

СЕЙСМИЧНОСТЬ
И СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ,
СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
И ИХ СВЯЗЬ
С ВУЛКАНИЗМОМ
НА КАМЧАТКЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ
ОРДЕНА В. И. ЛЕНИНА
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
FAR EAST SCIENTIFIC CENTRE
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
INSTITUTE OF VOLCANOLOGY
ORDER OF V. I. LENIN
INSTITUTE OF PHYSICS OF THE EARTH

**SEISMICITY
AND EARTHQUAKE PREDICTION,
THE PROPERTIES OF THE UPPER
MANTLE AND THEIR RELATION
TO VOLCANISM IN KAMCHATKA**

Edited by S. A. Fedotov



PUBLISHING HOUSE „NAUKA“
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk·1974

551.14:551.21

СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ, СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ИХ СВЯЗЬ С ВУЛКАНИЗМОМ НА КАМЧАТКЕ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
С. А. ФЕДОТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1974

Рассматривается сейсмичность Камчатки и области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и связь ее с глубинным строением. При этом используются данные детальных сейсмологических исследований, ведущихся на Камчатке с 1961 г. Приводятся результаты успешных исследований по сейсмическому прогнозу на Камчатке, полученные к 1972 г. разными геофизическими методами, а также данные об ее сейсмическом районировании. Обобщаются сведения о вулканических землетрясениях, строении глубоких частей вулканических аппаратов, магматических очагах, свойствах верхней мантии под Камчаткой.

Книга рассчитана на геофизиков и геологов, интересующихся сейсмичностью, глубинным строением, вулканизмом и их связью с глубинными процессами, геодинамикой областей островных дуг, а также оценкой сейсмической опасности, прогнозом землетрясений и извержений вулканов.

This book deals with the seismicity of Kamchatka and the area of junction of the Kurile—Kamchatka and Aleutian Island Arcs.

The authors present results of the successful research on earthquake prediction in Kamchatka obtained to 1972 with the use of different geophysical methods as well as new data on its seismic zoning. Data of detailed seismologic investigations carried out in Kamchatka since November 1961 are used.

This volume offers an information summary of the volcanic earthquakes, the structure of deep parts of volcanic edifices, magma chambers and the properties of the upper mantle beneath Kamchatka.

The book is intended for geophysicists and geologists who express an interest in the problems of seismicity, deep structure, volcanism and their relation to the deep-seated processes and geodynamics of the regions of island arcs as well as an evaluation of seismic danger, prediction of earthquakes and volcanic eruptions.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Камчатка, Командорские острова и область сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг — наиболее интересные объекты для геологических и геофизических исследований в нашей стране и всем мире. Вдоль Камчатки тянется пояс действующих вулканов, в число которых входят крупнейшие вулканы Азии. Вулканы Камчатки могут быть окружены геофизическими станциями, поэтому этот район более удобен для изучения глубинных процессов областей активного вулканизма, чем соседние Курильские острова. По уровню сейсмичности Камчатка несколько уступает только Северо-Восточной Японии, являясь наиболее перспективным местом для изучения землетрясений, сейсмичности и сейсмического прогноза. Исследование строения и процессов в коре и мантии в области островных дуг, в том числе и Курило-Камчатской, было важной задачей международного проекта «Верхняя мантия» и приобрело еще большее значение в сменившем его «Геодинамическом проекте». Область самого резкого пересечения островных дуг на Земле — Командорские острова, Камчатский пролив между ними и Камчаткой, прилегающая часть Камчатки — словно самой природой предназначена для решения ключевых вопросов Геодинамического проекта и проверки концепций «тектоники плит».

Интенсивные геофизические исследования в названных направлениях начались на Камчатке и Командорских островах несколько более десяти лет тому назад. 1 ноября 1961 г. на Камчатке начались детальные сейсмологические наблюдения, цель которых — изучение сейсмичности, связей сейсмичности с тектоникой, глубинного строения островной дуги, а также уточнение сейсмического районирования. Наблюдения были организованы Тихоокеанской сейсмической экспедицией Института физики Земли АН СССР совместно с сейсмологами Института вулканологии АН СССР. Одновременно Тихоокеанская сейсмическая экспедиция начала работы по сейсмическому микрорайонированию г. Петропавловска-Камчатского, а сейсмологи Института вулканологии приступили к более широкому изучению вулканических землетрясений. В конце 1964 г. С. А. Федотовым была предложена методика оценки сейсмической обстановки и составления долгосрочных прогнозов. После этого стало ясно, что на Камчатке надо вести систематические комплексные работы по сейсмическому прогнозу. В 1966 г. был организован Камчатский полигон Института физики Земли АН СССР для работ по прогнозу землетрясений, на котором ведутся детальные сейсмологические наблюдения, проводится регистрация состояния электромагнитного поля, «просвечивание» тихоокеанской фокальной зоны при помощи взрывов, точное нивелирование. На Камчатке разработан первый долгосрочный сейсмический прогноз, обнаружены предвестники сильных землетрясений в поле земных токов и изменения

скоростей распространения сейсмических волн в тихоокеанской фокальной зоне во времени.

Одновременно были получены точные данные о размещении очагов камчатских землетрясений, изучены их связи с вулканизмом, исследовались свойства верхней мантии и многое другое.

Результаты всех названных выше работ напечатаны в десятках отдельных статей и сообщений. Настоящая книга является первым сборником статей, специально посвященным геофизическим исследованиям на Камчатке, проводящимся по описанной выше тематике. В нем излагаются новые результаты, полученные в последние годы. Написание сборника было приурочено к выездной сессии Совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР, планировавшейся в г. Петропавловске-Камчатском, к десятилетию детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке (1/XI 1964—1/XI 1974 г.).

Считаю приятным долгом поблагодарить всех тех сотрудников Тихоокеанской сейсмической экспедиции Института физики Земли АН СССР, лаборатории геофизических стационаров Института вулканологии АН СССР, Пьезоэлектрической и Дальневосточной экспедиций Института физики Земли АН СССР, которые, не значась в списке авторов этого сборника, вложили большой труд в описанные в нем исследования — наблюдателей, техников, хозяйственников, лаборантов камеральных групп.

Член-корреспондент АН СССР
С. А. Федотов

С. А. Федотов, А. М. Багдасарова

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАМЧАТКИ И КОМАНДОРСКИХ
ОСТРОВОВ В 1897—1961 ГГ.,
ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Несмотря на то, что детальные сейсмологические наблюдения на Камчатке ведутся непрерывно уже более 10 лет, для решения многих задач такой интервал времени мал из-за очень сильных и длительных флуктуаций сейсмического процесса. Сейсмические циклы — закономерные циклические изменения сейсмичности — делятся в Курило-Камчатской области в среднем 140 ± 60 лет и более (Федотов, 1968). Для того, чтобы иметь правильное представление об уровне сейсмичности (а значит, и об интенсивности контрастных современных движений) камчатских структур, надо иметь данные наблюдений за возможно большие сроки. Поэтому для понимания сеймотектоники Камчатки, ее сейсмического районирования, правильной оценки сейсмичности отдельных ее структур и районов и особенностей сейсмичности, связанных с сильнейшими землетрясениями, надо использовать все надежные данные о землетрясениях предшествующих лет. В этой статье рассматривается сейсмичность Камчатки и Командорских островов от начала инструментальных наблюдений до времени детальных сейсмологических наблюдений (с 1897 по 1961 г.). При анализе сейсмичности используется методика, применявшаяся при составлении долгосрочных сейсмических прогнозов в Курило-Камчатской области (Федотов, 1968).

ОТЕЧЕСТВЕННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ СТАНЦИИ,
НАБЛЮДАВШИЕ КАМЧАТСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В 1897—1961 ГГ.

Мировая сеть сейсмических станций начала систематические наблюдения в 1897 г. (Gutenberg, 1956). В 1897—1903 гг. редкая сеть станций, расположенных преимущественно в Европе и Японии, не всегда могла уловить даже катастрофические землетрясения, ошибки в определении координат эпицентров достигали нескольких градусов. В 1904 г. мировая сеть станций была улучшена, и в 1904—1917 гг. без пропусков регистрировались все землетрясения земного шара с магнитудами $M \geq 7,9$ (Gutenberg, Richter, 1954). С 1918 г. мировая сеть станций стала регистрировать все землетрясения, начиная с уровня $M \geq 7$ (Duda, 1965).

В России в 1897 г. наблюдения проводились в Николаевской, Харьковской и Юрьевской обсерваториях (Кирнос, Харин, Шебалин, 1961).

25 января 1900 г. при Российской Академии наук была учреждена Постоянная Центральная сейсмическая комиссия (ПЦСК). К 1907 г.

Комиссия построила 18 сейсмических станций, которые записали только в 1907 г. 825 землетрясений. В 1908 г. сейсмические станции России могли регистрировать все землетрясения Дальнего Востока страны с уровня $M \geq 7$. К сожалению, плохая служба времени, несовершенство сейсмографов и регистрирующей аппаратуры, неудачная методика обработки сейсмограмм привели к тому, что в 1902—1907 гг. по записям русских станций не определялось положение эпицентров землетрясений.

В 1907—1910 гг. сеть сейсмических станций России была реорганизована выдающимся сейсмологом Б. Б. Голицыным. С этого времени инструментальные наблюдения на территории России вели Центральная сейсмическая станция в Пулково, 7 станций первого класса и 14 — второго, размещенные в разных городах страны. Станции были оборудованы новой, лучшей в мире аппаратурой. Были исправлены недостатки обработки сейсмограмм. С 1911 г. стали систематически публиковаться «Бюллетени ПЦСК», содержавшие основные данные о зарегистрированных землетрясениях и их эпицентрах. Таким образом, полноценные сейсмические наблюдения в нашей стране начались в 1911 г.

Хорошо налаженная сеть отечественных станций продолжала наблюдения до 1917 г. В годы гражданской войны и послевоенной разрухи станции прекратили работу. Сейсмические наблюдения возобновились в 1923 г. В 1924 г. возобновились наблюдения в Иркутске, где находилась ближайшая к Камчатке отечественная станция. В 1927 г. были восстановлены 7 голицынских станций первого класса. В дальнейшем неуклонно росло число удаленных от Камчатки отечественных сейсмостанций, которые записывали сильные камчатские землетрясения.

Первая сейсмическая станция на Дальнем Востоке была организована Постоянной Центральной сейсмической комиссией в Петропавловске в октябре 1915 г. Станция была оснащена аппаратурой системы Голицына — сейсмограф с тяжелым горизонтальным маятником с механической регистрацией и с магнитным затуханием. Собственный период маятника (T) равен 20 с, увеличение (V) — 40—50, скорость регистрации 30 мм/мин. Станция работала до января 1927 г. К сожалению, материалы наблюдений этой сейсмостанции за 1915—1927 гг. утеряны. Станция вновь была организована в 1951 г. с аппаратурой СГК, СВК с $T=12,5$ с, $V=1000-1500$.

В октябре 1929 г. Сейсмологическим институтом АН СССР была организована сейсмическая станция во Владивостоке с аппаратурой системы Голицына ВСГ, ГСГ с $T=12$ с, $V=1100$.

В 1947 г. Лаборатория вулканологии АН СССР открыла сейсмическую станцию в Ключах с аппаратурой системы Никифорова — горизонтальный сейсмограф с оптической регистрацией и магнитным затуханием — и горизонтальным маятником Омори-Боша с механической регистрацией без затухания. В 1952 г. на этой станции были установлены приборы СГК, СВК, ГСХ, ВСХ.

Сейсмическая станция в Южно-Сахалинске начала работать в 1948 г. Первоначально она была оборудована двухкомпонентным маятником Вихерта: $V_0=50-60$; $T=35$ с. В 1950 г. в Углегорске, а в 1952—1953 гг. в Курильске (о. Итуруп) и в Магадане Геофизическим институтом АН СССР были организованы сейсмические станции, на которых были установлены вертикальный и два горизонтальных сейсмографа системы Кириоса. В 1958 г. в Охе и в Северо-Курильске (о. Парамушир) Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт АН СССР организовал новые сейсмические станции с аппаратурой системы Кириоса (Кириос и др., 1961). В октябре 1958 г. Вулканологической станцией АН СССР была открыта третья сейсмическая станция на Камчатке, расположенная в пос. Козыревск. Станция была снабжена региональными короткопериодными сейсмографами ГСХ, ВСХ и имела увеличение 4300. В сентябре 1960 г. у подножия Ключевского вулкана начала работу сейсмическая

станция Апахончич: сейсмографы ВЭГИК, $T=0,9$ с, $V=6700$ (Токарев, 1966).

Такова сеть отечественных сейсмических станций, наблюдавших землетрясения Камчатки до начала детальных сейсмологических исследований на Камчатке.

КАТАЛОГИ, В КОТОРЫХ СОДЕРЖАТСЯ ДАННЫЕ
О КАМЧАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ 1897—1961 ГГ.
ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ УРОВНИ РЕГИСТРАЦИИ

1897—1903 гг. Основной источник — список сильнейших землетрясений 1896—1903 гг. (Gutenberg, 1956). В нем даны времена, координаты эпицентров и магнитуды землетрясений с $M \geq 7,75$. Этот список включен в каталог тихоокеанских землетрясений 1897—1964 гг. с $M \geq 7$ (Duda, 1935).

1904—1910 гг. Список сильных землетрясений 1904—1910 гг. помещен в широко известной монографии (Gutenberg, Richter, 1954). Дуда, используя дополнительные источники и записи шведской станции Упсала, работавшей с 8 октября 1904 г., нашел данные о 146 тихоокеанских землетрясениях 1904—1917 гг. с $M \geq 7$, отсутствующих в каталоге (Gutenberg, Richter, 1954). Дуда полагает, что с 8 октября 1904 г. удалось зафиксировать все землетрясения с $M \geq 7$ на расстояниях до 100° от станции Упсала, в пределах которых лежит вся северо-западная часть Тихого океана, включая Камчатку.

1911—1961 гг. Основные инструментальные данные о камчатских землетрясениях 1911—1956 гг. приведены в Атласе землетрясений в СССР (1962), 1957—1961 гг. — в Бюллетенях сети сейсмических станций СССР за 1957—1961 гг. Полнота каталогов и точность определений координат очагов в течение этого времени возрастали, ухудшаясь лишь в годы первой и второй мировых войн.

Как отмечалось в предыдущем разделе, сеть сейсмических станций России 1911—1916 гг. (без Петропавловска-Камчатского) могла регистрировать камчатские землетрясения с $M \geq 7$. Каталог Дуды, по-видимому, содержит все камчатские землетрясения 1911—1917 гг. с $M \geq 7$. С 1918 г. мировая сеть станций стала регистрировать все землетрясения с $M \geq 7$.

В 1924 г. была восстановлена станция в Иркутске, а в 1929 г. пущена станция во Владивостоке. Эти две станции должны были в 1929—1946 гг. регистрировать все курило-камчатские землетрясения с $M \geq 6$ (Кирнос, Харин, Шебалин, 1961). В 1947—1950 гг. с появлением станций Ключи, Южно-Сахалинск и Углегорск качество наблюдений резко возросло. В целом в 1924—1951 гг. были получены представительные данные о камчатских землетрясениях с уровня $M \geq 6$. Это подтверждается графиком повторяемости камчатских землетрясений 1924—1951 гг. с глубинами очагов $h=0-100$ км (рис. 1). Графики повторяемости камчатских землетрясений с $h=0-100$ км за 1952—1956 гг. и за 1957—1961 гг. помещены на рис. 2 и 3. Средние линии графиков проведены способом наименьших квадратов. После катастрофического Камчатского землетрясения 4 декабря 1952 г. был мощный рой афтершоков. В рое афтершоков, как правило, наблюдаются повышенные значения тангенса угла наклона графика повторяемости — γ . Этим объясняются большие величины γ_M для 1952—1956 гг.

На рис. 2 и 3 можно видеть улучшение уровня представительной регистрации от $M > 5$ в 1952—1956 гг. до $M \sim 5$ в 1957—1961 гг. Представи-

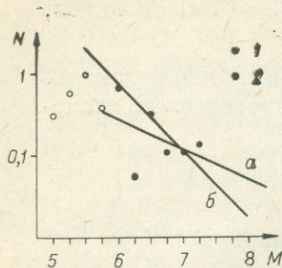


Рис. 1. Графики повторяемости землетрясений за 1924—1951 гг. ($M \geq 6$).

Нормированные числа землетрясений: 1 — с $M < 6$, 2 — с $M \geq 6$; графики построены: а — по всем точкам, начиная с $M \geq 6$; $\gamma_M = 0,23$; б — по точкам, соответствующим $M = 6, 6,5, 7$, $\gamma_M = 0,7$ (максимальное возможное γ_M).

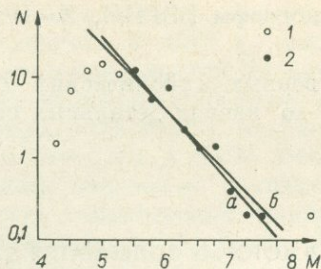


Рис. 2. Графики повторяемости землетрясений за 1952—1956 гг. ($M \geq 5,5$).

Нормированные числа землетрясений: 1 — с $M < 5,5$, 2 — с $M \geq 5,5$; графики построены: а — по всем точкам с $M \geq 5,5$, $\gamma_M = 0,69$; б — по точкам $M \geq 5,5, 6, 7, 7,5$, $\gamma_M = 0,8$ (максимальное возможное γ_M).

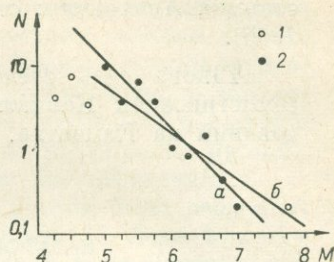


Рис. 3. Графики повторяемости землетрясений за 1957 — X/1961 гг.

Нормированные числа землетрясений: 1 — $M < 5$; 2 — $M \geq 5$; графики построены: а — по всем точкам начиная с $M = 5$, $\gamma_M = 0,36$; б — по точкам $M = 5, 5,5, 6, 6,5$ и 7 $\gamma_M = 0,7$ максимальное значение (γ_M).

тельные уровни * регистрации камчатских землетрясений для разных лет приведены ниже.

Годы	$M_{атл}$
1897—1903	7
1904—1910	7
1911—1923	7
1924—1929	6
1930—1951	6
1952—1956	5,5
1957—X. 1961	5
X. 1961 и далее	2,25

Здесь указаны магнитуды по шкале Соловьева-Шебалина (1957), применявшейся в Атласе землетрясений в СССР (1962). В последней строке показан уровень представительной регистрации $K_{S1,2}^{Ф68} = 9$ ($M_{есн} = 3$, $M_{атл} \sim 2,5 - 2,75$), который обеспечивается при детальном наблюдении на средней и юго-восточной Камчатке с ноября 1961 года. Шкала $K_{S1,2}^{Ф68}$ описана С. А. Федотовым (1972).

КРАТКИЙ ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ПО СЕЙСМИЧНОСТИ КАМЧАТКИ, ВЫПОЛНЕННЫХ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ПОСТОЯННОЙ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ В 1897—1961 ГГ.

Результаты исследований по сейсмичности всей Курило-Камчатской островной дуги или одной Камчатки, основанные на достаточно полных и представительных данных инструментальных наблюдений, стали появляться в печати с середины 50-х годов. Проведение исследований в эти и последующие годы было облегчено выходом в свет таких сейсмологических сводок, как Каталог землетрясений мира в 1904—1952 гг. (Gutenberg, Richter, 1954) и Каталога землетрясений в СССР в 1911—1956 гг. (Атлас..., 1962). Им способствовали также резкое повышение качества инструментальных наблюдений на Дальнем Востоке, произошедшее после

* В статье (Кондорская, Тараканов, 1961) на основании графиков числа землетрясений разной магнитуды в функции от времени и графика повторяемости землетрясений утверждается, что за весь период с 1911 по 1957 г. представительны данные о землетрясениях с уровня $M_{атл} \geq 6,5$.

организации региональной дальневосточной сети сейсмостанции СССР в 1947—1951 гг. и общий рост сейсмологии в 50-х годах.

Первым среди упомянутых работ следует назвать очерк сейсмичности Камчатки и Курильских островов, помещенный в монографии «Сейсмичность Земли и связанные явления» (Gutenberg, Richter, 1954). В ней же описаны типичные особенности строения островных дуг. Последние сменяют друг друга по направлению от океана к континенту в следующем порядке.

А. Океаническая глубоководная впадина и глубоководный желоб (Курило-Камчатский глубоководный желоб).

В. Поверхностные землетрясения и отрицательные гравитационные аномалии, протягивающиеся узкой полосой с вогнутой стороны подводного желоба. Часто океаническое дно поднимается здесь, образуя хребет, вершины которого могут выступать над водой в виде цепочки мелких невулканических островов. Такой хребет имеется у Курильских островов: подводный хребет Витязя и Малая Курильская гряда. На Камчатке эта структура прослеживается хуже. Ее частями являются, по-видимому, окончания полуостровов Восточной Камчатки — Шипунского, Кроноцкого и Камчатского.

С. Максимум положительной гравитационной аномалии. Землетрясения с глубиной очага около 60 км, часто больше (восточное побережье Камчатки и прилегающая часть океана).

