. С.81-82.



- Нурматов У.А., Абдуллабеков К.Н., Головков В.П. Некоторые региональные и глобальные особенности проявления сейсмичности// Тезисы докладов научно-теоретической конференции молодых ученых-геологов. Ташкент. 1982б. С.103-104.
- Нурматов У.А., Абдуллабеков К.Н., Головков В.П. Взаимосвязь коровых и подкоровых землетрясений в Памиро-Гиндукушском и Балканском регионах// Узб. геод. журн. 1983. №1. С.34-38.
- Нурматов У.А., Абдуллабеков К.Н., Головков В.П. Пространственные и временные характеристики сейсмичности Кавказа// Узб. геол. журн. 1983. №3. С.36-41.
- Обручев В.А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники// Изв. АН СССР, серия геологическая. 1948. №5. С.13-24.
- Оллиер К. Тектоника и рельеф /Пер. с англ. В.В.Середина. М.: Недра, 1984. 460 с.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений в окрестностях систем тектонических разрывов// Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука. 1982.
- Писаренко В.Ф. Вычислительная сейсмология. Вып.10. М.: Наука. 1977. С.118-149.
- Поле тектонических напряжений по данным измерений в Хибинском массиве// Напряженное состояние земной коры. М.: Наука. 1973. С.50-53.
- Поля напряжений и деформаций в литосфере/Отв. ред. А.С. Григорьев, Д.Н. Осокина. М.: Наука. 1979. 255 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.
- Пояснительный текст к карте современных вертикальных движений в Карпато-Балканском Регионе. Будапешт: Картография. 1979. 40 с.
- Проблемы изучения современных движений земной коры. Киев: Наукова думка. 1977. С.10-40.
- Прозоров А.Г., Ранцман Е.Я. Статистика землетрясений и морфоструктуры Востока Средней Азии/ДАН СССР. 1972. Т.207. №2. С.341-344.
- Прозоров А.Г. О пониженной вероятности сильных толчков в некоторой пространственно-временной окрестности сильных землетря-

- сений мира//Вопросы прогноза землетрясений и строения Земли. М.: Наука. 1978. С.35-47.
- Пустовитенко Б.Г., Каменобродский А.Г. Закономерности миграции очагов землетрясений Крыма//Исследования по физике землетрясений. М. 1976.
- Осокина Д.Н. Вопросы изучения иерархической структуры тектонического поля напряжений, критериев выделения полей различных уровней и взаимосвязи между ними на основе моделирования и теоретических расчетов// Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Тезисы докладов всесоюзного симпозиума. Новосибирск. 1982. С.11-12.
- Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование взаимосвязей между характеристиками смещений по разрывам и тектоническими полями напряжений различных уровней//Тезисы докладов УШ Всесоюзного совещания по изучению современных движений земной коры. Кишинев: Штиинца. 1982. С.89-91.
- Остропико П.А. Исследование современных вертикальных движений земной коры в сейсмоопасных областях с целью прогноза землетрясений//Тезисы докладов УШ Всесоюзного совещания по изучению современных движений земной коры. Кишинев: Штиинца. 1982. С.91-93.
- Панкрушин В.А. К теории динамической геодезии// Труды Новосибирского института инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии. Т.24. Новосибирск. 1971. С.75-86.
- Панкрушин В.А. Основные вопросы и некоторые результаты исследований динамических систем наблюдений современных движений земной коры//Труды Новосибирского института инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии. Новосибирск. 1972. С.133-142.
- Пшенинников К.В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М.: Наука. 1965. 87 с.
- Порчухан Д.П. Остаточные напряжения в скальных массивах и возникающие при их разгрузке деформации//Тезисы докладов к третьему региональному совещанию по инженерной геологии 27-29 октября 1966 г. Л.: Изд-во Ленинградского горного института. 1966. С.41-59.