Д. Главное горное сооружение островной дуги, имеющее меловой или третичный возраст, с активными или недавно угасшими вулканами. Землетрясения на глубине 100 км. Гравитационные аномалии уменьшаются (Восточный вулканический пояс Камчатки и Восточные Камчатские хребты).

Е. Вторая дуговая структура. Вулканизм старше и обычно уже угасший. Землетрясения на глубине 200—300 км (Срединный Камчатский хребет с его многочисленными недавно угасшими вулканами).

Ф. Пояс толчков с глубиной очагов 300—700 км. Под Западной Камчаткой и прилегающей частью Охотского моря расположена область очагов землетрясений с глубинами 400—500 км и более, протягивающаяся параллельно глубоководному желобу и камчатским горным хребтам.

Составив каталог сильных землетрясений всего земного шара за 1904—1952 гг., Гутенберг и Рихтер смогли дать относительную оценку сейсмичности всех основных сейсмических областей. Оказалось, что в 1904—1952 гг. Камчатка наряду с Японией и Курильскими островами была наиболее сейсмичным районом Земли. В Тихоокеанском сейсмическом поясе, кроме землетрясений, связанных со структурами островной дуги, происходят неглубокие землетрясения, порожденные, по Гутенбергу и Рихтеру, блоковой тектоникой. На Камчатке они происходят западнее структур А, В и С.

Новые исследования сейсмичности, сильных землетрясений, механизма очагов, сеймотектоники и сейсмораионирования Камчатки, по данным наблюдений 1897—1961 гг. (Benioff, 1954; Монахов, Тараканов, 1955; Токарев, 1957, 1958; Саваренский, Тищенко и др., 1958; «Землетрясения», 1960; Кондорская, Тараканов, 1961; Линден, 1961; «Атлас», 1962; Кондорская, Ландырева, 1962; Федотов, 1962, 1965; Петрушевский, 1964; Горячев и др., 1968; Аверьянова, 1968; и др.), содержали много ценных фактических сведений о землетрясениях Камчатки, но они не меняли общую характеристику основных черт сейсмичности Камчатки, данную Гутенбергом и Рихтером, а только дополняли ее (Gutenberg, Richter, 1954).

Наиболее близкой по теме к настоящей статье была работа Н. В. Кондорской и Н. С. Ландыревой (1962). Ее целью было изучение закономерностей территориального распределения очагов и изучение сейсмического

режима сильных землетрясений Камчатки на основании использования наблюдений стационарных станций за 1911—1960 гг.

Авторы, используя сведения зарубежных станций, переопределили координаты камчатских землетрясений с $M \geq 7$ за 1911—1960 гг. В работе дан список этих землетрясений с новыми координатами; приведены более точная, чем предыдущие, карта эпицентров камчатских землетрясений 1911—1960 гг. с $M \geq 6$, карта эпицентров 1954—1960 гг. с уровня $M \geq 4,75$, карта плотности эпицентров за 1954—1960 гг. и первая карта сейсмической активности Камчатки, которая также была построена по наблюдениям 1954—1960 гг. Это была новая интересная информация.

В то же время в статье имеются недочеты, которые следует учитывать при использовании ее материалов.

В списке камчатских землетрясений 1911—1960 гг. с $M \geq 7$ занижены магнитуды двух сильнейших землетрясений этого времени. Землетрясению 3 февраля 1923 г. приписана магнитуда $M=8$ вместо $M=8,25-8,3$ (Gutenberg, Richter, 1954; Атлас..., 1962). Катастрофическому землетрясению 4 ноября 1952 г., размеры области очага которого превышали 600 км, приписана магнитуда $M=7,5$ вместо $M=8,25-8,5$ (Gutenberg, Richter, 1954; Bath, Benioff, 1958; Атлас..., 1962; Duda, 1965). Вероятная причина такого занижения в том, что стандартная аппаратура Д. П. Кирноса на сейсмостанциях СССР плохо записывала максимальные длинно-периодные колебания этих землетрясений.

С другой стороны, в статье возможно завышены магнитуды землетрясений с глубинами очага $h \geq 80$ км, так как в них вводилась поправка $\Delta M = +0,5$ или $\Delta M = +0,75$. Так, например, для сильнейших землетрясений 2 ноября 1946 ($04^h 46^m 15^s$) и 2 октября 1946 ($06^h 43^m 18^s$) с $h \geq 80$ км, по данным Н. В. Кондорской, Н. А. Ландыревой (1962), $M=7,25$, а по данным Gutenberga, Richtera (1954) $M=6,75$.

Далее при подсчете плотностей условных деформаций Бениофа ($\Sigma E^{\frac{1}{2}}$) принималось, что вся энергия землетрясений с $M \geq 7,75$ выделяется в эпицентре, т. е. в одной точке. В действительности же энергия таких землетрясений выделяется в областях, имеющих размеры в десятки и сотни километров и должна относиться к площадям их очагов. К сожалению, из-за низкой точности определения координат эпицентров камчатских землетрясений 1897—1961 гг. было трудно найти связь между сейсмичностью и тектоникой Камчатки. Заключение разных авторов о сейсмотектонике Камчатки, основанные на инструментальных данных тех лет, часто противоречат друг другу. Развитие сейсмического процесса на Камчатке во времени в 1897—1961 гг. не рассматривалось. Этот вопрос будет основной темой последующих разделов статьи.

СИЛЬНЫЕ КАМЧАТСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1897—1910 ГГ.

В табл. 1 приведены инструментальные данные о землетрясениях Камчатки, полученные мировой сетью станций в 1897—1910 гг. и до начала полноценных наблюдений в России. Данные взяты из работ (Duda, 1965) и (Gutenberg, Richter, 1954).

Ниже даются необходимые примечания и краткие сведения о землетрясениях, упомянутых в табл. 1.

№ 1. 23 ноября 1899 г. В (Gutenberg, 1956) указано, что эпицентр этого сильнейшего землетрясения лежал в непосредственной близости от Петропавловска-Камчатского. Однако нет данных ни о цунами, ни о землетрясениях на восточном берегу Камчатки. Ошибка определения эпицентра, по (Gutenberg, 1956), могла достигать $\pm 10^\circ$. По-видимому, землетрясение не камчатское и координаты его в табл. 1 крайне неточные.

Камчатские землетрясения в 1897—1910 гг.

№ п. п.	Время по Гринвичу						Северная широта, град.	Восточная долгота, град.	Глубина, км	M*	Район
	год	месяц	число	час	мин	сек					
1	1899	XI	23	09	49		53	159	Негл.	7,9	Восточнее Камчатки
2	1904	VI	25	14	45	36	52	159	»	8,3	Восточнее Южной Камчатки
3	1904	VI	25	21	00	30	52	159	»	8,1	Там же
4	1904	VI	27	00	09	00	52	159	»	7,9	»
5	1904	VII	24	10	44	36	52	159	»	7,5	»
6	1905	IX	15	06	02	46	53	164	»	7,8	Желоб Восточнее Камчатки
7	1906	X	8	04	53	38	53,5	154,5	200	7,0	Охотское море
8	1907	VIII	17	17	27	54	52	157	120	7,25	Южная Камчатка

* Магнитуды даны по шкале Ч. Рихтера (1963).

№ 2—4. 25—27 июня 1904 г. В течение двух суток против безлюдного побережья Юго-Восточной Камчатки произошло три землетрясения с $M=8,3$; $8,1$ и $7,9$ (Duda, 1965) или с $M=8,0$; $8,1$ и $7,9$ (Gutenberg, Richter, 1954). Второе землетрясение было наиболее сильным в Петропавловске-Камчатском. Оно ощущалось здесь с силой более 7 баллов и вызвало цунами в Авачинской губе, на берегу которой расположен Петропавловск-Камчатский. По мнению сотрудника Постоянной Центральной сейсмической комиссии в Петербурге Е. Розенталя (Rosenthal, 1906), сила этого землетрясения на Петропавловском маяке достигала 9—10 баллов (оценка, видимо, завышенная). Ориентировочное положение и размеры области этих землетрясений определены и показаны на рис. 4 (Федотов, 1965). Катастрофические землетрясения 25—27 июня 1904 г. предшествовали ощутимые форшоки и большое число афтершоков, имевших силу 3—5 баллов в Петропавловске-Камчатском. Макросейсмические и инструментальные данные о камчатских землетрясениях 1904 г. собраны в работах Г. В. Левецкого (1906), Розенталя (Rosenthal, 1966). Три землетрясения 25—27 июня 1904 г. были наиболее мощной серией землетрясений на территории нашей страны в XX в. Они мало уступают по силе знаменитой четверке чилийских землетрясений 1960 г.

№ 5. 24 июля 1904 г. По-видимому, сильный афтершок июльских камчатских землетрясений. Его координаты и магнитуды взяты из (Gutenberg, Richter, 1954).

№ 6. 15 сентября 1905 г. По (Duda, 1965), эпицентр этого землетрясения лежал в глубоководном Курило-Камчатском желобе восточнее Камчатки. Нет данных о цунами или землетрясении на побережье Камчатки. Последний факт нельзя расценивать, как опровержение имеющихся неточных инструментальных данных, так как землетрясения из глубоководного желоба слабо ощущаются на побережье Камчатки.

№ 7. 8 октября 1906 г. Землетрясение с промежуточной глубиной очага под Охотским морем у Южной Камчатки. Ощущалось в Петропавловске-Камчатском с силой 3 балла.

№ 8. 17 августа 1907 г. Это землетрясение с глубиной очага 120 км ощущалось с силой 6 баллов на Петропавловском маяке.

Вслед за этим землетрясением примерно в том же районе 4 мая 1911 г. на глубине 140 км произошло землетрясение с $M \sim 7,5$. Координаты его эпицентра — $\varphi=51,8^\circ N$, $\lambda=156,0^\circ E$ (Атлас..., 1962). Оно ощущалось на

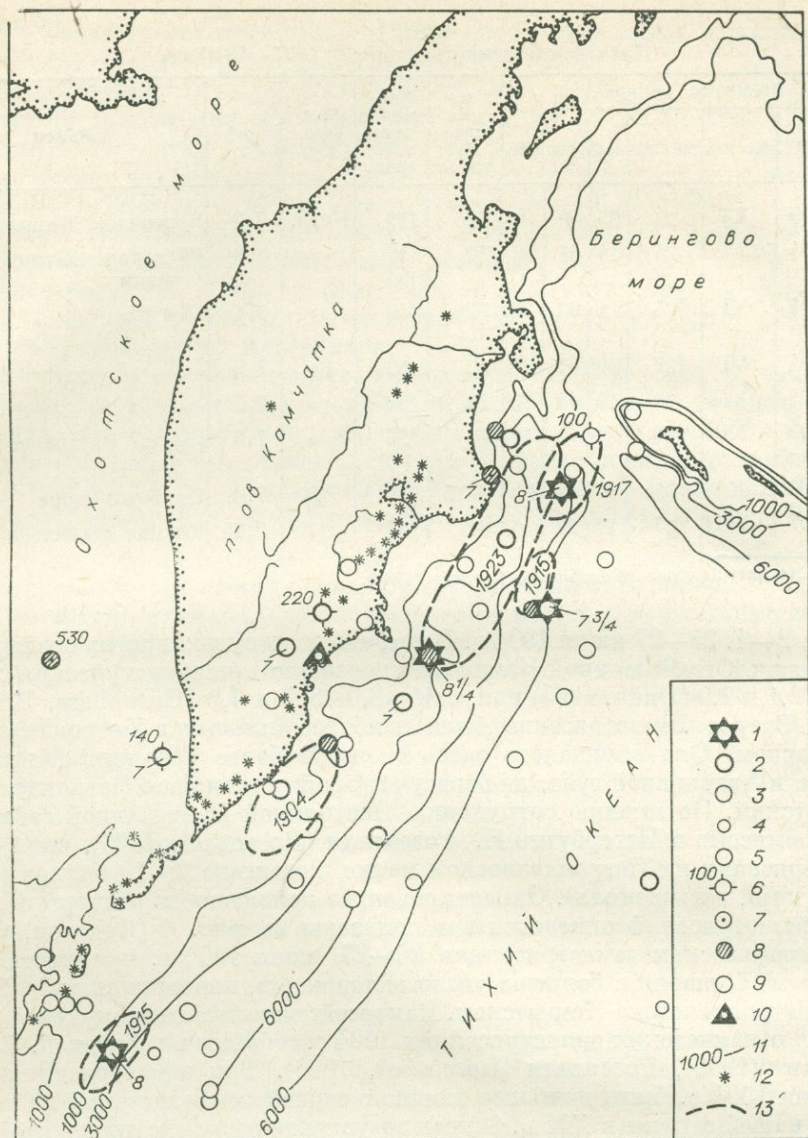


Рис. 4. Карта эпицентров землетрясений за 1911—1923 гг.

Магнитуда: 1—>7,5; 2—6,5—7,25; 3—5,25—6,25; 4—4,25—5; глубина, км: 5—0—80; 6—80—300; 7—>300; класс точности эпицентра: 8—Б; 9—неклассные; 10—сейсмические станции; 11—изобаты; 12—вулканы; 13—области очагов землетрясений с $M \geq 7,75$

Петропавловском маяке с силой 5—6 баллов. Землетрясения 17 августа 1907 г. ($M \sim 7,25$) и 4 мая 1911 г. ($M \sim 7,5$) были наиболее сильными землетрясениями с промежуточной глубиной очага под Камчаткой (Duda, 1965; Бюлл. сети сейсмостанций СССР, 1957—1961). Наиболее мощный вулканический взрыв произошел 28—29 марта 1907 г. на вулкане Ксудач на Южной Камчатке, при котором было выброшено несколько кубических километров горных пород. Близость по времени и месту этих редких событий является еще одним доказательством того, что существует прямая корреляционная связь между уровнем сейсмичности на глубинах 100—200 км и вулканической активностью. Существование такой связи отмечалось по другим данным в работах П. И. Токарева (1958) и др.

Таким образом, инструментальные данные 1897—1910 гг. показывают, что в то время, особенно в 1904—1907 гг., наиболее сейсмичным районом Камчатки была Южная Камчатка между мысом Лопатка и Петропавловском-Камчатским. Здесь произошли три катастрофических землетрясения 25—27 июня 1904 года и наиболее сильные землетрясения 1904—1967 гг. с промежуточной глубиной очага. В последующие же годы Южная Камчатка и прибрежная полоса Тихого океана около нее были в среднем менее сейсмичны, чем другие районы Камчатки. При анализе данных только за 1911—1961 гг. это обстоятельство приводило к неверному заключению о низкой сейсмичности Южной Камчатки.

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАМЧАТКИ В 1911—1961 ГГ.

(ПО ДАННЫМ СТАЦИОНАРНОЙ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ)

В данном разделе рассматривается сейсмичность Камчатки в 1911—1961 гг. и изменения, которые она претерпела в течение этого времени. Исходным материалом служат данные о координатах очагов и магнитудах землетрясений (Атлас..., 1962; Бюллетени за 1957—1961 гг.) и списки эпицентров (Кондорская, Ландырева, 1962; Горячев, Кириллов и др., 1968). Выше были описаны большие изменения в точности и детальности наблюдений, происходившие в 1897—1961 гг. Пользуясь этими данными, мы разбили материал наблюдений 1911—1961 гг. на четыре примерно одинаковые по качеству наблюдений группы: 1911—1923, 1924—1951, 1952—1956, 1957—1961 гг.

Для этих интервалов времени построены графики повторяемости землетрясений (см. рис. 1—3); карты эпицентров (см. рис. 4, 5, 8, 12), на которых помимо эпицентров нанесены области очагов катастрофических землетрясений, взятые из работы С. А. Федотова (1965), действующие вулканы и изобаты; карты сейсмической активности и карты выделившейся сейсмической энергии.

Следует подробнее остановиться на применявшейся методике построения карт сейсмической активности и выделившейся сейсмической энергии.

Уровень сейсмичности и вариации количества слабых землетрясений характеризуются картами сейсмической активности (см. рис. 6, 9, 13). Сейсмическая активность выражается в единицах A_{10} — числах землетрясений энергетического класса $K_{50,7}^{\Phi 63} = 10(E \sim 10_{\text{Дж}}^k, M \sim 3,25)$ в год на площади 1000 км². Для расчета A_{10} , по данным о магнитудах, применялись приближенные соотношения (Федотов, 1968):

$$N(K=10 \pm 0,5) \sim 18 \sum n(M_{\text{атл}} \geq 5) = 25 \sum n(M_{\text{атл}} > 5) = 90 \sum n(M_{\text{атл}} \geq 6), \quad (1)$$

где $N(K=10 \pm 0,5)$ — искомое число землетрясений класса $K = 10 \pm 0,5$; $n(M)$ — эквивалентные ему числа землетрясений с $M_{\text{атл}} \geq 5$, $M_{\text{атл}} > 5$ и $M_{\text{атл}} \geq 6$; $M_{\text{атл}}$ — магнитуды шкалы (Соловьев, Шебалин, 1958), применявшейся в Атласе землетрясений в СССР (1962) и последующих Бюллетенях; $K_{50,7}^{\Phi 63}$ — энергетические классы близких курило-камчатских землетрясений с глубинами очагов $h=0-160$ км в варианте, предложенном С. А. Федотовым (1963). Эта шкала рассчитана для гипоцентральных расстояний в пределах $(S-P) < 30$ с. Наибольшую опасность для восточного побережья Камчатки представляют землетрясения с $M \geq 8$, происходящие в Тихоокеанской фокальной зоне на глубинах 0—100 км. Области очагов курило-камчатских землетрясений с $M=8$ представляют собой эллипсы с диаметрами 150 и 75 км (Федотов, 1965). Большие диаметры их вытянуты вдоль Курило-Камчатской дуги. Именно такие эллипсы служили элементарными площадками при подсчете сумм (n) землетрясений с $h=0-100$ км. Предполагается, что полученные по таким площадкам значения сейсмической активности, могут лучше характеризовать

изменения сейсмичности, связанные с землетрясениями с $M \geq 8$, чем оценки сейсмической активности по другим площадкам. Величины $N(K=10 \pm 0,5)$ получались при подстановке n в (1). При нормировании N получались значения A_{10} (A_{10} определялось в узлах квадратной сетки со стороной квадратов 50×50 км или 25×25 км). Таким образом, рассчитывалась поверхностная сейсмическая активность A_{10} для землетрясений глубин 0—100 км.

Другой важнейшей характеристикой сейсмического процесса является выделяющаяся сейсмическая энергия. В настоящее время невозможно картировать ее абсолютные значения с какой-либо разумной точностью, так как сейсмическая энергия, излучаемая из очагов землетрясений, оценивается в абсолютных величинах с ошибками, достигающими порядка и более. В то же время относительные значения сейсмической энергии определяются гораздо лучше при помощи шкал M или K . Поэтому при картировании сейсмической энергии целесообразно пользоваться относительными величинами. В качестве единицы измерения предлагается величина $E_1 \frac{\text{Дж}}{\text{год} \cdot 10^3 \text{ км}^2}$ (Федотов, 1968), которая является средним нормированным значением сейсмической энергии, выделяющейся в Курило-Камчатской эпицентральной области, E_1 устойчиво определено по данным 1904—1963 гг. и оказалось эквивалентным сейсмической энергии землетрясения с $M_{\text{атл}} \sim 6$ или $M_{\text{Гут}} \sim 6,25$, где $M_{\text{Гут}}$ — магнитуды из (Gutenberg, Richter, 1954). (Магнитуды, публикуемые в настоящее время ЕССН, на 0,1—0,2 меньше последних.) Сейсмическая энергия $E_2(S, t)$, выделяющаяся в некотором участке площадью $S \times 10^3 \text{ км}^2$ за t лет, оценивается величиной $D = \frac{E_2(S, t)}{E_1 \cdot S \cdot t}$. В данной работе D выражается в процентах.

С. А. Федотов (1968) показал, как меняется D в течение сейсмического цикла, т. е. в промежуток времени между двумя катастрофическими землетрясениями с очагами в одном месте. В течение 15 лет после катастрофического землетрясения на стадии афтершоков D быстро уменьшается от нескольких сот до $\sim 0,1$ (10%). Затем наступает длительная стадия стабилизации сейсмического режима. Во время ее D снижается от $\sim 0,1$ до $\sim 0,01$ (от $\sim 10\%$ до $\sim 1\%$). На стадии форшоков в течение примерно 20 последних лет цикла сейсмичность возрастает и D увеличивается примерно до 0,1 (10%). Выше назывались средние значения D . Эта величина имеет большой разброс — $\text{с} \lg D = \pm 1$, т. е. изменения D в 10 раз в обе стороны от средних значений лежат в пределах средних квадратических уклонений.

Величина D имеет также другой смысл. Тектонические разрывные движения и землетрясения в тихоокеанской фокальной зоне продолжаются сотни тысяч лет и захватывают по глубине верхние 700 км земного шара (Петрушевский, 1964; Горячев, 1966). Такой процесс должен обладать огромной инерционностью и можно допустить, что он равномерен в течение сравнительно коротких интервалов времени длительностью в несколько сейсмических циклов — $140 \cdot n$ лет. В этом случае накопление и расход упругой энергии, порождающей землетрясения, должны быть сбалансированы. Тогда D будет равно отношению сейсмической энергии, выделившейся за время t , к сейсмической энергии, накапливаемой в среднем за t лет.

В настоящей работе при подсчете E_1 и $E_2(S, t)$ использовалось соотношение $\lg E \text{ Дж} \sim 4,9 + 1,65 M_{\text{атл}}$ (Федотов, 1968). Если бы использовались другие существующие соотношения между E и M , то относительные оценки E в диапазоне $M=6-8$ мало изменились бы. E_1 и $E_2(S, t)$ определяются энергией наиболее сильных землетрясений, поэтому использование других зависимостей $E=f(M)$ мало бы повлияло на величины D .

При картировании D , так же как при картировании A_{10} , элементарной площадкой для подсчета $E_2(t)$ служил эллипс с диаметрами 150 и 75 км и большим диаметром, параллельным островной дуге.

Физический смысл условных деформаций Беньофа $(\sum E_2^{\frac{1}{2}})$ неясен, поэтому в данной работе не строились графики накопления или карты условных деформаций.

Фактические данные о сейсмичности Камчатки в 1911—1961 гг. представляются в форме, удобной для оценки сейсмической опасности и для сопоставления с данными последующих детальных исследований. По этой причине в настоящем разделе, как при сейсмическом районировании и детальных сейсмологических наблюдениях на Камчатке, сейсмическая активность оценивается в единицах A_{10} , а карты сейсмической активности и отношения D строятся для глубин 0—100 км. Такое деление землетрясений по глубине вызвано тем, что в ярусе 0—100 км сосредоточена основная масса камчатских землетрясений и что землетрясения с глубиной очага более 100 км вряд ли вызовут на поверхности сотрясения силой 9 баллов.

Перейдем к последовательному описанию сейсмичности Камчатки в 1911—1961 гг.

1911—1923 гг. В предыдущих разделах было показано, что в эти годы могли регистрироваться без пропусков землетрясения с $M \geq 7$. Как можно видеть из табл. 2, данные для землетрясений глубин $h=0-100$ км крайне неполны.

Ошибки определения координат эпицентров могли достигать 100—200 км. По таким данным не имело смысла строить карты A_{10} и D , поэтому приводится только карта эпицентров (см. рис. 4). На ней нанесены эпицентры землетрясений по названным выше каталогам и области очагов землетрясений с $M > 7,75$, построенные в работе С. А. Федотова (1965). 1904, 1915—1923 и 1952—1959 годы были наиболее сейсмичными периодами на Камчатке в нашем столетии. В 1915, 1917 и 1923 гг. у берегов Камчатки произошли землетрясения с $M=7,75$, 8 и 8,3. Подвижки в области их очагов должны были захватить весь континентальный склон глубоководной впадины, расположенный против Средней Камчатки. Сильнейшим среди них было катастрофическое землетрясение 3 февраля 1923 г. Его форшок с $M=7$, происшедший 2 февраля 1923 г., и инструментальный эпицентр лежали у п-ова Шипунского, а афтершоки — в Камчатском заливе. Область очага землетрясения 3 февраля 1923 г. имела длину 400—500 км. Землетрясение ощущалось с силой 8 баллов и более на побережье Кроноцкого залива и сопровождалось опустошительным цунами на его берегах. Последовало много ощутимых афтершоков. Однако после него в феврале 1923 г. на всей Камчатке определены только четыре эпицентра с $M \geq 5,75$. Это еще одно свидетельство большой неполноты исходных каталогов. Наиболее сильный афтершок из числа происшедших в 1923 г. был 24 февраля 1923 г. Его эпицентр лежал в южной части Камчатского залива, $M=6,75-7$. Это землетрясение вызвало в Камчатском заливе большое цунами, от которого пострадал пос. Усть-Камчатск.

Другим высокосейсмическим районом Камчатки в 1911—1923 гг. была Южная Камчатка. Под континентальным склоном глубоководной впадины в области очага трех катастрофических землетрясений 1904 г. произошли три землетрясения с $M=6,5$, а под самой Камчатской и Охотским морем два землетрясения с $M=7$. С. А. Федотов (1968) показал, что стадия афтершоков катастрофических тихоокеанских землетрясений длит-

Т а б л и ц а 2

Числа землетрясений
разных магнитуд,
зарегистрированных
в исследуемом квадрате
в 1911—1923 гг.

M	n	M	n
5	2	6,75	1
5,25	3	7	2
5,5	7	7,25	0
5,75	7	7,5	0
6	7	7,75	1
6,25	6	8	1
6,5	6	8,25	1

ся в среднем 15 лет. Для землетрясений 1904 г. она должна была закончиться примерно в 1920 г., чем и объясняется, по всей вероятности, высокая сейсмичность у берегов Южной Камчатки в 1911—1923 гг.

Землетрясения континентального склона глубоководной впадины за 1911—1923 гг. не могут быть увязаны с полуостровами или заливами Камчатки, особенно землетрясения Южной Камчатки или область очага землетрясения 3 февраля 1923 г.

На самой Камчатке был зарегистрирован ряд землетрясений с нормальной глубиной очага. Землетрясение с $M=6,5$, происшедшее 16 августа 1904 г. в районе Жупановских вулканов, могло иметь силу 9—10 баллов в эпицентре. В Петропавловске оно ощущалось с силой 5 баллов. Остальные землетрясения на территории Камчатки, в том числе земле-

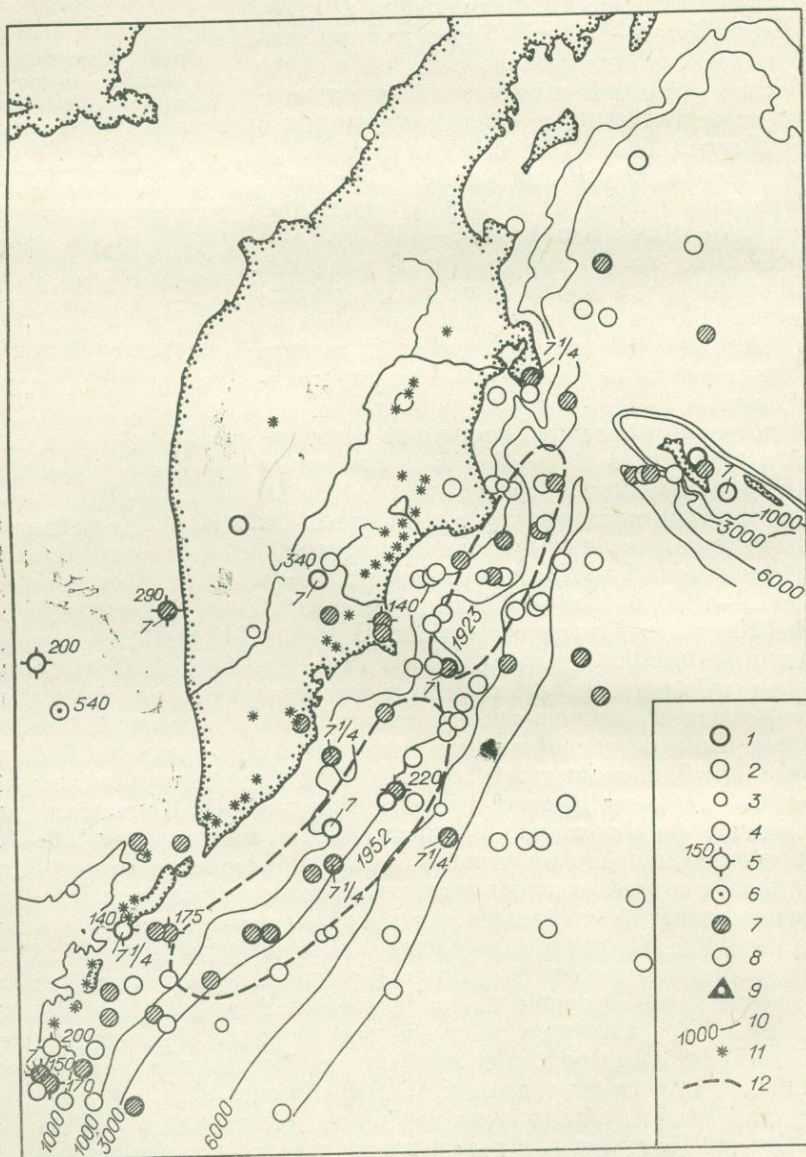


Рис. 5. Карта эпицентров землетрясений за 1924—1951 гг.

Магнитуда: 1—6,5—7,25; 2—5,25—6,25; 3—4,25—5; глубина, км: 4—0—80; 5—80—300; 6—>300; класс точности эпицентра: 7—Б; 8—неклассные; 9—сейсмические станции; 10—изобаты; 11—вулканы; 12—области очагов землетрясений с $M \geq 7,75$.

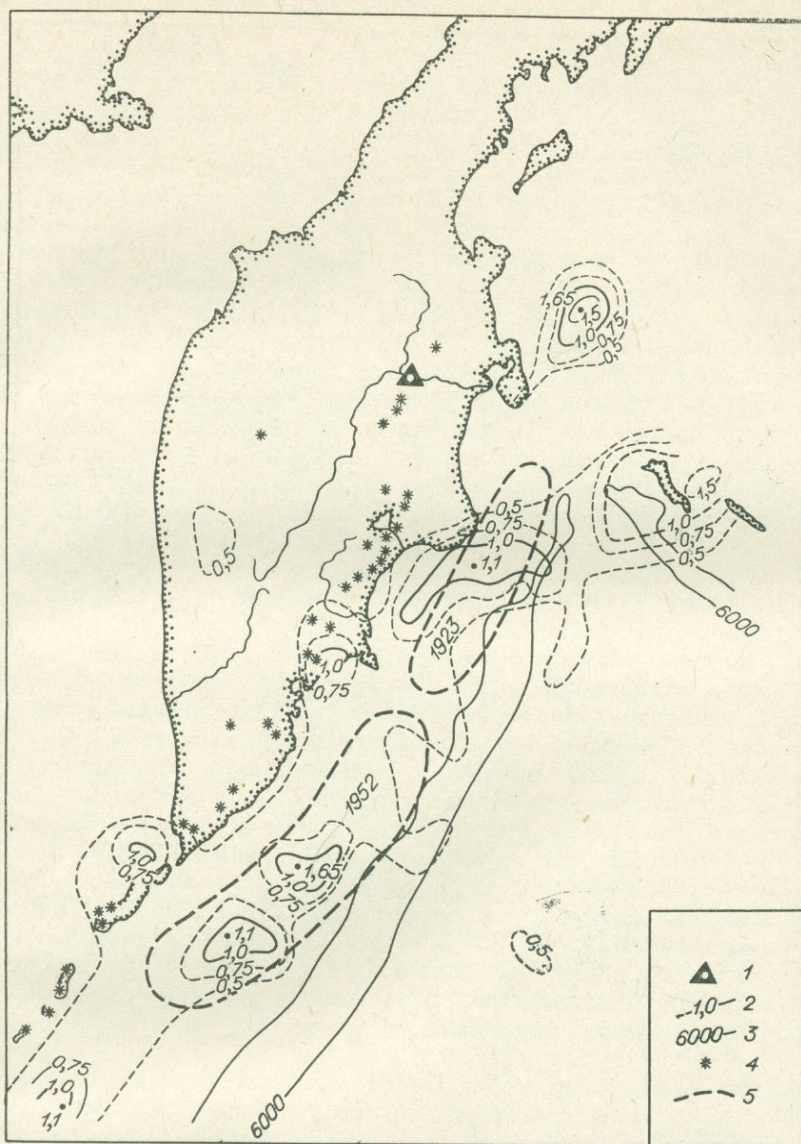


Рис. 6. Карта сейсмической активности за 1924—1951 гг. ($H < 100$ км).
 1 — сейсмические станции; 2 — изолинии A_{10} ; 3 — изобаты; 4 — вулканы; 5 — области очагов землетрясений с $M \geq 7,75$.

трясение в долине р. Жупановой, имели бы силу 7—8 баллов в эпицентре при $h=15$ км.

1924—1951 гг. В этот период точность определения очагов оставалась низкой. В лучшем случае ошибки определения не превышали 50 км (такие эпицентры заштрихованы на рис. 5). В эти годы на Камчатке могли регистрироваться без пропусков землетрясения с $M \geq 6$. Карта A_{10} имеет малую точность, так как она могла быть построена только по редким землетрясениям с $M \geq 6$ (рис. 6). Карта D точнее, так как D определяется сильными землетрясениями, которые должны были записываться без пропусков (рис. 7).

По всей Курило-Камчатской дуге в 1924—1951 гг. было сейсмическое затишье между периодами повышенной сейсмической активности 1915—1923 и 1952—1953 гг. (Федотов, 1965). В 1924—1951 гг. в Курило-

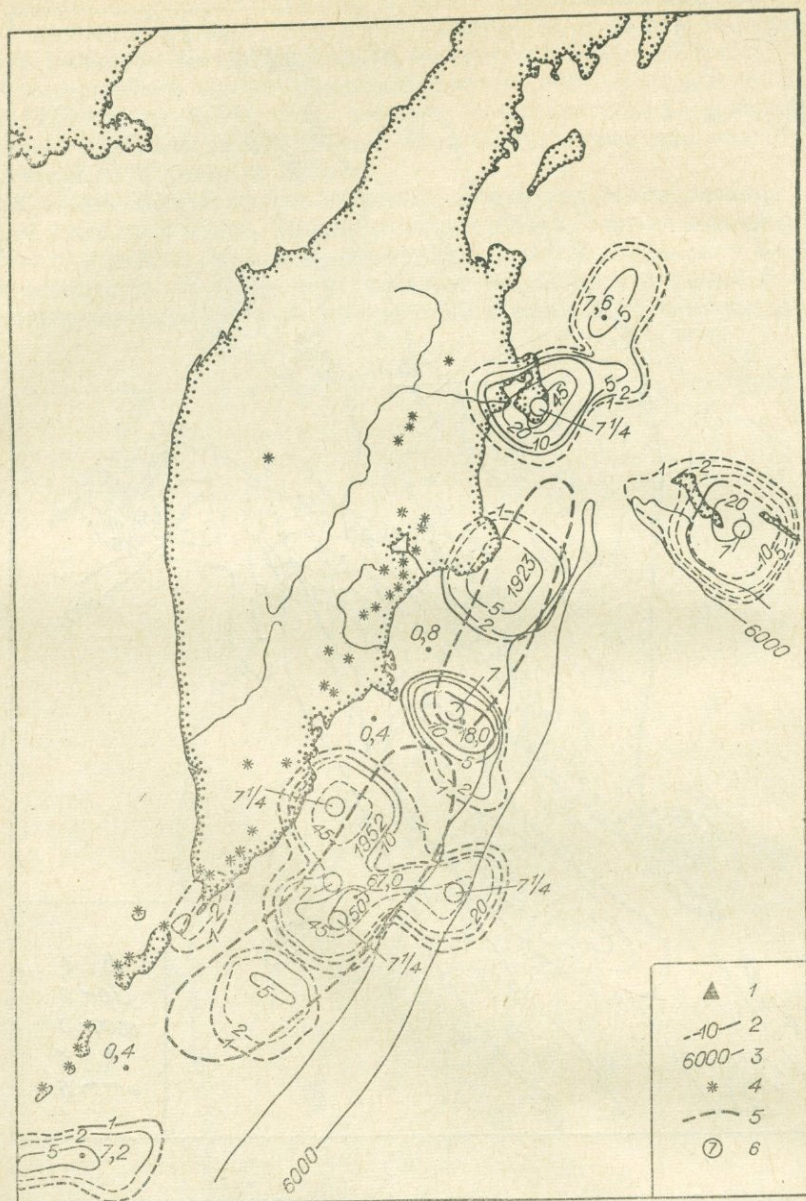


Рис. 7. Карта D за 1924—1951 гг. ($H \leq 100$ км).

1 — сейсмические станции; 2 — изолинии; 3 — изобаты; 4 — вулканы; 5 — области очагов землетрясений с $M \geq 7,75$; 6 — эпицентры землетрясений с $M \geq 7$.

Камчатской дуге не было землетрясений с $M \geq 7,75$, а на Камчатке и Командорских островах не было землетрясений с $M > 7,25$ * (Атлас..., 1962).

Рассмотрим главные особенности сейсмичности Камчатки и прилегающей акватории в 1924—1951 гг.

Землетрясения в Беринговом море на продолжении Курило-Камчатского глубоководного желоба. По гидрографическим данным известно, что Курило-Камчатская глубоководная впадина продолжается в Беринговом

* По (Duda, 1965), землетрясение 23 сентября 1944, 12^h 13^m 03^s было сильнее и имело $M=7,4$, а не $M=6,5$, как значится в (Атлас..., 1962).

море. Глубины впадины здесь уменьшаются, и она выклинивается примерно в 400 км к северо-востоку от Камчатского пролива. Глубинные процессы и движения, связанные с Курило-Камчатской островной дугой, ослабевают, но не исчезают полностью. Это было подтверждено вспышкой сейсмической активности в 1943—1945 гг. В 1943 г. здесь было землетрясение с $M=6,5$, а в 1945 г. — с $M=6,75$ (см. рис. 5). Средний за 29 лет уровень сейсмической активности $A_{10} \sim 1,5$, что, по данным С. А. Федотова (1968), равняется среднему уровню A_{10} в тихоокеанской фокальной зоне у берегов Камчатки и Курильских островов*.

Землетрясения Командорских островов. Судя по имеющимся данным, в 1924—1951 гг. Командорские острова были одним из наиболее сейсмичных мест Камчатки. Сейсмическая активность достигала здесь уровня $A_{10} \sim 1,65$; а $D \sim 20\%$. Это означает, что выделилось около 20% сейсмической энергии, которая могла накопиться за 1924—1951 гг. Это гораздо больше среднего уровня D для спокойных лет и близко к верхнему пределу средних квадратических уклонений D для стадии стабилизации сейсмического режима. Наиболее сильное землетрясение, имевшее $M=7$, произошло в 1924 г. В целом же район Командорских островов в этот период, по-видимому, проходил стадию стабилизации сейсмического режима.

Область очага катастрофического землетрясения 3 февраля 1923 г. Этот район с 1923 до примерно 1938 г. должен был проходить стадию афтершоков. На рис. 5 видно, что большое число эпицентров лежит в области очага 1923 г. и вблизи ее границ. Среднее за 1924—1951 гг. значение A_{10} достигало здесь 1,4; $D \sim 5\%$ у Кроноцкого полуострова и 20% у п-ова Шинунского. Наиболее сильным землетрясением этого района в 1924—1951 гг. был афтершок с $M=7$, происшедший 28 декабря 1927 г. почти в эпицентре землетрясения 3 февраля 1923 г. Приблизительно к 1938 г. район вступил в стадию стабилизации сейсмического режима. В целом сейсмичность в области очага катастрофического землетрясения 3 февраля 1923 г. развивалась по стереотипу, характерному для сильнейших землетрясений: сильный форшок (2 февраля 1923, $M=7$) у того края вытянутой области очага главного землетрясения, где располагается эпицентр главного толчка (3 февраля 1923, $M=8,3$); сильный афтершок (24 февраля 1923, $M=6,75-7$) в удаленной от форшока и главного эпицентра части очага; через несколько лет заключительный сильный афтершок (28 декабря 1927, $M=7$) почти в эпицентре главного землетрясения (см. рис. 4 и 5).

Землетрясение континентального склона глубоководной впадины восточнее Южной Камчатки. Участок континентального склона Курило-Камчатской глубоководной впадины, расположенный у Южной Камчатки, с 1923—1937 гг. должен был перейти из стадии стабилизации сейсмического режима в стадию форшоков катастрофического землетрясения 4 ноября 1952 г. с $M=8,25-8,5$ (см. рис. 5), так как эта стадия длится в среднем 15—20 лет (Федотов, 1968). В 1924—1935 гг. в этом районе не было землетрясений с $M \geq 7$. Они начались в 1936 г.: 30 июня 1936, $M=7$; 23 сентября 1944, $M=6,5-7,4$; 13 сентября 1946, $M \leq 7$; и два землетрясения 2 октября 1946 г. с $M=6,75-7,25$. В среднем за 1924—1951 гг. сейсмическая активность достигала здесь $A_{10} \sim 1,65$, а $D \sim 70\%$. В среднем за 1936—1952 гг. A_{10} увеличилась до ~ 3 , что вдвое больше среднего долговременного уровня A_{10} для тихоокеанской фокальной зоны. Пять землетрясений 1936—1946 гг. с $M=6,75-7,4$, происшедших в средней части очага, и приближавшегося землетрясения 4 ноября 1952 г. с $M=8,25-8,5$, были наиболее мощной группой землетрясений на Камчатке в 1924—

* 22 ноября 1969 г. в этом районе у берегов полуострова Озерного произошло землетрясение с $M \sim 7,5$.

1951 гг. Этот максимум сейсмичности занимал всю среднюю часть очага катастрофического землетрясения 4 сентября 1952 г. (см. рис. 5, 6, 7).

Другим примечательным сейсмическим событием на континентальном склоне глубоководного желоба была группа сильных землетрясений 1936 г. 30 июня 1936 г. в глубоководном желобе юго-восточнее г. Петропавловска-Камчатского произошло землетрясение с $M=7,25$ (Атлас..., 1962; Кондорская, Ландырева, 1962). Странно, что оно ощущалось в с. Никольском на о. Беринга на расстоянии около 500 км от эпицентра с силой не менее 6—7 баллов. Причина такой аномалии пока не выяснена. 13 ноября 1936 г. в районе п-ова Камчатского произошло другое землетрясение с $M=7,25$, которое имело силу 9 баллов на мысе Африка (восточный край п-ова Камчатского) и около 8 баллов в Усть-Камчатске. Оба землетрясения сопровождалась большим числом ощутимых последующих толчков*.