- Райзман А.П. Исследование Ташкентского землетрясения 1966-1968гг. геодезическими методом//Автореф.канд.дис. М.: ИФЗ АН СССР. 1970.
- Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.:Наука. 1979. 170 с.
- Ранцман Е.Я. Современное блоковое строение земной коры и прогноз мест сильных землетрясений//Современные движения земной коры. Тезисы докладов УШ Всесоюзного совещания. Кишинев: Штиинца. 1982. С.105-106.
- Расцветаев Л.М. Основные черты новейшей тектоники Копет-Дага// Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб.3. М.: Изд. МГУ. 1972. С.35-70.
- Расцветаев Л.М. Структурно-стратиграфическая корреляция этапов накопления и деформации с моласс (на примере юга Средней Азии)//Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. Труды ГИ АН СССР. Вып.380. М.:Наука. 1980. С.111-122.
- Резанов И.А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М.: Изд-во АН СССР. 1959. С.163-193.
- Результаты исследования напряжений в массивах горных пород Львовско-Волынского и Донецкого угольных бассейнов//Напряженное состояние земной коры. М.: Наука. 1973. С.120-127.
- Рейснер Г.И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. М.: Недра. 1980. 173 с.
- Ризниченко Ю.В. Об изучении сейсмического режима СССР. Геофизическая. 1958. №9. С.1057-1074.
- Ризниченко Ю.В. Проблемы физики землетрясений//Изв.АН СССР. Физика Земли. 1966. №2. С.3-24.
- Ризниченко Ю.В., Богдасарова А.М. Максимальные возможные землетрясения Японии// Изв.АН СССР. Физика Земли. 1975. №11. С.14-32.
- Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Степаненко Н.Я. Сейсмичность и согреваемость Карпато-Балканского региона. Кишинев: Штиинца. 1976. 118 с.
- Ризниченко Ю.В. Сейсмический режим и сейсмическая активность//Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. С.47-58.
- Рикитаци Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир. 1979. 338 с.
- Рихтер В.Г. Методы изучения новейшей и современной тектоники шельфовых зон морей и океанов. М.: Недра. 1965. 244 с.

- Ротанова Н.М., Папиташвили Н.Е., Пушков А.Н. О спектральном анализе временных рядов геомагнитного поля методом максимальной энтропии. Препринт №36 (264). ИЗМИРАН СССР. М. 1979. 36 с.
- Самнер Г. Математика для географов. М.: Прогресс. 1981. 286 с.
- Серебрянников М.Г., Первозванский А.А. Выявление скрытых периодичностей. М.: Наука. 1965. 244 с.
- Собакарь Г.Т., Сомов В.И., Кузнецова В.Г. Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий. Киев: Наукова думка. 1975. 127 с.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука. 1974. 184 с.
- Степанян В.А. Краткая хронология наиболее значительных землетрясений в исторической Армении и в прилегающих районах//Материалы Закавказской конференции по антисейсмическому строительству. Ереван: Арм.фил.АН СССР. 1942. С.59-72.
- Субботин С.И., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений//Геофизический сборник АН УССР. Вып.70. Киев: Наукова думка. 1976. С.13-45.
- Сытинский А.Д. О механизме влияния солнечной активности на атмосферу и литосферу Земли//Геомагнетизм и Аэрономия. 1966. Т.6. №4. С.726-732.
- Сытинский А.Д. Механизм влияния солнечной активности на циркуляцию нижней атмосферы//ДАН СССР. 1976. Т.266. №3. С.570-573.
- Сытинский А.Д. Об опыте прогнозирования времени сильных землетрясений и о зависимости времени и силы землетрясений от атмосферных процессов//Физические процессы в очагах землетрясений. М.:Наука. 1980. С.49-55.
- Тамразян Г.П. О периодичности сейсмической активности в течение последних полутора-двух тысяч лет (на примере Армении)//Изв. АН СССР. Серия геофизическая. 1962. №1. С.76-85.
- Тамразян Г.П. Главнейшие пространственно-временные закономерности сейсмотектонического развития Земли в XX в://Изв.АН АрмССР. Науки о Земле. 1978. Т.31. №4. С.17-31.
- Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1:5000000). М.: Наука. 1966. 487 с.
- Тектоника Европы и смежных областей (Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1:2500000 ). М.: Наука. 1978. 588 с.

- Тектоническая карта Евразии/Гл.ред.А.Л.Яншин 1:5000000. М.:ГИ  
АН СССР. ГУГК СССР. 1966. 6 л.
- Тектоника Туранской плиты. Вып.165. М.: Наука. 1966. 287 с.
- Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли//ДАН СССР. 1969. Т.188. №2. С.338-341.
- Турчанинов И.А., Марков Г.А. Аномально высокая напряженность массивов пород в пределах Хибинских апатитовых рудников и ее связь с тектоническими условиями//Тезисы докладов к III-му региональному совещанию по инженерной геологии 27-29 октября 1966 г. Л. 1966. С.60-71.
- Уломов В.И., Уломова Н.В. Формирование гипоцентральной области и сейсмический режим повторных толчков//Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года. Ташкент: Фан. 1971. С.122-138.
- Уломов В.И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент. 1974. 215 с.
- Ушаков С.А. Стрoение и развитие Земли// Физика Земли. Т.1. М.: ВИНТИ. 1974. 268 с.
- Федотов С.А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии// Труды Ин-та Физики Земли АН СССР. №36 (203). 1965. С.66-92.
- Федотов С.А., Соболев Г.А., Болдырев С.А. и др. Долгосрочный и пробный краткосрочный прогноз Камчатских землетрясений//Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан. 1976. С.49-61.
- Филипов С.В. Модельное исследование свойств метода максимальной энтропии//Проблемы космической электродинамики. М.: Наука. 1981. С.155-167.
- Филипов С.В. Спектральный анализ временных рядов методом максимальной энтропии//Алгоритмы и программы решения прямых и обратных задач электромагнитной индукции в Земле. М.: ИЗМИРАН. 1982. С.127-135.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра. 1973. 511 с.
- Хаин В.Е., Милановский Е.В. Основные черты современного рельефа земной поверхности и геотектоники//Бюл.МОИП, отдел геологии. 1956 а. Т.31. Вып.3. С.3-31.