Землетрясения на территории Камчатки. Был зарегистрирован ряд сильных землетрясений на самой Камчатке. 28 ноября 1943 г. в Срединном хребте произошло землетрясение с $M=6,5$. Это наиболее сильное неглубокое землетрясение на Камчатке к западу от ее тихоокеанского побережья, известное по инструментальным данным. В его эпицентре могло быть 9—10 баллов. Уточненные данные о координатах его эпицентра опубликованы в работе А. В. Горячева и др. (1968). Около 9 баллов в эпицентре могло быть при землетрясении с $M=6$ в районе Жувановского вулкана и, вероятно, 7—8 баллов при остальных неглубоких землетрясениях с $M=5,25-5,5$. Одно из них произошло на Кроноцком полуострове.

О сейсмичности полуостровов Восточной Камчатки. Три больших полуострова Восточной Камчатки не выделяются на карте сейсмической активности (см. рис. 6). В противоположность этому на карте *D* видно, что сильные землетрясения Средней Камчатки тяготели к полуостровам, однако здесь выделилось значительно меньше сейсмической энергии, чем в области подготовки землетрясения 4 ноября 1952 г. Район п-ова Шипунского, чрезвычайно активный в последующие годы, был спокойным местом тихоокеанской фокальной зоны в 1924—1951 гг. (см. рис. 5—7).

Сильные глубокие землетрясения 1924—1951 гг. происходили под Южной Камчаткой, к западу от нее, под Охотским морем. Севернее их не было. Эпицентры неглубоких землетрясений, рассеянные в Тихом океане к юго-востоку от Курило-Камчатского глубоководного желоба, определены, вероятно, с большими ошибками, так как в последующие годы землетрясения редко регистрировались в этой области. По-видимому, многие из этих эпицентров должны были бы лежать западнее.

В заключение отметим, что наиболее сильными сейсмическими процессами на Камчатке в 1924—1951 гг. были афтершоки землетрясения 3 февраля 1923 г. с $M=8,3$, серия землетрясений 1936 г. и форшоки землетрясения 4 ноября 1952 г. с $M=8,25-8,5$. Афтершоки землетрясения 3 февраля 1923 г. наблюдались в начале рассматриваемого периода, «форшоки» 4 ноября 1952 г. — в последние годы рассматриваемого периода, особенно в 1944—1946 гг. В Срединном хребте и на продолжении Курило-Камчатской впадины в Беринговом море произошли сильные землетрясения с $M=6,5-6,75$, редкие для этих мест.

1952—1956 гг. В 1952 г. закончился самый длинный в нашем столетии период сейсмического затишья на Камчатке, длившийся с 1924 до 1952 г. 4 ноября 1952 г. у берегов южной Камчатки и северных Курильских островов произошло сильнейшее землетрясение с $M=8,25-8,5$. Инструментальный эпицентр главного толчка (начало разрыва) лежал вблизи

* Пара камчатских землетрясений 1936 года с $M=7,25$ похожа во многих отношениях на два последних разрушительных камчатских землетрясения с $M > 7$ — 24 ноября 1971 г. в районе Петропавловска-Камчатского и 15 декабря 1971 г. в районе Усть-Камчатска.

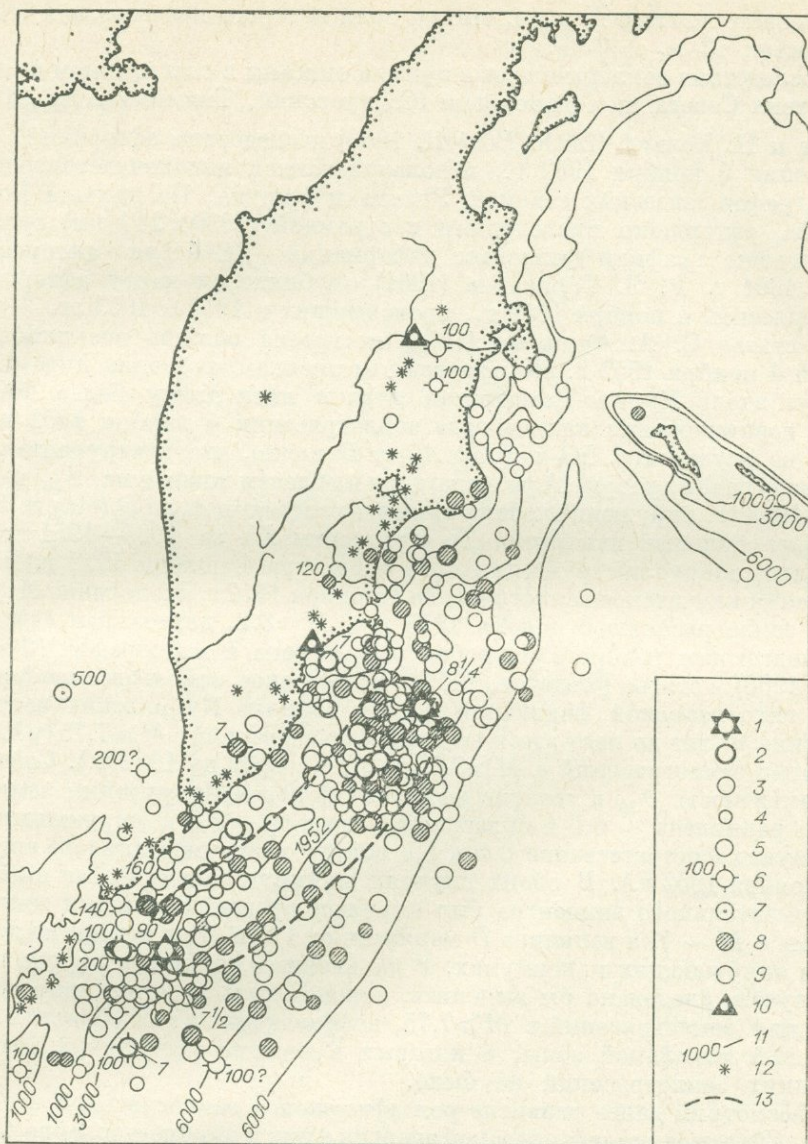


Рис. 8. Карта эпицентров землетрясений за 1952—1956 гг.

Магнитуда: 1— $>7,5$; 2— $6,5-7,25$; 3— $5,25-6,25$; 4— $4,25-5$; глубина, км: 5—0—80; 6—80—300; 7— >300 ; класс точности эпицентра: 8—B; 9—неклассные; 10—сейсмические станции; 11—изобаты; 12—вулканы; 13—область очага землетрясения 4 ноября 1952 г. с $M=8,25-8,5$.

подводного хр. Шатского (рис. 8). Область очага протянулась на юго-восток от инструментального эпицентра и области очага землетрясения 3 февраля 1923 г. вдоль континентального склона глубоководной впадины более чем на 600 км. Афтершоки захватили область размером около 1000 км от п-ова Камчатского на севере до о. Онекотан на юге. Наиболее крупный афтершок произошел 11/X 1953 г. на юго-восточном удаленном от эпицентра главного толчка крае очага. Его магнитуда по разным оценкам колеблется от 6,8 до 7,5. Инструментальный эпицентр землетрясения 4 ноября 1952 г. был удален более чем на 150 км от побережья Камчатки, поэтому землетрясение ощущалось сравнительно слабо: 6 баллов и более в Петропавловско-Камчатском, 7 — южнее Петропавловска. Землетрясе-

ние вызвало большое цунами, высота волн которого превышала в отдельных местах 12 м.

Последствия землетрясения и цунами описаны в специальном выпуске Бюллетеня Совета по сейсмологии (Саваренский, Тищенко и др., 1958).

М. Бот и Н. Беньоф (Bath, Benioff, 1958) исследовали афтершоки землетрясения 4 ноября 1952 г., используя записи высокочувствительных сейсмографов шведских станций Упсала и Кируна. По данным Бота и Беньофа, афтершоки происходили в огромной (1030×240 км) области. Рассмотрены графики условных деформаций $\sum E^{0.5}$ для афтершоков.

В 1961 г. Р. З. Тараканов (1961) опубликовал карту афтершоков землетрясений 4 ноября 1952 г., происшедших в 1952 и 1953 гг.

В статье С. А. Федотова (1962) построена область возникновения цунами 4 ноября 1952 г. По полученным оценкам, источник цунами был вытянут вдоль Курило-Камчатской дуги и имел длину более 600 км. Место возникновения камчатского землетрясения 4 ноября 1952 г. кажется не случайным. На картах A_{10} и D видно, что инструментальный эпицентр (начало разрыва) располагался в области минимума A_{10} и D за 1924—1951 гг., окруженного большими максимумами A_{10} и D (см. рис. 6—9). Наиболее сильные изменения D (градиенты D) за 1924—1951 гг. наблюдались вокруг инструментального эпицентра 4 ноября 1952 г. В этом отношении камчатское землетрясение 4 ноября 1952 г. аналогично Итурупскому землетрясению 6 ноября 1958 г. с $M=8,2$, длительная сейсмическая подготовка которого подробно рассмотрена в монографии (Федотов и др., 1968) и статье (Федотов, 1969). Итурупское землетрясение произошло в тихоокеанской фокальной зоне у Южных Курильских островов. В течение 40 лет до него здесь не было землетрясений с $M \geq 7,75$ (у Южной Камчатки землетрясений с $M \geq 7,75$ не было с 1904 до 1952 г.). Сейсмическая активность A_{10} в течение десятилетий перед Итурупским землетрясением равнялась $\sim 0,5$ в области его очага и $\sim 2,0$ в окружающих его максимумах (соответственно 0,5 и 1,7 вокруг инструментального эпицентра 4 ноября 1952 г.). В обоих случаях минимум сейсмичности в области инструментального эпицентра был окружен предшествующими землетрясениями с $M \sim 7$, а величина D менялась от 1% в этом минимуме до 45—50% в окружающих максимумах. В дальнейшем, исследуя другие подобные случаи, следовало бы выяснить, закономерны ли описанные особенности для землетрясений с $M \geq 7,75$, возникающих в тех областях тихоокеанской фокальной зоны, в которых в течение нескольких десятков лет таких землетрясений не было.

Рассмотрим далее развитие роя афтершоков землетрясения 4 ноября 1952 г. Сбрасывание сейсмической энергии в них в ноябре—декабре 1952 г. показано на рис. 10. В эти месяцы интенсивная разрядка накопившейся упругой энергии продолжалась в двух областях, в которых D в 10 раз и более превосходило среднюю величину накапливающейся энергии ($D=100\%$). Один из этих максимумов занимал северо-восточную часть очага землетрясения 4 ноября 1952 г.; другой — юго-восточную часть того же очага и прилегающую к ней акваторию; третий, меньший по величине, располагался в Кроноцком заливе. Величина D в нем достигала 250%. Важным обстоятельством является то, что очень глубокий минимум ($D < 10\%$) в средней части очага землетрясения 4 ноября 1952 г. и минимум $D < 20\%$, располагавшийся между северо-восточным краем области очага 4 ноября 1952 г. и максимумом $D=250\%$ в Кроноцком заливе, точно заняли места максимумов D за 1924—1951 гг. Этот факт свидетельствует о том, что после землетрясений с $M \geq 7$ в области их очагов в действительности происходит существенная разрядка накопившейся в недрах упругой энергии.

В 1953—1956 гг. продолжался мощный рой афтершоков. Сохранились три максимума D , возникшие в рое афтершоков в ноябре—декабре

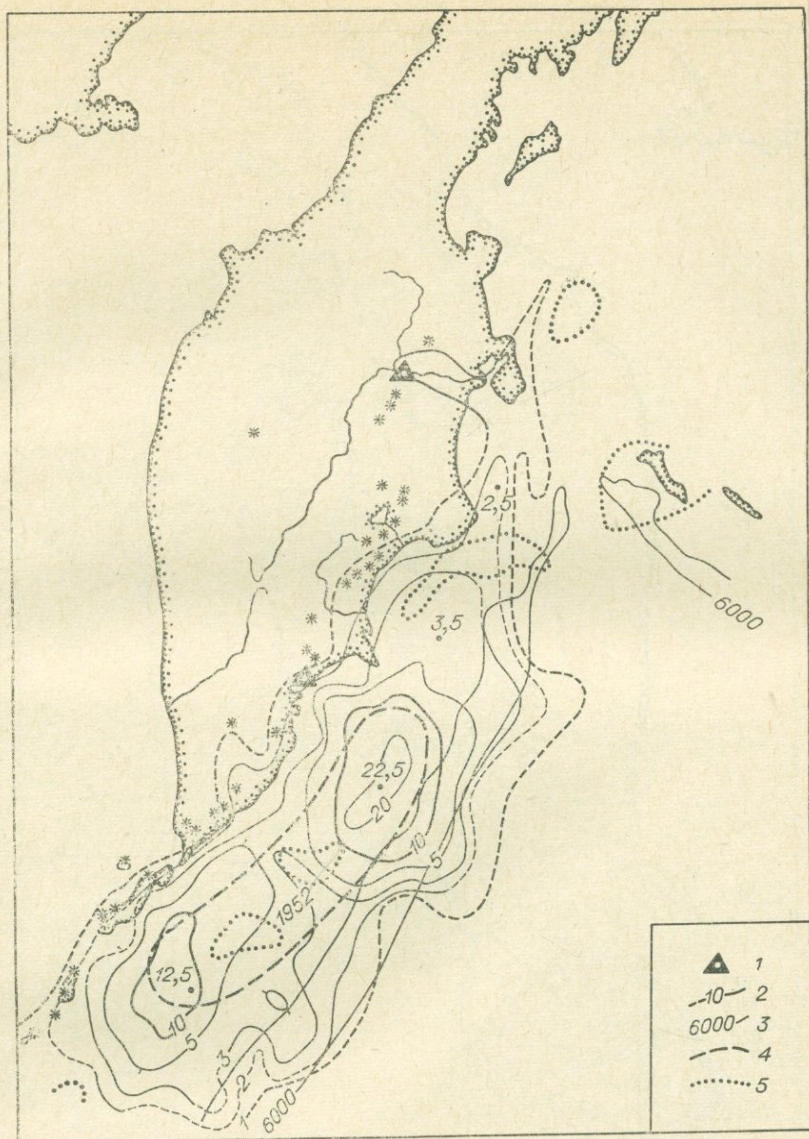


Рис. 9. Карта сейсмической активности за 1952—1956 гг. ($H < 100$ км).
 1 — сейсмические станции; 2 — изолинии A_{10} ; 3 — изобаты; 4 — область очага землетрясений 4 ноября 1952 г. с $M = 8,25 - 8,5$; 5 — максимумы сейсмической активности $A_{10} \geq 1,0$ за предшествующие 1924—1951 гг.

1952 г. Это удельная сейсмическая энергия, выделявшаяся в них, была уже меньше, чем в ноябре — декабре 1952 г.; области с $D > 100\%$ (превышение разрядки энергии над средним ее накоплением) остались только у концов области очага 4 ноября 1952 г. (рис. 11). Сейсмическая активность в 1952—1956 гг. была высока во всех участках тихоокеанской фокальной зоны у берегов Камчатки и Северных Курильских островов, за исключением северной части Камчатского залива, удаленной от очага землетрясения 4 ноября 1952 г. (см. рис. 9). Наибольшая сейсмическая активность наблюдалась у концов области очага землетрясения 4 ноября 1952 г.: $A_{10} \approx 23$ в районе инструментального эпицентра главного толчка и $A_{10} \approx 13$ в юго-восточной оконечности области очага.

Сравнивая карты за 1911—1923, 1924—1951 и 1952—1956 гг., можно видеть, что картина сейсмичности в тихоокеанской фокальной зоне у бе-

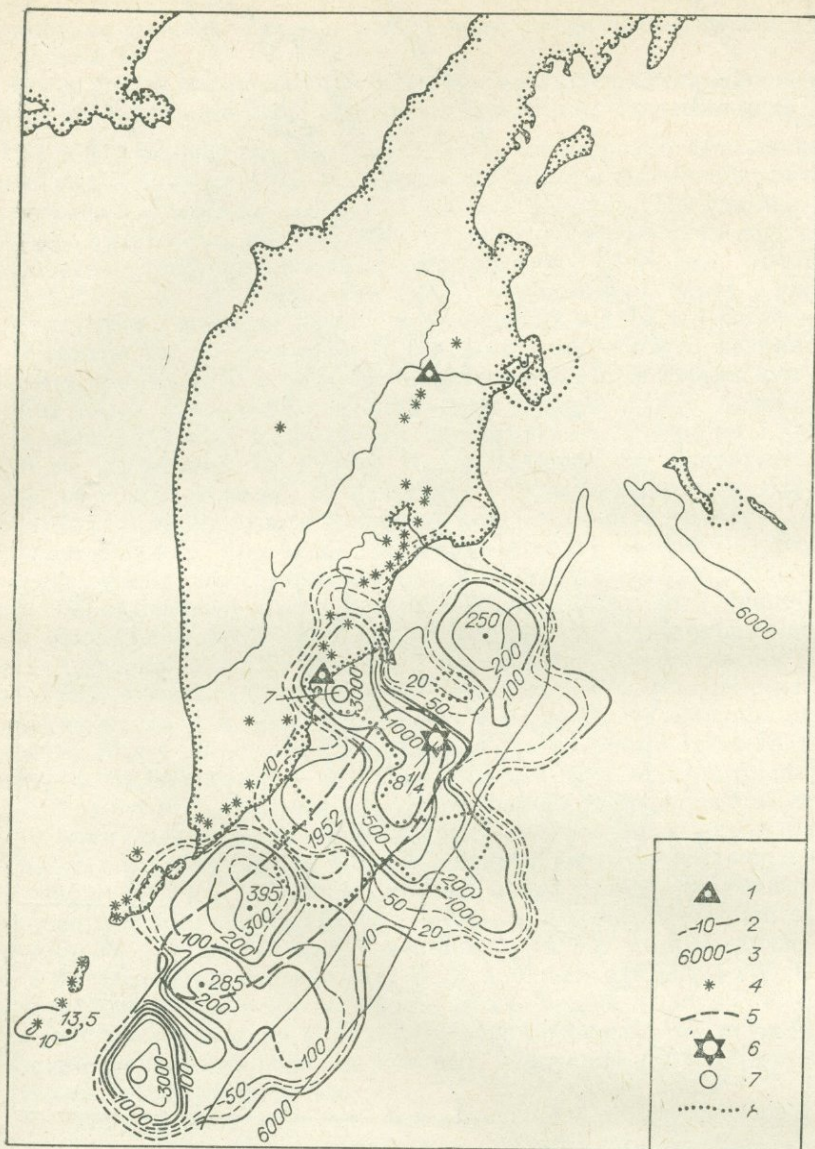


Рис. 10. Карта D за ноябрь — декабрь 1952 г. (без энергии главного толчка 4 ноября 1952 г.).

1 — сейсмические станции; 2 — изолинии D ; 3 — изобаты; 4 — вулканы; 5 — область очага землетрясений 4 ноября 1952 г. с $M=8,25-8,5$; 6 — его инструментальный эпицентр; 7 — эпицентры афтершоков с $M=7$; 8 — максимумы D за 1924—1951 гг., в которых $D \geq 20\%$.

регов юго-восточной Камчатки и Северных Курильских островов резко изменилась после землетрясения 4 ноября 1952 г. Появились новые максимумы сейсмичности на концах области очага 4 ноября 1952 г. и минимум сейсмичности в его середине, которые сохранялись в течение почти 20 лет, вплоть до 1971 г. Сильные камчатские землетрясения 1957—1961 гг. были, по всей вероятности, связаны с катастрофическим камчатским землетрясением 4 ноября 1952 г.

1957—1961 гг. На рис. 12—15 приведены карты эпицентров, A_{10} и D (последние для землетрясений глубин 0—100 км) за 1957 — октябрь 1961 гг. Рассмотрим основные особенности сейсмичности Камчатки в эти годы.

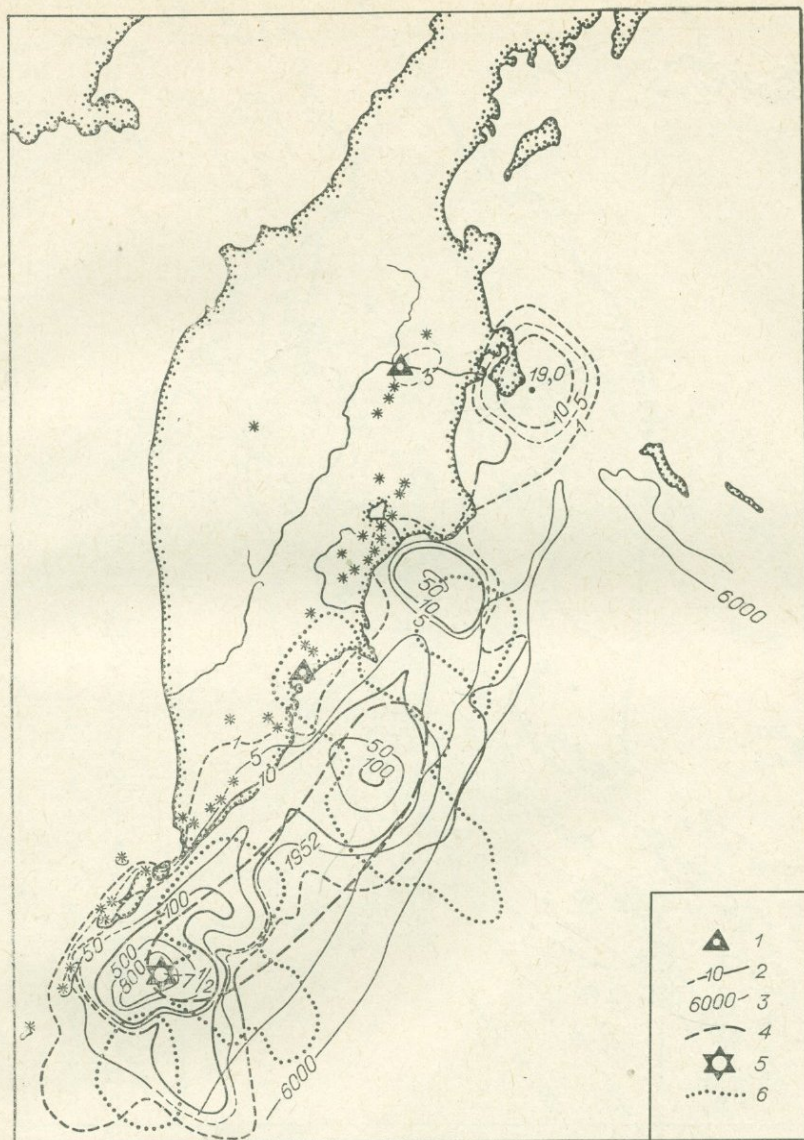


Рис. 11. Карта D за 1953—1956 гг. ($H \leq 100$ км).

1 — сейсмические станции; 2 — изолинии D ; 3 — изобаты; 4 — область очага землетрясения 4/XI 1952 г.; 5 — его инструментальный эпицентр; 6 — максимумы $D(100\%)$ в афтершоках ноября — декабрь 1952 г.

Продолжались ослабевшие со временем афтершоки землетрясения 4 ноября 1952 г. Максимумы A_{10} и D на обоих краях области его очага остались на тех же местах, что и в 1953—1956 гг., но D в них в период с 1957 по май 1959 г. снизилось до 10—50%, а A_{10} в них в период с 1957 г. по октябрь 1961 г. уменьшилось до 7—15 (см. рис. 13 и 14). В 1953—1956 гг. эти величины были равны соответственно 100—800% и 13—23. Сохранился устойчивый минимум сейсмичности в средней части области очага 4 ноября 1952 г.

Главные сейсмические события 1957—1961 гг. произошли севернее области очага землетрясения 4 ноября 1952 г.

3 февраля 1957 г. на самой Камчатке к востоку от п-ова Шипунского между Авачинской и Жупановской группами вулканов примерно в 70—80 км севернее Петропавловска-Камчатского произошел рой поверхност-

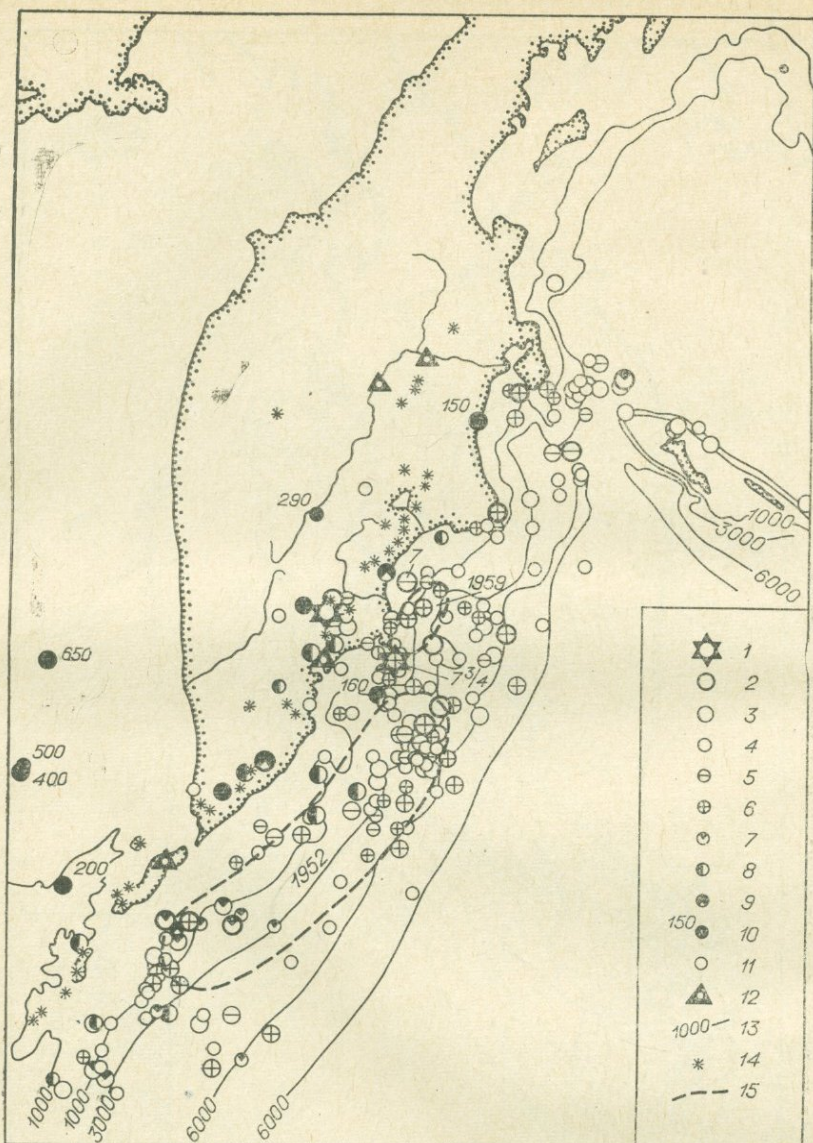


Рис. 12. Карта эпицентров землетрясений за 1957 — октябрь 1961 гг. Магнитуда: 1 — >7,5; 2 — 6,5 — 7,25; 3 — 5,25 — 6,25; 4 — 4,25 — 5; глубина, км: 5 — 0 — 25; 6 — 26 — 50; 7 — 51 — 75; 8 — 76 — 100; 9 — 101 — 125; 10 — >125; класс точности эпицентров А и Б; 11 — неклассные; 12 — сейсмические станции; 13 — изобаты; 14 — действующие вулканы; 15 — области очагов землетрясений 4 ноября 1952 г. с $M=8,25-8,5$ и 4 мая 1959 г. с $M \sim 7,75$.

ных землетрясений с магнитудами 5—5,25, 5,5—5,75, 6,5, 5,75 (см. рис. 12). Отдельные землетрясения с $M = 4,5 - 5$ наблюдались здесь в марте — апреле 1957 г. Это была одна из наиболее сильных серий неглубоких землетрясений, известных на территории Камчатки. Сотрясения в эпицентре сильнейшего из них могли достигать 9 баллов. Примечательно, что в том же самом месте находится эпицентр наиболее сильного землетрясения 1957—1961 гг. с промежуточной глубиной очага: 25 июля 1960, 11^ч, 1,2^м, 08^с, 53°N, 158,9°E, $h=120$ км, $M = 7 - 7,5$. Его эпицентр показан звездочкой на рис. 12.

В 1957 — апреле 1959 г. резко усилилась сейсмическая деятельность не только в районе Жупановской группы вулканов, но и к юго-востоку

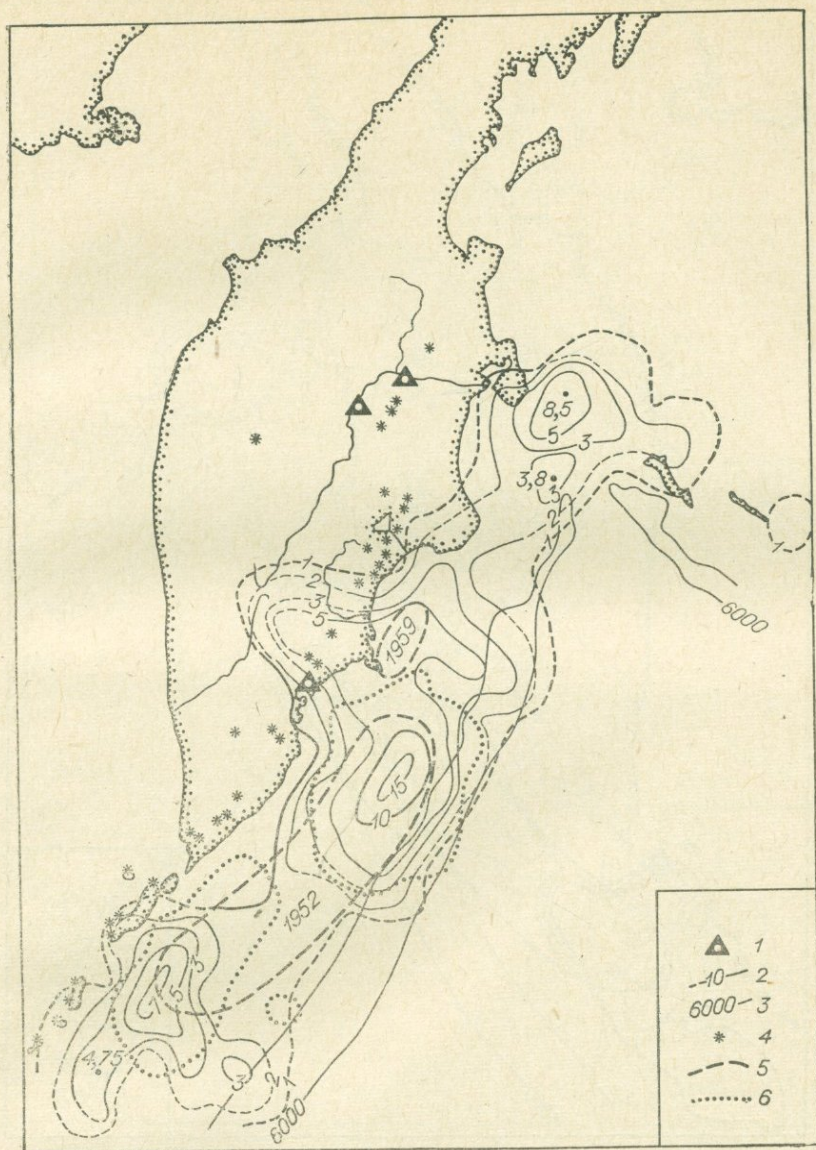


Рис. 13. Карта сейсмической активности за 1957 — октябрь 1961 гг. ($H \leq 100$ км).

1 — сейсмические станции; 2 — изолинии A_{10} ; 3 — изобаты; 4 — вулканы; 5 — области очагов землетрясений 4 ноября 1952 г. и 4 мая 1959 г.; 6 — максимумы $A_{10} \geq 5$ за 1952—1956 гг.

от нее — под п-овом Шипунским, подводным хр. Шатского и акваторией к востоку от них. Сгущение эпицентров сильных землетрясений в период с 1957 по апрель 1959 г. и соответствующий им максимум D хорошо видны на рис. 12 и 14 севернее области очага землетрясения 4 ноября 1952 г. Максимум $D=50\%$ за 1957 — апрель 1959 г. заполнил промежуток между двумя максимумами D за 1953—1956 гг. 4 мая 1959 г. сейсмический процесс достиг здесь кульминации — в районе п-ова Шипунского и южной половины Кронцового залива произошло землетрясение с $M \approx 7,75$. Это было наиболее сильное землетрясение Камчатки за 1957—1961 гг. Возникновение его в этом месте представляется, скорее, закономерным, чем случайным. При этом землетрясении, видимо, «вспоролась» далее на север

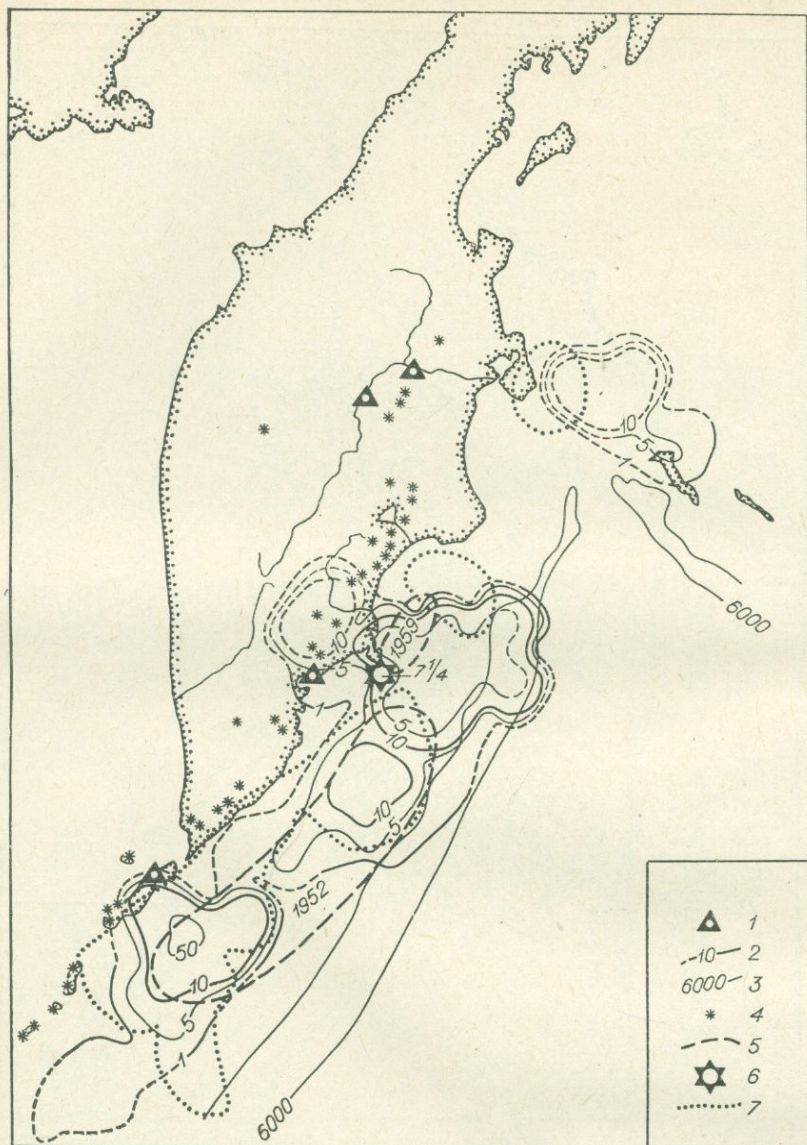


Рис. 14. Карта D за 1957 — IV/1959 гг. ($H \leq 100$ км).

1 — сейсмические станции; 2 — изолинии D ; 3 — изобаты; 4 — вулканы; 5 — области очагов землетрясений 4 ноября 1952 г. и 4 мая 1959 г.; 6 — инструментальный эпицентр землетрясения 4 мая 1959 г. с $M \sim 7,75$; 7 — максимумы $D > 10\%$ за 1953—1956 гг.

система разрывов, возникших при землетрясении 4 ноября 1952 г. Такая ситуация часто наблюдается для сильнейших землетрясений. Можно было предполагать, что минимум D за 1953—1956 гг. севернее очага 4 ноября 1952 г. будет заполнен сильными землетрясениями. Эта особенность размещения очагов сильных землетрясений отмечалась выше. Землетрясению 4 ноября 1952 г. предшествовала сильная сейсмическая деятельность в течение нескольких лет перед ним, что типично для последних лет сейсмического цикла перед сильнейшим землетрясением (Федотов, 1968). Наконец, область очага 4 мая 1959 г. захватила то место, где наблюдались максимальные градиенты D за предшествующие годы.

Землетрясение 4 мая 1959 г. ощущалось с силой 7—8 баллов в Пет-

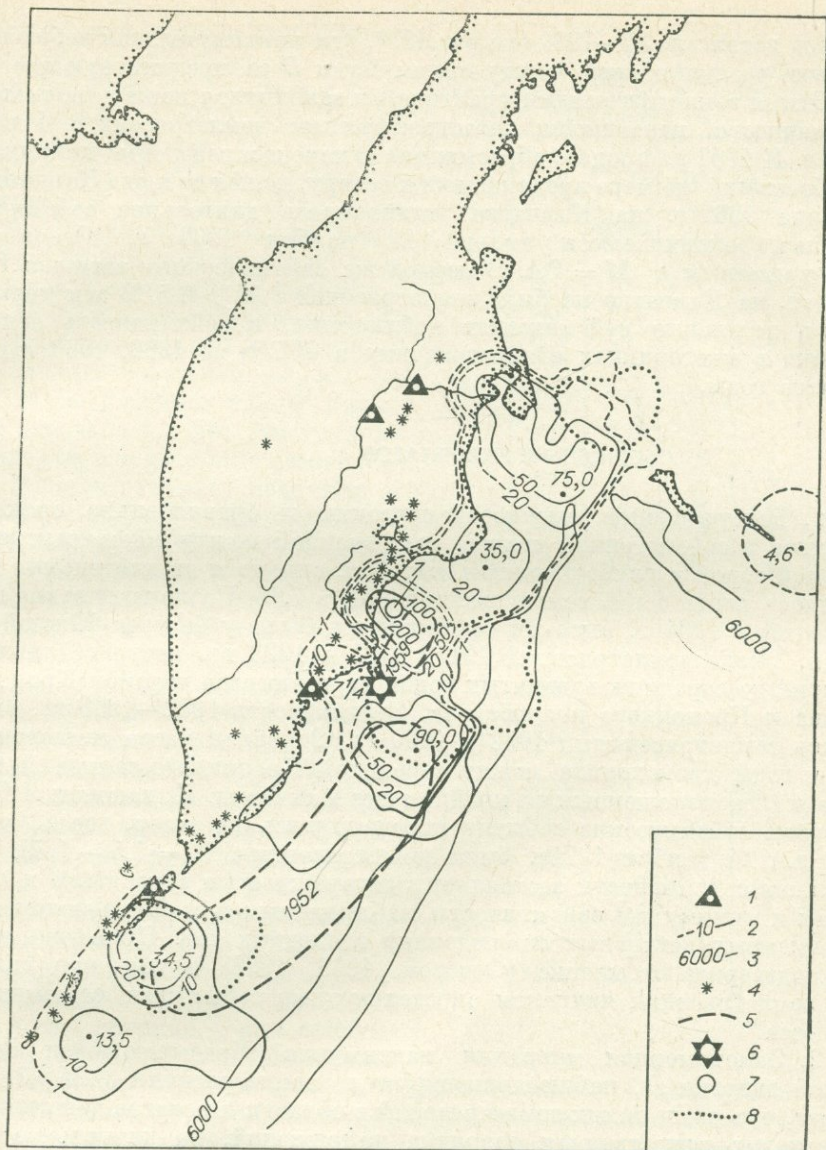


Рис. 15. Карта D за период с мая 1959 — октябрь 1961 гг. (без энергии землетрясения 4 мая 1959 г. с $M \sim 7,75$).

1 — сейсмические станции; 2 — изолинии D ; 3 — изобаты; 4 — вулканы; 5 — области очагов землетрясений 4 ноября 1952 г. с $M=8,25-8,5$ и 4 мая 1959 г. с $M \sim 7,75$; 6 — инструментальный эпицентр землетрясения 4 ноября 1959 г.; 7 — эпицентр его афтершока с $M=7$; 8 — максимумы $D \geq 10\%$ за 1957 — апрель 1959 гг.

ропавловске-Камчатском. (Землетрясения у берегов Камчатки в мае — июне 1959 г., 1960.) Сильнейший афтершок произошел 18 июня 1959 г. Его эпицентр (см. рис. 12) находился в Кроноцком заливе, недалеко от пос. Жуваново, где сила землетрясения достигала 9 баллов.

Сейсмичность в области очага катастрофического землетрясения 4 ноября 1952 г. продолжала постепенно угасать после землетрясения 4 мая 1959 г. В то же время в тихоокеанской фокальной зоне к северу от области очага 4 мая 1959 г. произошел ряд сильных землетрясений, эпицентры которых лежали у полуострова Кроноцкого и Камчатского.

D здесь достигало 35—70% (см. рис. 15)*. Эти максимумы, как наблюдалось и ранее, расположились между минимумами D за предшествующие годы.

Этими землетрясениями практически закончился период повышенной сейсмичности, начавшийся катастрофическим землетрясением 4 ноября 1952 г. К 1952 г. процесс сбрасывания и перераспределения напряжений, ослабевавший по мере продвижения к северу, дошел до п-ова Камчатского. С конца 1961 г. на Камчатке установилось длительное сейсмическое затишье, окончившееся только 22 ноября 1969 г. Озерновским землетрясением с $M = 7,4$. В период же сейсмического затишья 1962—1969 гг. на Камчатке не было землетрясений с $M > 6,5$. В эти годы уже велись детальные сейсмические наблюдения, и сейсмичность этих лет описана в ежегодниках «Землетрясения в СССР» за 1962, 1963 и последующие годы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

1. Распределение высокосейсмических и сравнительно спокойных участков в сейсмогенной полосе, заключенной между тихоокеанской фокальной зоной и глубоководным желобом, сильно и на длительные сроки менялось после серий землетрясений с $M \geq 7,75$. После трех таких землетрясений в 1904 г. высокая сейсмичность была у берегов Южной Камчатки. После землетрясений 1915, 1917 и 1923 гг. центр сейсмических событий до середины тридцатых годов передвинулся в район Кроноцкого залива и Кроноцкого полуострова. Сейсмичность 1952—1968 гг. определялась землетрясениями 1952 и 1959 гг. Основная масса землетрясений в эти годы происходила между серединой Кроноцкого залива и мысом Лопатка, расположенным на крайнем юге Камчатки. И, наконец, с 1969 г. основные сейсмические события передвинулись на север, где 22 ноября 1969 г. и 24 ноября 1971 г. были землетрясения с $M = 7,5 - 7,75$. Такая миграция сейсмичности заставляет с осторожностью относиться к максимумам и минимумам сейсмичности, наблюдаемым при сравнительно кратковременных детальных наблюдениях последних лет. Приведенные данные подтверждают мнение (Федотов, 1965, 1968) о том, что сильнейшие землетрясения являются определяющими событиями сейсмического процесса.