- Хаин В.Е., Милановский Е.В. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. II тип мегарельефа переходных областей и океанов//Бюл.МОИП, отдел геологии. 1956 б. Т.31. Вып.4. С.3-27.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника, внеальпийская Европа и западная Азия. М.: Недра. 1977. 359 с.
- Хаст, Нильсон Т. Измерения напряжений в скальных породах и их значение для строительства плотин//Проблемы инженерной геологии. Вып.4. М.: Мир. С.13-21.
- Хигивара Т., Касахара К. Об афтершоках, сопровождающих землетрясение 26 декабря 1949 г. в Имайти//Слабые землетрясения. М.: ИЛ. 1961. С.442-448.
- Хованова Р.И. О повторных толчках Байкальского землетрясения 29 августа 1959 г.//Труды Ин-та Физики Земли АН СССР. 1961. № 17.(184). С.70-73.
- Худсон Д. Статистика для физиков. М.:Наука. 1967. 296 с.
- Цветков Е.П. Статистические исследования пространственных распределений землетрясений//Экспериментальная сейсмология. М.: Наука. 1971. С.282-297.
- Чабдарова Ю.И., Букина А.Н. Экспериментальные данные о поле напряжений в антиклинальных структурах Джекказганского месторождения//Напряженное состояние земной коры. М.: Наука. 1973. С.69-76.
- Чекунов А.В., Кучма В.Г. О зарождении разломов и их проявлении в земной коре Украины//ДАН УССР, сер.Б. 1976. №8. С.702-705.
- Чекунов А.В., Кучма В.Г., Сигалов Я.Б. Некоторые принципиально важные свойства разломов//Геофизический сборник. Вып.77. 1977. С.3-12.
- Шаманская А.Т., Егоров П.В. Соотношение тектонических элементов с полями современных напряжений в Горной Мории//Напряженное состояние земной коры. М.: Наука. 1973. С. 77-96.
- Шеннон К. Связь при наличии шума//Теория информации и ее приложения. М.: Физматгиз. 1959. С.43-75.
- Шеннон К. Математическая теория связи//Работы по теории информации и кибернетике. М.:ИЛ. 1963. С.63-95.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. 1977. 102 с.

- Широкова Е.И. Механизм очага землетрясений 26 июля 1963 г. в городе Скопье//Изв.АН СССР, Физика Земли. 1968. №2. С.71-78.
- Шкляр Г.П. Механизм очага Исфара-Баткенского и Таваксайского землетрясения 1977 года. Ташкент: Фан. 1981. С.14-18.
- Шульц С.С. Тектоника земной коры. Л.:Недра. 1979. 272 с.
- Шульц С.С. О современном, новейшем и древнем эпейрогенезе//Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра. 1967. С.18-28.
- Энтин И.И., Матцкова В.А., Мещерский И.Н. Геодезическое обоснование карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы для территории Европейской части СССР//Современные движения земной коры. Тарту. 1973. №5. С.26-33.
- Якубов Д.Х., Леухин В.Р., Ярмухамедов А.Р., Саттаров А.С. О постановке и некоторых результатах геодезических исследований отдельных участков сейсмогенных зон геодинамических полигонов Узбекистана//Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. М.: Наука. 1983. С.55-59.
- Якубов Д.Х. Основные черты развития современных движений земной коры и блоковость Западного Тянь-Шаня//Проблемные вопросы сейсмологии Средней Азии. Ташкент: Фан. 1988. С.20-31.
- Яншин А.Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях//Бюл.МОИП. Отдел геологии. 1973. Т.48. Вып.2. С.9-44.
- Ярмухамедов А.Р., Якубов Д.Х., Саттаров А.С. Современная геодинамика Восточного Узбекистана (исследование современных движений земной коры геолого-геоморфол.методами). Ташкент: Фан. 1979. III с.
- Ярмухамедов А.Р., Якубов Д.Х. Голоценовая и современная тектоническая активность земной коры центральной части Средней Азии//Современная динамика литосферы континентов. Тезисы докладов Рабочего совещания по подготовке многотомной монографии "Современная динамика литосферы континентов". М., 1988. С.41.
- Gardner T.K. and Knopoff L. Is the of earthquakes in southern California. With aftershocks removed, polesonian? Bulletin of the Seismological Society of America. 1974, vol.64, 5, p.1303-1366.
- Dubourdieu G. Carte sismique du Monde. Paris, 1973.
- Catalogue of Earthquakes. UNDP/UNESCO Survey of seismicity of the Balkan Region / Edit. N.V.Shebalin, Karnik V., Hadziewski D.I.

part 1,2, Skopje, 1978.