2. Закономерная миграция максимумов сбрасываемой сейсмической энергии D , наблюдавшаяся после землетрясений с $M \geq 7$, показывает, что после таких землетрясений в области их очагов действительно происходит существенная разрядка напряжений, на длительное время понижающая сейсмичность этих мест.

3. Камчатские землетрясения распределены во времени не случайным образом (табл. 3). Из табл. 3 видно, что камчатские землетрясения глубин 0—100 км с $M \geq 7$ явно группируются во времени. Выделено семь таких групп. Этот эффект свидетельствует о сильном влиянии областей очагов сильных камчатских землетрясений друг на друга на расстояниях до 500 км и имеет прогностическое значение. Кроме того, имеются два сезонных максимума: один в июне, второй в ноябре. Причина этого явления неясна. Существование второго максимума отмечалось в работе С. А. Федотова (1965).

4. Описанная выше серия камчатских землетрясений с $M \geq 7,75$ (4 ноября 1952 г. с $M = 8,25 - 8,5$ и 4 мая 1959 г. с $M = 7,75$) имеет много общих черт

* Видимо, во время сильнейших землетрясений и вскоре после них должны возникать землетрясения в потенциальных местах других больших землетрясений. Это явление отчетливо наблюдалось, например, в 1968—1969 гг. в районе о. Хоккайдо и Южных Курильских островов в связи с землетрясениями 16 мая 1968 г. и 12 августа 1969 г. с $M \geq 7,75$. Максимум $D = 75\%$ в районе п-ова Камчатского 15 декабря 1971 г. оказался местом следующего после 4 мая 1959 г. землетрясения с $M \sim 7,75$

Таблица 3

Распределение во времени камчатских землетрясений $M \geq 7$ и глубинами очага до 100 км

Группа	Год	Месяц	День	Глубина, км	M
I	1904	VI	25	Норм.	8,3
	1904	VI	25	»	8,1
	1904	IV	27	»	7,9
	1904	VII	24	»	7,5
	1905	IX	15	»	7,8
	1911	V	4	»	7
II	1915	VII	31	»	7,75
	1917	I	30	»	8
IIa	1923	II	3	»	7
	1923	II	3	»	8,3
	1923	II	24	»	7
	1927	XII	28	»	7
III	1936	VI	30	»	7,25
	1936	XI	13	»	7,25
IV	1946	IX	13	80	7
	1946	X	2	80	7,25
	1946	X	2	80	7,25
V	1952	XI	4	Норм.	8,5
	1952	XI	29	»	7
VI	1959	V	4	»	7,75
	1959	VI	18	»	7
VII	1969	XI	22	»	7,7
	1971	XII	15	»	7,7

с хорошо изученной серией южно-курильских землетрясений 1958—1969 гг. (Итурупское землетрясение 6 ноября 1958 г. с $M=8,2$; Урупское землетрясение 13 октября 1963 г. с $M \sim 8$; Мало-Курильское землетрясение 12 марта 1969 г. с $M=7,8$). Камчатское землетрясение 4 ноября 1952 г. и Итурупское землетрясение 6 ноября 1958 г. возникли в тех областях сейсмогенной зоны Курило-Камчатской дуги, где до них в течение более чем 40 лет не было землетрясений такой силы. Выше отмечалось, что инструментальные эпицентры обоих землетрясений (начало разрыва) возникли в сходных условиях — они оказались в длительно существовавших минимумах сейсмичности, которые были окружены участками с наибольшими градиентами и максимумами A_{10} и D и т. д. Области очагов последующего Камчатского землетрясения 4 мая 1959 г., Урупского 1963 г. и Мало-Курильского землетрясения 1969 г. примыкали к очагам двух упомянутых выше землетрясений. При них вспарывались далее системы разрывов, возникшие при землетрясениях 4 ноября 1952 г. и 6 ноября 1958 г. Концы разрывов, возникшие при землетрясениях с $M \geq 7,75$ в течение приблизительно 10 лет остаются местами, в которых увеличена вероятность возникновения следующих землетрясений такой же силы.

5. Наконец, отметим более частную особенность сейсмичности Камчатки. Наиболее крупной и своеобразной тектонической структурой на континентальном склоне глубоководного желоба у берегов Камчатки является поднятие п-ова Шипунского и его подводное продолжение — хр. Шатского, протягивающееся почти до глубоководного желоба. Инструментальные эпицентры крупнейших землетрясений нашего века на Камчатке — 3 февраля 1913 г. с $M=8,3$ и 4 ноября 1952 г. с $M=8,25-8,5$ — лежали вблизи этого подводного хребта. Области же очагов протянулись на сотни километров на северо-восток и юго-запад от этой структуры. Эпицентр землетрясения 4 мая 1959 г. с $M=7,75$ также лежал в районе п-ова Шипунского, а область его очага простиралась на север от него. Видимо, в области этой поперечной структуры существует поле напряжений, в котором сравнительно легко начинается образование крупных систем разрывов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянова В. И. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., «Наука», 1968.
 Атлас землетрясений в СССР (1911—1956 гг.), М., Изд-во АН СССР, 1962.
 Бюллетень сети сейсмических станций СССР за 1957—1961 гг. М., Изд-во АН СССР

- Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966.
- Горячев А. В., Кириллов Ф. А., Кондорская Н. В., Ландырева Н. С., Федотов С. А. Сейсмическое районирование Камчатки и Курильских островов.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968.
- Землетрясения в СССР. Ежегодники за 1962, 1963 и последующие годы. М., «Наука».
- Землетрясения у берегов Камчатки в мае—июне 1959 г.—«Бюлл. Совета по сейсмологии», 1960, № 11.
- Кирнос Д. П., Харин Д. А., Шебалин Н. В. История развития инструментальных сейсмических наблюдений в СССР.— В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Кондорская Н. В., Ландырева Н. С. Особенности сейсмичности Камчатской области по данным наблюдений сети стационарных сейсмических станций.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1962, № 10.
- Кондорская Н. В., Тараканов Р. З. Курило-Камчатские землетрясения. В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Левицкий Г. В. Бюллетень Постоянной центральной сейсмической комиссии за 1904 год. СПб., 1906.
- Линден Н. А. Землетрясения Дальневосточной зоны.— В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Монахов Ф. И., Тараканов Р. З. Характеристика Курило-Камчатских землетрясений по наблюдениям близких станций за 1952—1954 гг.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1955, № 5.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964.
- Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М., ИЛ., 1963.
- Саваренский Е. Ф., Тищенко В. Г., Святловский А. Е., Добровольский А. Д., Живаго А. В. Цунами 4—5 ноября 1952 г.—«Бюлл. Совета по сейсмологии», 1958, № 4.
- Соловьев С. А., Шебалин Н. В. Определение интенсивности землетрясений по смещению почвы в поверхностных волнах.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1957, № 7.
- Тараканов Р. З. Повторные толчки землетрясения 4 ноября 1952 г.—«Тр. СахКНИИ СО АН СССР», 1961, вып. 10.
- Токарев П. И. О глубинной фокальной поверхности и связи землетрясений с рельефом в Курило-Камчатской зоне.— «Бюлл. вулканол. станции», 1957, № 27.
- Токарев П. И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне.— «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», 1958, вып. 17.
- Токарев П. И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М., «Наука», 1966.
- Федотов С. А. Определение областей возникновения волн цунами при Камчатском землетрясении 4 ноября 1952 г. и Итурупском землетрясении 6 ноября 1958 г.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1962, № 10.
- Федотов С. А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации землетрясений с промежуточной глубиной очага.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1963, № 6.
- Федотов С. А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии.— «Тр. Ин-та физики Земли», 1965, № 36 (203).
- Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968.
- Федотов С. А. О сейсмичности области очага катастрофического Итурупского землетрясения 6 ноября 1958 г. и сейсмическом прогнозе.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1969, № 1.
- Федотов С. А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М., «Наука», 1972.
- Федотов С. А., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги М., «Наука», 1969.
- Федотов С. А., Кузин И. П., Бобков М. Ф. Детальные сейсмические исследования на Камчатке в 1961—1962 гг.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1964, № 9.
- Bath M., Benioff H. On aftershocks of Kamchatka earthquake November 4, 1952.— «Bull. Seism. Soc., Amer.», 1958, v. 48, № 1.
- Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure — additional evidence from seismology.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1954, v. 65, № 5.
- Duda S. J. Secular seismic energy release in the Circum-Pacific belt.— «Tectonophysics», 1965, № 2, (5).
- Gutenberg B. Great Earthquakes 1896—1903. «Trans.— Amer. Geoph. Union», 1956, vol. 37, № 5.
- Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. Princeton Univ. Press, 1954.
- Rosenthal E. Les tremblements de terre du Kamtchatka en 1904. Bureau Central de l'Association Internationale de Seismologie. Publ., Strassburg, 1906.

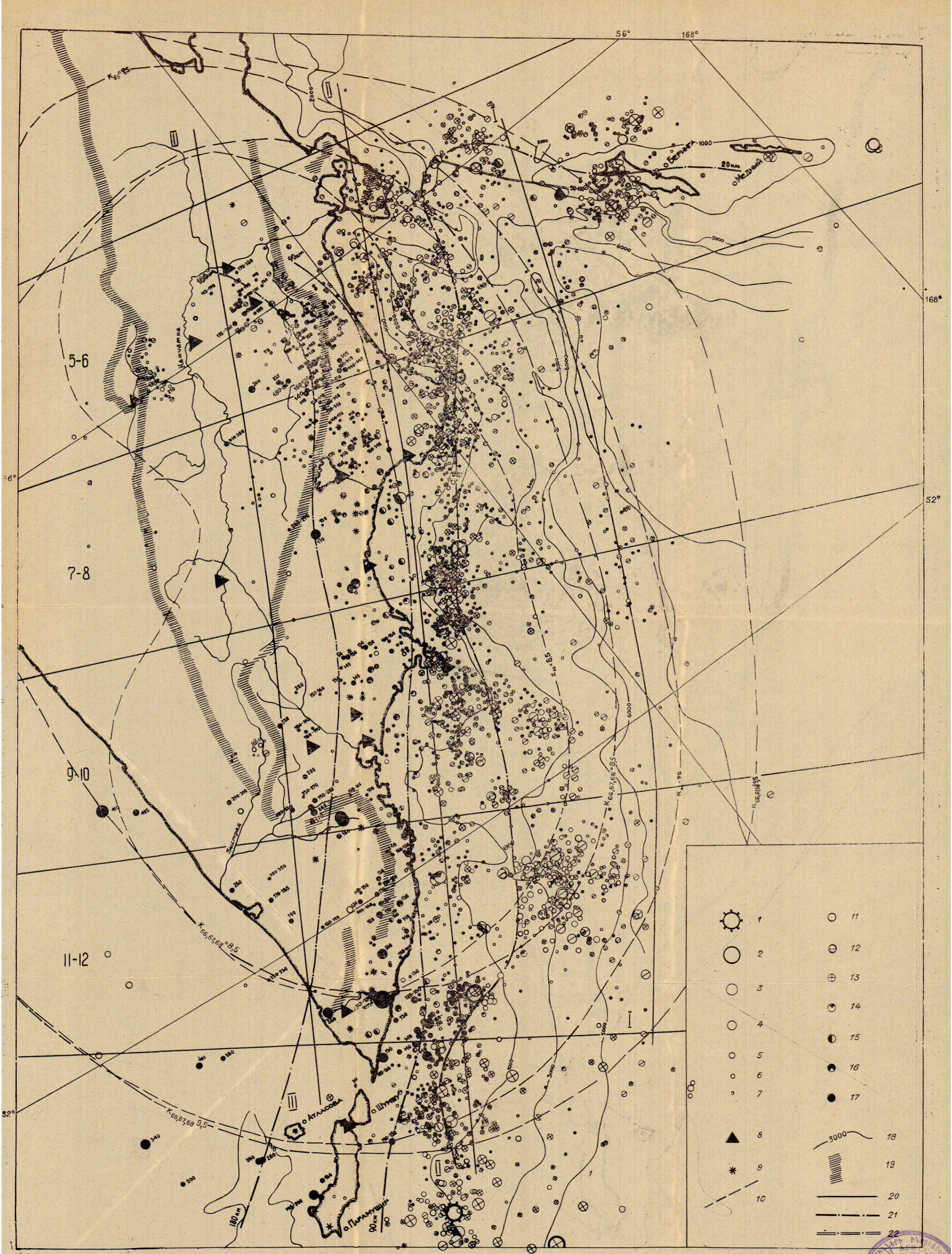


Рис. 1. Карта эпицентров Камчатки за 1965—1968 гг. $K_{S1.2}^{Ф68} \geq 8,5$.

Землетрясения различных энергетических классов $K_{S1.2}^{Ф68} \geq 1g E_{St}$ 1—15; 2—14; 3—13; 4—12, 5—11, 6—10, 7—9; глубина очагов землетрясений, км 8 — нормальное; 9 — 0+25; 10 — 25+50; 11 — 50+75; 12 — 75+100; 13 — 100+125; 14 — более 125 км (глубина указывается цифрами вблизи эпицентров); 15 — сейсмические станции; 16 — действующие вулканы; 17 — границы областей, в пределах которых в 1965 и 1966—1968 гг. рассматривались все землетрясения классов $K_{S1.2}^{Ф68} \geq 8,5 (M \geq 2,6)$ и $K_{S1.2}^{Ф68} \geq 9,5 (M \geq 3,3)$; 18 — пазаты; 19 — горные хребты; 20 — ось вулканической дуги; 21 — изоглубины очагов землетрясения с глубинами 20, 90 и 180 км; 22 — линия очагов землетрясений с глубинами 50—100 км в районе Камчатского пролива и Командорских островов.

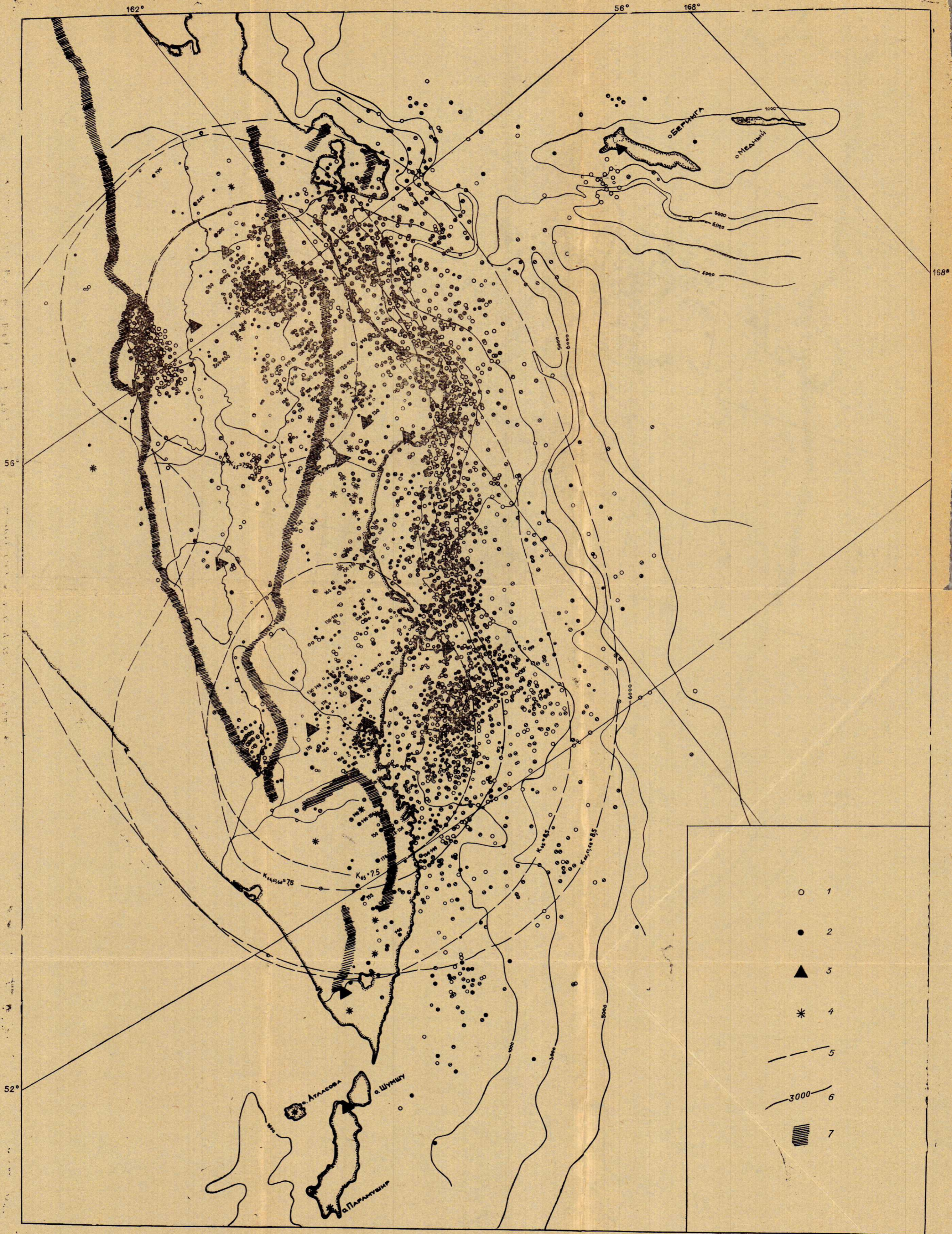


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Камчатки энергетических классов $K_{S1,2}^{Ф68} = 6-8$ за 1965—1968 гг.

Землетрясения с глубиной очага: 1 — 0—100 км; 2 — более 100 км; 3 — сейсмические станции; 4 — действующие вулканы; 5 — границы областей, в пределах которых в 1965 и 1966—1968 гг. регистрировались все землетрясения классов $Ф68_{K_{S1,2} \geq 7,5 (M \geq 2)}$ и $Ф68_{K_{S1,2} \geq 8,5 (M > 2,6)}$; 6 — изобаты, 7 — осевые части горных хребтов.

С. А. Федотов, П. И. Токарев,
А. А. Годзиковская, В. М. Зобин

ДЕТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМИЧНОСТИ КАМЧАТКИ И КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ (1965—1968 ГГ.)

В ноябре 1961 г. на Камчатке начались детальные сейсмологические наблюдения, после чего годовое число регистрируемых камчатских землетрясений возросло с 63 в 1952—1961 гг. до 1300—3700 к 1968 г., хотя 1952—1961 гг. относятся к наиболее сейсмичным, а 1962—1968 гг. — к наиболее спокойным в сейсмическом отношении.

Первые данные детальных сейсмических наблюдений на Камчатке были опубликованы в статье С. А. Федотова, М. П. Кузина, М. Ф. Бобкова (1964). Последующие данные регулярно печатаются группой авторов во главе с С. А. Федотовым и П. И. Токаревым в ежегодниках «Землетрясения в СССР».

В настоящей работе обобщаются данные сейсмологических наблюдений с 1965 по 1968 г.

В эти годы число сейсмостанций на Камчатке увеличилось до 15, что позволило повысить точность определения гипоцентров и регистрировать без пропусков землетрясения энергетических классов $K_{S1,2}^{Ф68} \geq 8,5$ ($M \geq 2,6$) на территории самой Камчатки и практически все землетрясения классов $K_{S1,2}^{Ф68} \geq 9,5$ ($M \geq 3,3$) под дном Тихого океана между берегами Камчатки и глубоководным желобом. Координаты очагов большинства землетрясений находились с ошибками, не превышающими ± 15 км. Определение энергетических классов велось по новой более точной шкале — $K_{S1,2}^{Ф68}$ (Федотов, 1972). Эта шкала пригодна для энергетической классификации камчатских землетрясений в диапазоне времен $S-P=0,7-80$ с и при глубине очагов 0—450 км. (Она связана с магнитудами ЕССН следующим эмпирическим соотношением: $K_{S1,2}^{Ф68} \approx 4,6 + 1,5M_{ЕССН}$.) Обработка данных была более полной, чем в предшествующие годы: в 1965—1968 гг. определялись гипоцентры всех землетрясений, записанных тремя и более станциями, независимо от их энергетических классов. В результате был получен каталог, содержащий более 8000 землетрясений. Это один из наиболее полных каталогов землетрясений, имеющих для регионов Тихоокеанского сейсмического пояса, включая Японию, Калифорнию и Новую Зеландию, обладающих наилучшими сейсмическими сетями.

В 1965—1968 гг. на Камчатке было сейсмическое затишье. Не было землетрясений с $M > 6,5$, благодаря чему данные наблюдений не осложнены роями афтершоков сильных землетрясений и дают представление о средней долговременной сейсмичности Камчатки.

В статье приводятся и обсуждаются карты эпицентров, вертикальные разрезы, графики повторяемости и карты сейсмической активности для земной коры и верхней мантии Камчатки и области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Они показывают размещение гипоцентров камчатских землетрясений, изменение их плотности по площади и глубине, места и интенсивность современных разрывных движений, связь землетрясений с тектоникой и вулканизмом.

КАРТЫ И РАЗРЕЗЫ

На рис. 1 приведена карта эпицентров землетрясений Камчатки и Командорских островов за 1965—1968 гг. с уровня $K_{S1,2}^{Ф68} \geq 8,5$ ($M \geq 2,6$). На рис. 2 в дополнении к ней дается карта эпицентров более слабых

землетрясений с $K_{S1,2}^{Ф68} < 8,5$ за то же время. Поясним некоторые особенности на рис. 1. Для того, чтобы иметь более правильное представление о возможных перемещениях, происходящих при землетрясениях, диаметр кружков, обозначающих землетрясения на карте, взят равным размерам области очага. Зависимость размеров области очага от энергетического класса приведена в книге «Методы детального изучения сейсмичности» (1960). Таким образом, кружки на рис. 1 показывают те участки, под которыми в течение четырех лет происходили перемещения в недрах Земли во время землетрясений. Показаны границы надежной регистрации землетрясений в рассматриваемый период и схема деления Камчатки на секторы, которая взята из работы П. И. Токарева (1970).

На рис. 1 четко выделяется полоса сгущения эпицентров поверхностных землетрясений, идущая вдоль побережья Камчатки от Камчатского полуострова до Северных Курил и захватывающая окончания восточных полуостровов Камчатки. Она фиксирует место выхода фокального слоя на поверхность Земли. На севере сейсмоактивной зоны Камчатки полоса сгущения эпицентров круто поворачивает на восток, в район западного окончания Алеутской дуги. Восточной границей сейсмоактивной зоны Камчатки является глубоководный желоб, за пределами которого землетрясения происходят очень редко. В пределах Камчатки, за исключением ее восточных полуостровов, поверхностные землетрясения также происходят сравнительно редко. У юго-восточного побережья Камчатки в пределах фокального слоя плотность эпицентров значительно меньше, чем в других его частях.

По мере удаления на запад от места выхода фокального слоя на поверхность земли глубина очагов землетрясений постепенно возрастает. Для того чтобы более ясно показать положение землетрясений с разными глубинами очага, были построены линии изоглубин для очагов ярусов $h=0-50$ км, $50-150$ и более 150 км. Средние глубины очагов землетрясений в этих ярусах оказались равными соответственно 20, 90 и 180 км. Среднее положение эпицентров землетрясений этих ярусов показывают изолинии $h=20, 90$ и 180 км. В районе Командорских островов, где пояс землетрясений круто поворачивает на восток, проведена дополнительная линия вдоль цепочки землетрясений с глубинами $50-100$ км. Изолиния $h=20$ км идет по сгущению неглубоких землетрясений восточнее Камчатки, вдоль выхода фокального слоя на поверхность земли, и на севере круто поворачивает на восток вдоль сгущения эпицентров в районе о. Беринга, вдоль Алеутской дуги. Только в районе Южной Камчатки изолиния $h=20$ км несколько отклоняется на восток. Изолинии глубин 90 и 180 км почти на всем протяжении Камчатки идут параллельно вулканической дуге и только на севере сейсмоактивной зоны Камчатки, в районе Ключевской группы вулканов, они отклоняются на запад. Следует отметить, что и Ключевская группа вулканов несколько сдвинута на запад относительно восточно-камчатского вулканического пояса. За исключением самой северной части рассматриваемого района, изолинии $h=90$ км и $h=180$ км ограничивают с востока и запада восточно-камчатский вулканический пояс.

На рис. 2 приведена карта эпицентров землетрясений за 1965—1968 гг. с энергетическим классом $K_{S1,2}^{Ф68} = 6,0-8,4$. Как видно из рис. 2, уже начиная с 1966 г. на большей части средней и восточной Камчатки регистрировались все землетрясения с $K_{S1,2}^{Ф68} \geq 7,5$ и множество более слабых землетрясений. Несмотря на то, что в отдельных районах слабые землетрясения обрабатывались с различной полнотой, карта эпицентров рис. 2 дает более ясное и детальное представление о распределении сейсмичности в северной и восточной частях Камчатки. Как и следовало ожидать, преобладающее большинство эпицентров лежит сравнительно неширокой полосой в месте выхода фокального слоя на поверхность земли

вдоль восточной Камчатки. Характерно, что плотность эпицентров почти одинакова на всем протяжении от Камчатского полуострова до южной Камчатки.

В пределах Камчатки мало поверхностных землетрясений (см. рис. 1). В то же время слабые поверхностные землетрясения происходят как в районе восточно-камчатского вулканического пояса, так и в пределах среднекамчатской депрессии и Срединном хребте (см. рис. 2). Особо следует отметить большую плотность эпицентров и высокую сейсмическую активность в районе Козыревско-Быстринского свода и южной узкой части среднекамчатской рифтовой долины рек Камчатки и Быстрой, цепочку эпицентров поверхностных землетрясений вдоль р. Хапица у западного подножия хр. Кумроч. Здесь четко видна связь неглубоких землетрясений с современными тектоническими сбросами.

На рис. 3 приведены вертикальные разрезы очагов землетрясений за 1965—1968 гг. для каждой пары секторов (см. рис. 1). Плоскость, на которую проектировались очаги, располагалась вдоль границ секторов. Ноль горизонтальной оси соответствует месту пересечения плоскостью вулканической дуги (Токарев, 1970). Размеры кружков на разрезах построены с учетом масштаба и соответствуют размерам очагов землетрясений.

Из рис. 3, *a—г* видно, что в районе Камчатки фокальный слой, уходящий вглубь под Камчатку под углом около 50° , имеет толщину около 50—70 км, причем место его выхода на поверхность земли находится на одном и том же расстоянии от вулканической дуги. По разрезам также видно, что преобладающее большинство очагов землетрясений лежит на глубинах менее 50 км. В пределах земной коры, вернее, на глубинах менее 50 км, на внешней стороне дуги (в районе глубоководного желоба и его северо-западного склона) землетрясений происходит больше, чем на внутренней стороне, в районе Камчатки. На всех разрезах четко видно, что на глубинах 140—180 км, т. е. в месте пересечения фокального слоя корнями вулканов, резко уменьшается плотность очагов.

На рис. 4 приведена проекция всех очагов землетрясений за рассматриваемый период на вертикальную плоскость, проходящую вдоль Камчатки. Как и на рис. 3, размеры кружков соответствуют размерам очагов землетрясений. На рисунке четко выделяется высокосейсмичный слой на глубинах 0—60 км, где происходят наиболее активные разрывные нарушения, причем этот слой прослеживается непрерывно вдоль всей Камчатки от Камчатского полуострова до Северных Курил. Высокосейсмичный горизонт на глубине 25 км в районе Южной Камчатки и Северных Курил является искусственным. Он получается потому, что глубины очагов 0—50 км в юго-восточной части исследуемой области камчатской сетью станций определяются неустойчиво и им часто условно приписывается глубина 0—50 км, а при построении разреза бралось среднее значение этого интервала. Максимальная глубина очагов землетрясений постепенно возрастает от юга Камчатского на юг к району Авачинского залива.

Важной характеристикой сейсмической активности является повторяемость землетрясений. На рис. 5, *a* приведены графики зависимости $\lg N = \gamma K + C$ для интервалов глубин 0—59 км, 0—100, 51—150 и 151—250 км. Для первых трех интервалов глубин, т. е. на глубинах 0—150 км, коэффициент γ сохраняет постоянное значение и равен $0,53 \pm 0,01$. На глубинах 151—250 км в рассматриваемый период было слишком мало землетрясений с $K_{S1,2}^{Ф68} \geq 11$, так что величина $\gamma = 0,56$ для этих глубин представляется случайной и завышенной.

Для получения представления о том, какова интенсивность разрывных нарушений на различных глубинах, необходимо знать, как распределяются по глубине землетрясения. С этой целью были построены средние для Камчатки графики зависимости $N(K_{S1,2}^{Ф68})$ с интервалом в 10 км,

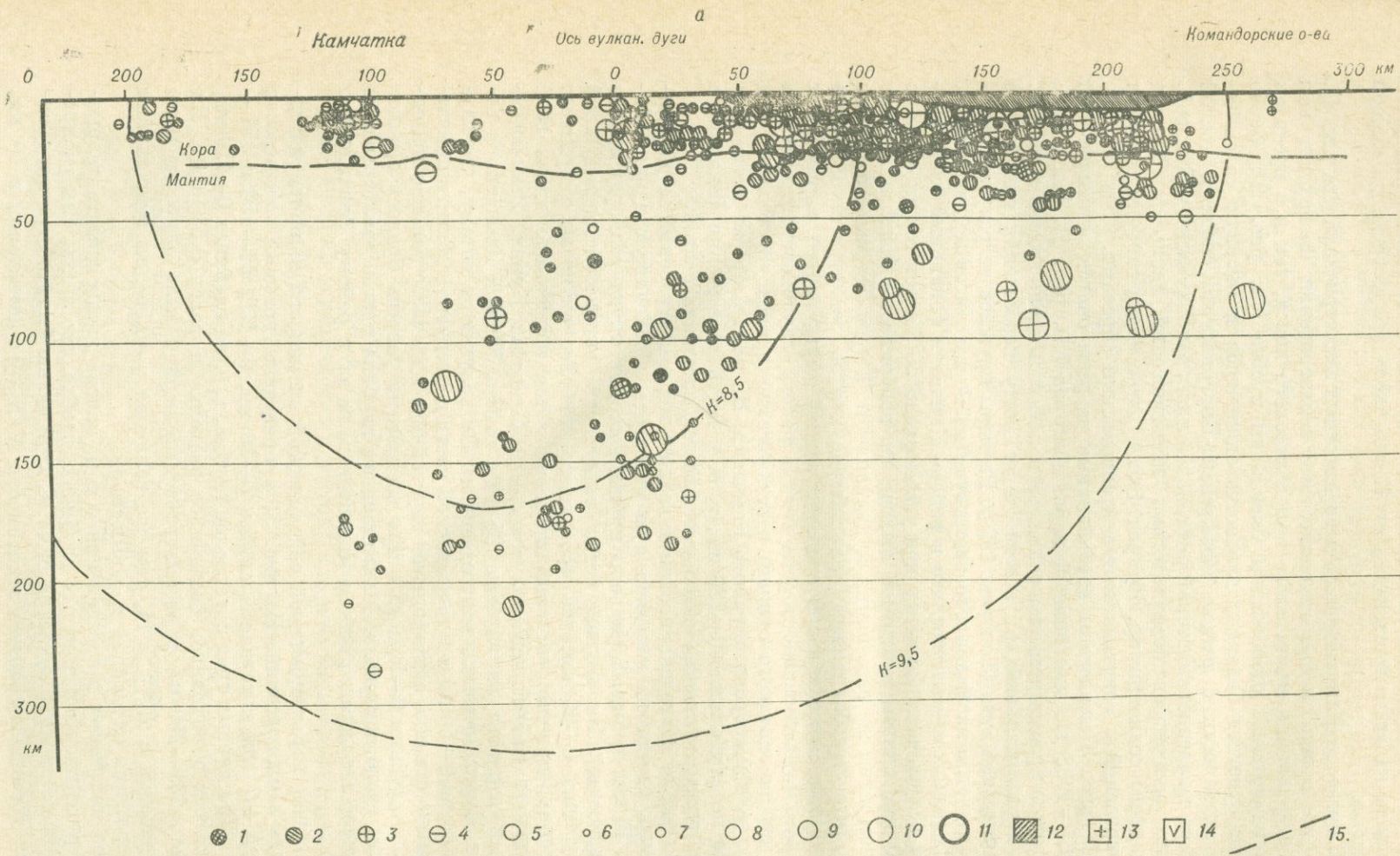
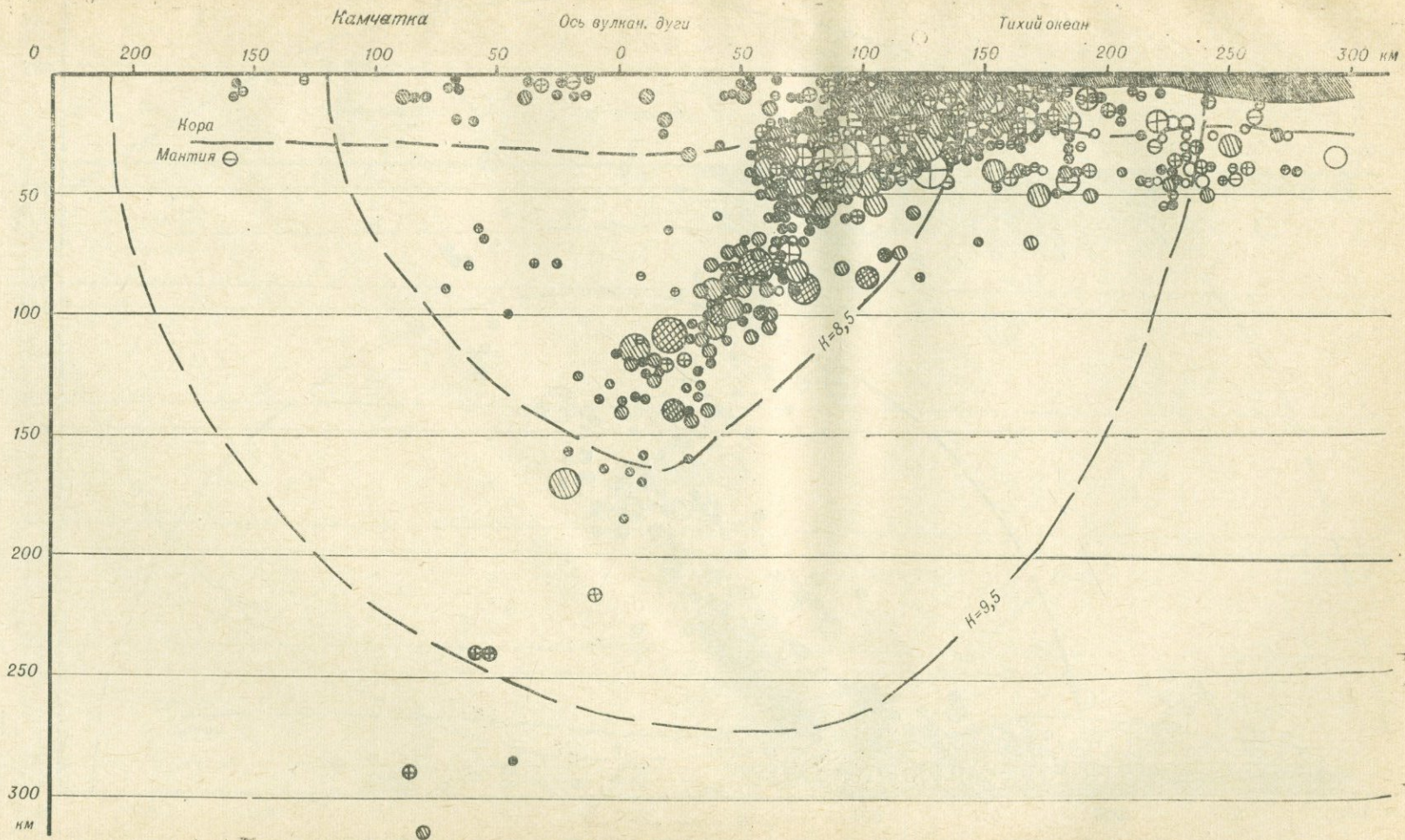
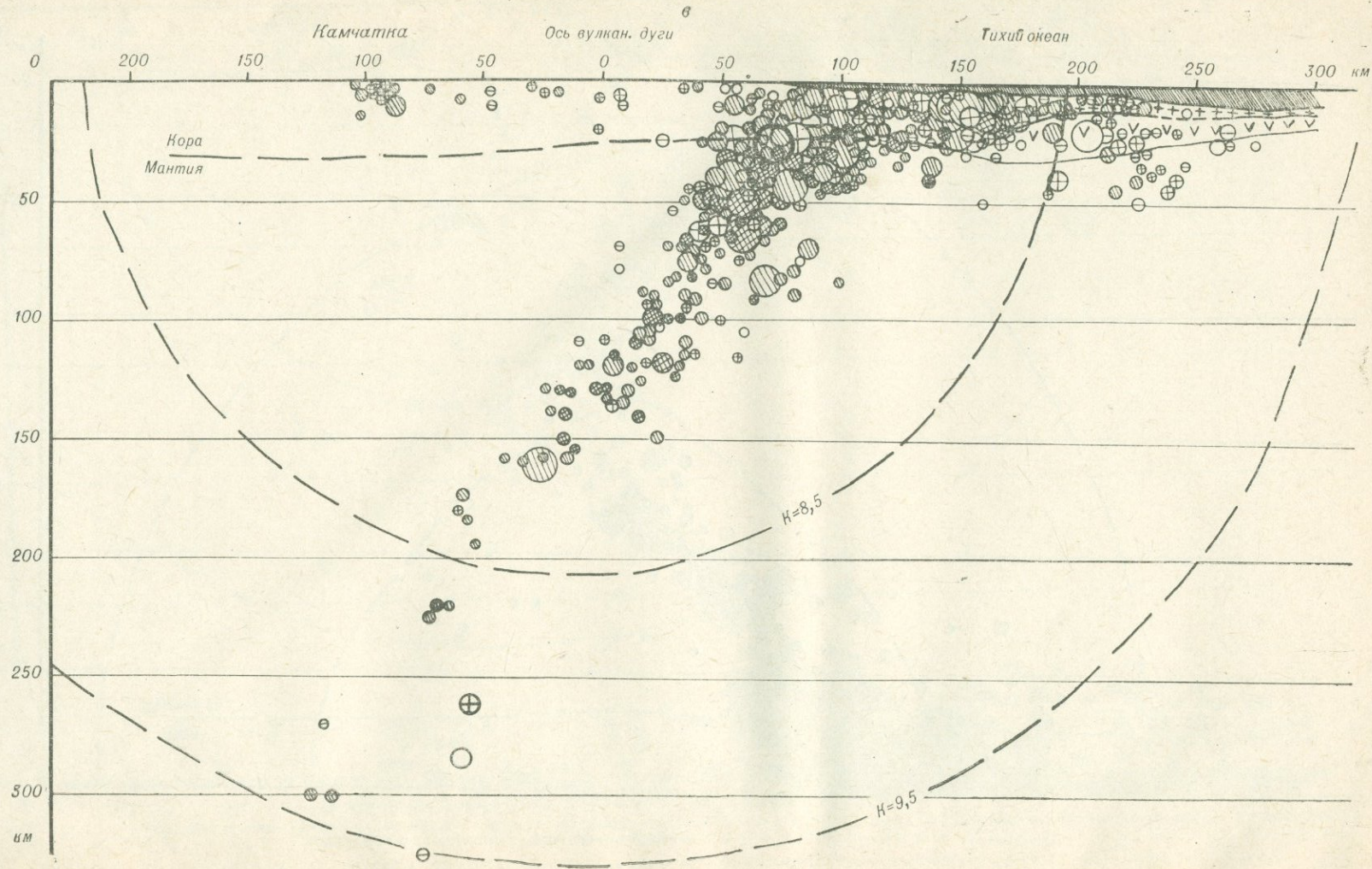
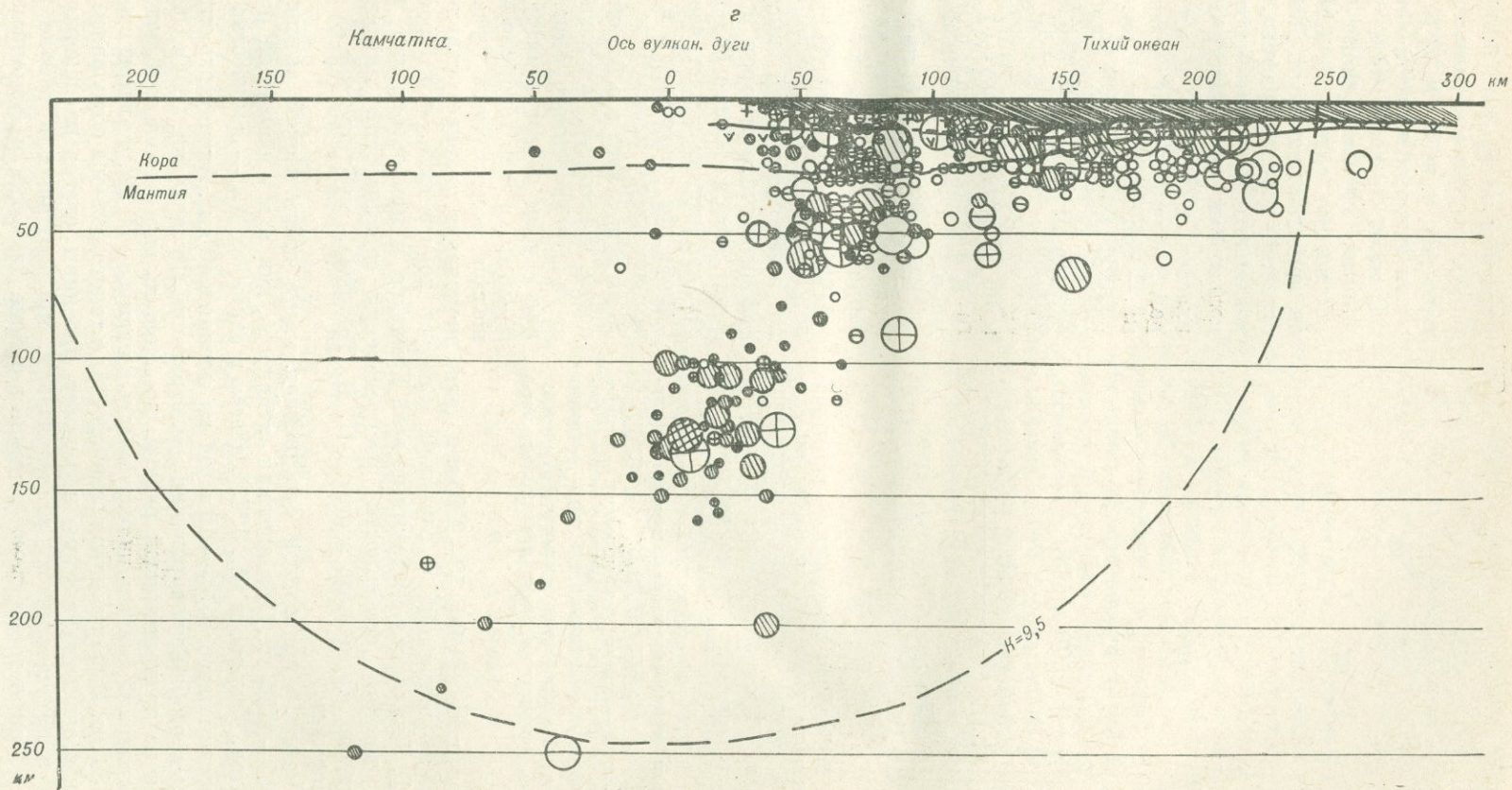


Рис. 3. Проекция гипоцентров Камчатских землетрясений энергетических классов $K_{S1,2}^{\Phi 68} \geq 8,5$ за 1965—1968 гг. на вертикальные плоскости ориентированные перпендикулярно Курило-Камчатской дуге.