Karim Ergin, Ugar Güçlü, Ve Zeki U.E. A Catalogue of earthquakes for Turkey and surrounding ared. Istanbul, 1967.

Chen W.Y., Stegen G.R. Experiments with maximum entropy power spectra of sinusoids. J. Geophys. Res. 1974. Vol.79, N 20, p.3019-3022.

Monthly and annual mean heights of sea levee. Vol.I. Permanent servise for mean sea level. 1976, 324 p.

Monthly and annual mean heights of sea level, vol.2. North, Central and South America. - 1977, 287 p.

Monthly and annual mean heights of sea level. Vol.3. Japan, Philippines, Australasia and the Pacific Islands. 1978, 215 p.



Предисловие . . . . .	3
Глава 1. Пространственные характеристики современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) . . . . .	5
1.1. Пространственные распределения сейсмичности. . . . .	10
1.2. Временные характеристики геодинамических процессов . . . . .	13
1.3. Поле тектонических напряжений. . . . .	19
Глава 2. Статистические методы изучения природных явлений . . . . .	23
2.1. Анализируемые ряды исходных данных . . . . .	24
2.2. Статистические методы проверки гипотез . . . . .	29
2.3. Методы выявления скрытых периодичностей. . . . .	35
2.4. Пространственная упорядоченность процессов . . . . .	38
Глава 3. Пространственные характеристики современных вертикальных движений земной коры . . . . .	44
3.1. Анализ данных современных вертикальных движений земной коры вдоль протяженных профилей . . . . .	44
3.2. Площадной анализ современных вертикальных движений земной коры. . . . .	57
3.3. Относительные движения по разломам и структуры пятого ранга современных вертикальных движений земной коры . . . . .	62
3.4. Иерархическая упорядоченность современных вертикальных движений земной коры . . . . .	65
Глава 4. Пространственные характеристики сейсмичности . . . . .	69
4.1. Иерархия сейсмоактивных областей . . . . .	69
4.2. Оценка характерных размеров сейсмоструктур некоторых регионов альпийского пояса . . . . .	75
4.3. Сейсмоактивные области и полосы сейсмичности (сейсмолинеаменты) . . . . .	84
Глава 5. Временные характеристики сейсмичности. . . . .	94
5.1. Связь пространственных размеров сейсмоактивных областей со временем их активизации. . . . .	94
5.2. Режим сейсмоактивных областей и сейсмолинеаментов . . . . .	99
5.3. Взаимобусловленность землетрясений во времени, во времени и пространстве . . . . .	107

Глава 6. Геолого-тектоническая обусловленность современной динамики земной коры . . . . .	116
6.1. Связь сейсмичности с некоторыми геолого-геоморфологическими особенностями земной коры. . . . .	116
6.2. Пространственные характеристики новейших движений и современного рельефа . . . . .	120
6.3. Связь современных вертикальных движений земной коры с разломной тектоникой. . . . .	125
6.4. Парадокс пространственных размеров . . . . .	131
Глава 7. О возможной природе современной динамики земной коры . . . . .	137
7.1. Обобщение результатов исследований современных вертикальных движений земной коры и сейсмичности. . .	137
7.2. Пространственный дуализм и поле упругих напряжений	139
7.3. Парадоксы и природа современных вертикальных движений земной коры. . . . .	143
7.4. О возможной природе парадокса пространственных размеров. . . . .	151
Заключение. . . . .	155
Список использованной литературы. . . . .	158

Вадим Петрович Головков, Улфат Аманович Нурматов,  
Файзулла Джураевич Нармирзаев

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И  
СЕЙСМИЧНОСТЬ

Утверждено к печати Ученым советом  
Института сейсмологии, Отделением  
наук о Земле АН УзССР

Редактор Д.М.Захаровская  
Художественный редактор Р.И.Кривошей  
Художник Е.И.Владимиров  
Корректор Д.С.Алиева

ИБ № 4977

Подписано в печать 7.09.89. Р-03449.

Формат 60x90 1/16. Бум.для множ.аппаратов. Усл.-п.л. II, 25.  
Уч.-изд.л. 9,4 .Тираж 500 экз. Заказ 1340 . Цена 1р. 90 к.

Издательство "Фан" УзССР, 700047, Ташкент, ул.Гоголя,70  
Картфабрика Узгипрозема, Ташкент, ул.Мукими, 182

1 p. 90 к.

5223