Для секторов: а — 5—6 (землетрясения района Командорских островов не вошли); б — 7—8; в — 9—10; г — 11—12. Точность (несвязка) определения глубины очага, км: 1 — 5; 2 — 10; 3 — 15; 4 — 25; 5 — хуже 25 км. Энергетические классы землетрясений: 6 — 9, 7 — 10; 8 — 11; 9 — 12; 10 — 13; 11 — 14; 12 — вода; 13 — «гранитный слой»; 14 — «базальтовый слой»; 15 — границы областей, в которых без пропусков регистрировались землетрясения классов $K_{S1,2}^{\Phi 68} > 8,5$ и $K_{S1,2}^{\Phi 68} \geq 9,5$.







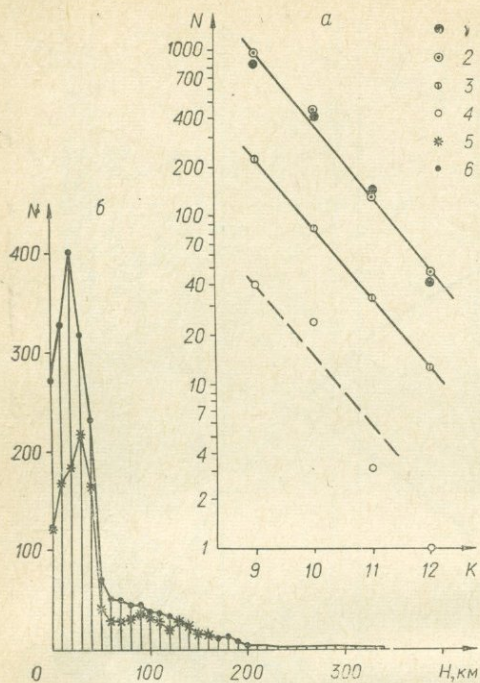


Рис. 5. Графики повторяемости (а) и распределение числа землетрясений по глубинам (б) для камчатских землетрясений классов $K_{S1,2}^{\Phi 68} \geq 8,5$, происшедших в 1965—1968 гг. в пределах области, где такие землетрясения регистрировались без пропусков (см. рис. 1).

Графики повторяемости землетрясений с глубиной очага, км: 1 — 0—50, $\gamma=0,44$; 2 — 0—100, $\gamma=0,44$; 3 — 51—150, $\gamma=0,42$; 4 — 151—250, $\gamma=0,56$; 5 — график землетрясений, глубины очагов которых были определены с ошибкой (невязкой), не превосходящей ± 15 км; 6 — график для всех землетрясений классов $K_{S1,2}^{\Phi 68} \geq 8,5$; $M > 2,5$, зарегистрированных в указанных пределах.

В интервале глубин 50—200 км и далее происходит плавное уменьшение числа землетрясений с глубиной. Следует подчеркнуть, что графики рис. 5, б являются средними по всей Камчатке и при осреднении теряются важные особенности распределения сейсмической активности по глубине, отмеченные в статье П. И. Токарева, публикуемой в этом же сборнике.

На рис. 6 приводится осредненная карта сейсмической активности за 1965—1968 гг. Сейсмическая активность, как и в предыдущей работе (Федотов, Токарев и др., 1969), дается в единицах A_{10} — количества землетрясений класса $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 10$ в год на площади 10^3 км^2 . Активность определялась способом суммирования землетрясений (Ризниченко, 1964). Однако в отличие от предыдущей работы, за площадь осреднения при подсчете землетрясений бралась не окружность с радиусом 50 км, а эллипс с осями 75 и 150 км. Выбор эллипса такой формы и такого размера обусловлен тем, что он соответствует форме и размеру проекции очагов на поверхности земли наиболее сильных землетрясений, происходящих в районе Камчатки. При подсчете землетрясений в районе Камчатки и Куандорских островов большая ось эллипса располагалась параллельно оси соответствующего глубоководного желоба, т. е. вдоль направления основных

приведенные на рис. 5, б. Для их построения отобраны землетрясения классов $K_{S1,2}^{\Phi 68} \geq 8,5$, очаги которых лежат в области надежной регистрации, т. е. данные, использованные для построения графиков, являются представительными. Для построения первого графика, обозначенного точками, были использованы все землетрясения классов $K_{S1,2}^{\Phi 68} \geq 8,5$, а для второго, обозначенного звездочками, — только те землетрясения классов $K_{S1,2}^{\Phi 68} \geq 8,5$, глубины очагов которых определены с ошибкой не более ± 15 км. Как видно из рис. 5, графики мало отличаются друг от друга и в общих чертах они подобны.

По графикам (см. рис. 5, б) можно отметить следующие особенности распределения количества землетрясений по глубине. На глубинах 0—50 км четко выделяется слой высокой сейсмичности, в котором происходит преобладающее большинство камчатских землетрясений. Однако нет уверенности в том, что максимум на глубине 20—30 км существует в действительности. Возможно, он возникает из-за неуверенного определения глубин очагов в интервале 0—50 км, о чем говорилось выше при рассмотрении рис. 4.

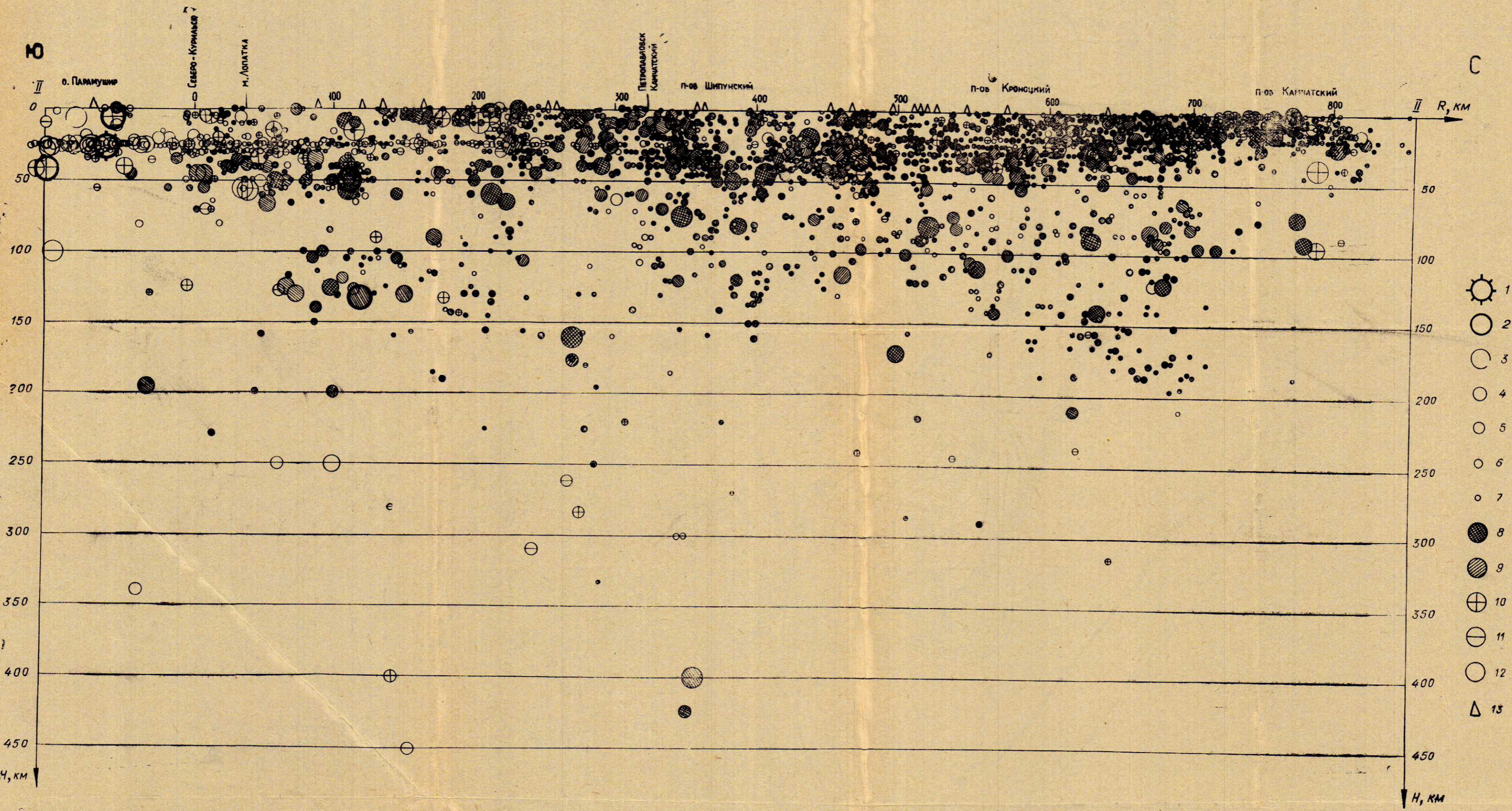


Рис. 4. Проекция гипоцентров камчатских землетрясений энергетических классов $K_{S1,2}^{Ф88} > 8,5$ за 1965—1968 гг. на вертикальную плоскость, ориентированную вдоль Курило-Камчатской дуги (землетрясения района Командорских островов не наносились). Энергетические классы: 1 — $K=15$; 2 — $K=14$; 3 — $K=13$; 4 — $K=12$; 5 — $K=11$; 6 — $K=10$; 7 — $K=9$. Ошибки (невязки) в определении глубин очагов, км: 8 — до ± 5 ; 9 — до ± 10 ; 10 — до ± 15 ; 11 — до ± 25 ; 12 — более ± 25 ; 13 — проекция сейсмических станций.

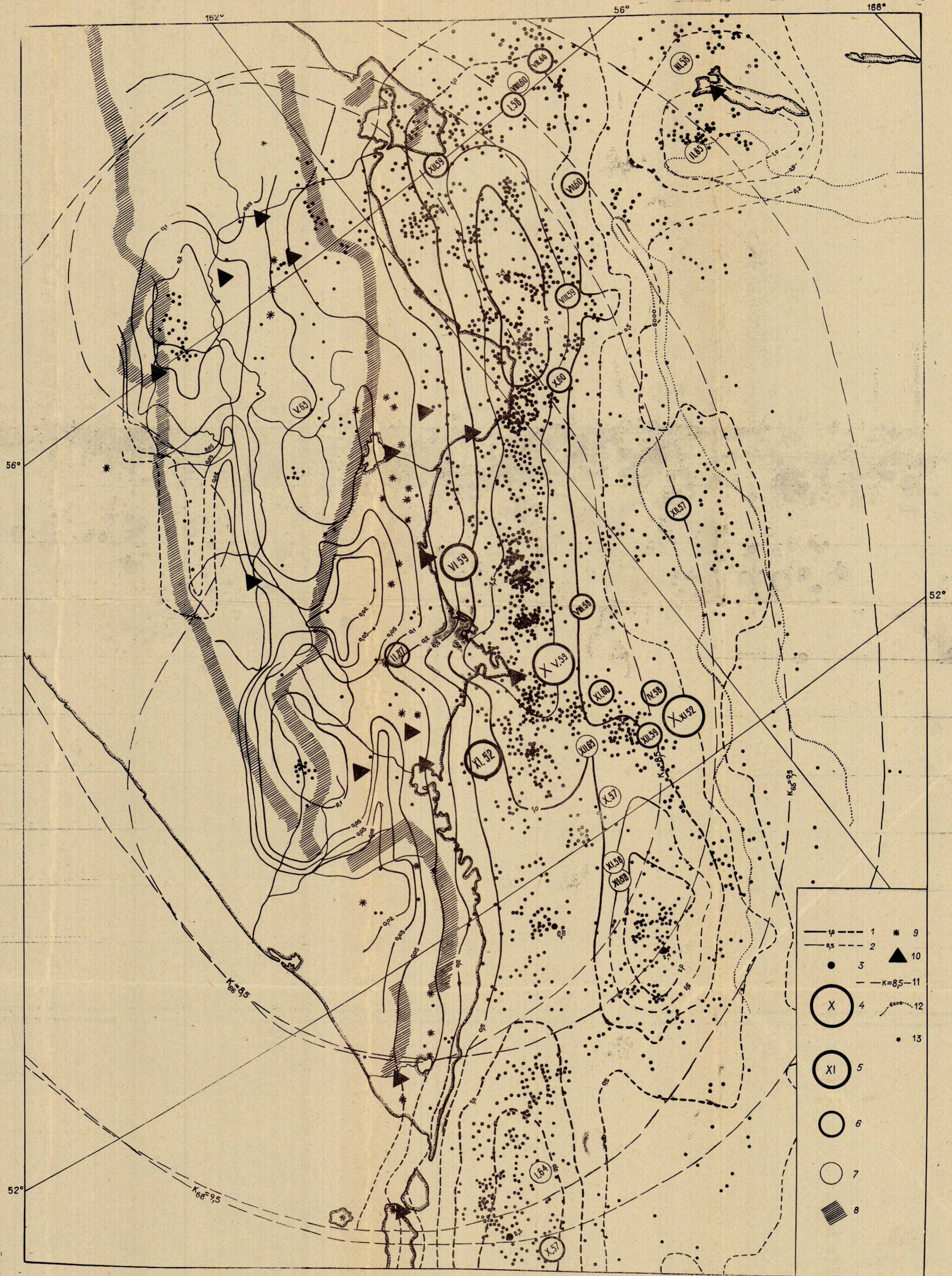
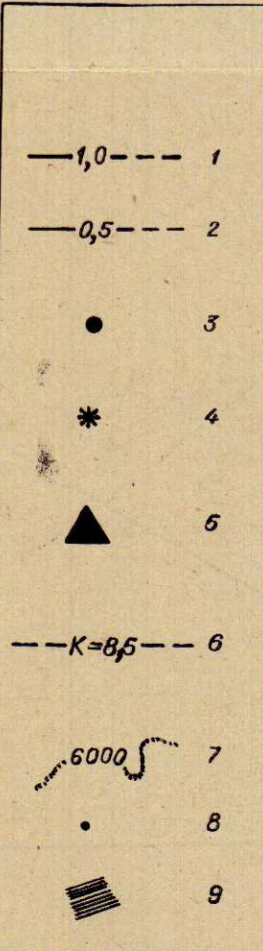


Рис. 6. Карта сейсмической активности Камчатки за 1965—1968 гг.
 1 — изолинии $A_{10}=1$ и $A_{10}=2$; 2 — основные изолинии A_{10} ; 3 — максимумы и минимумы A_{10} ; 4 — эпицентры землетрясений 4 ноября 1952 г. с $M=8,25-8,5$ и 4 мая 1959 г. с $M=7,75$; 5 — эпицентры землетрясений 1950—1968 гг. с $M=7$; 6 — эпицентры землетрясений 1955—1964 гг. с $M=6,65-6,75$; 7 — эпицентры землетрясений 1955—1964 гг. с $M=6,25$; 8 — осевые части горных хребтов; 9 — действующие вулканы; 10 — сейсмические станции; 11 — границы областей, в пределах которых в 1965 и 1966—1968 гг. регистрировались все землетрясения классов $K_{S1,2} \geq 8,5$ с $K_{S1,2} \geq 9,5$; 12 — изобаты; 13 — эпицентры.





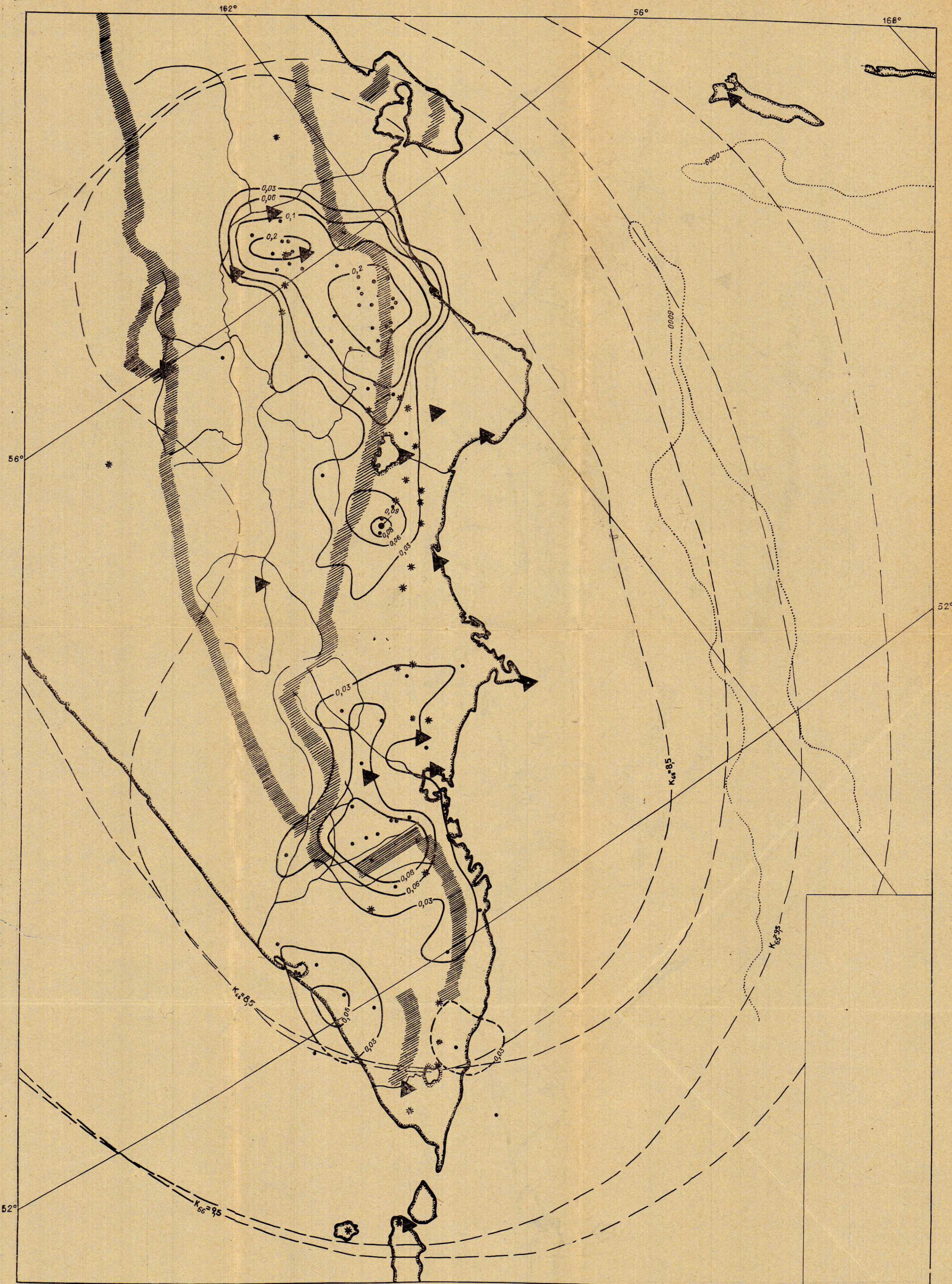
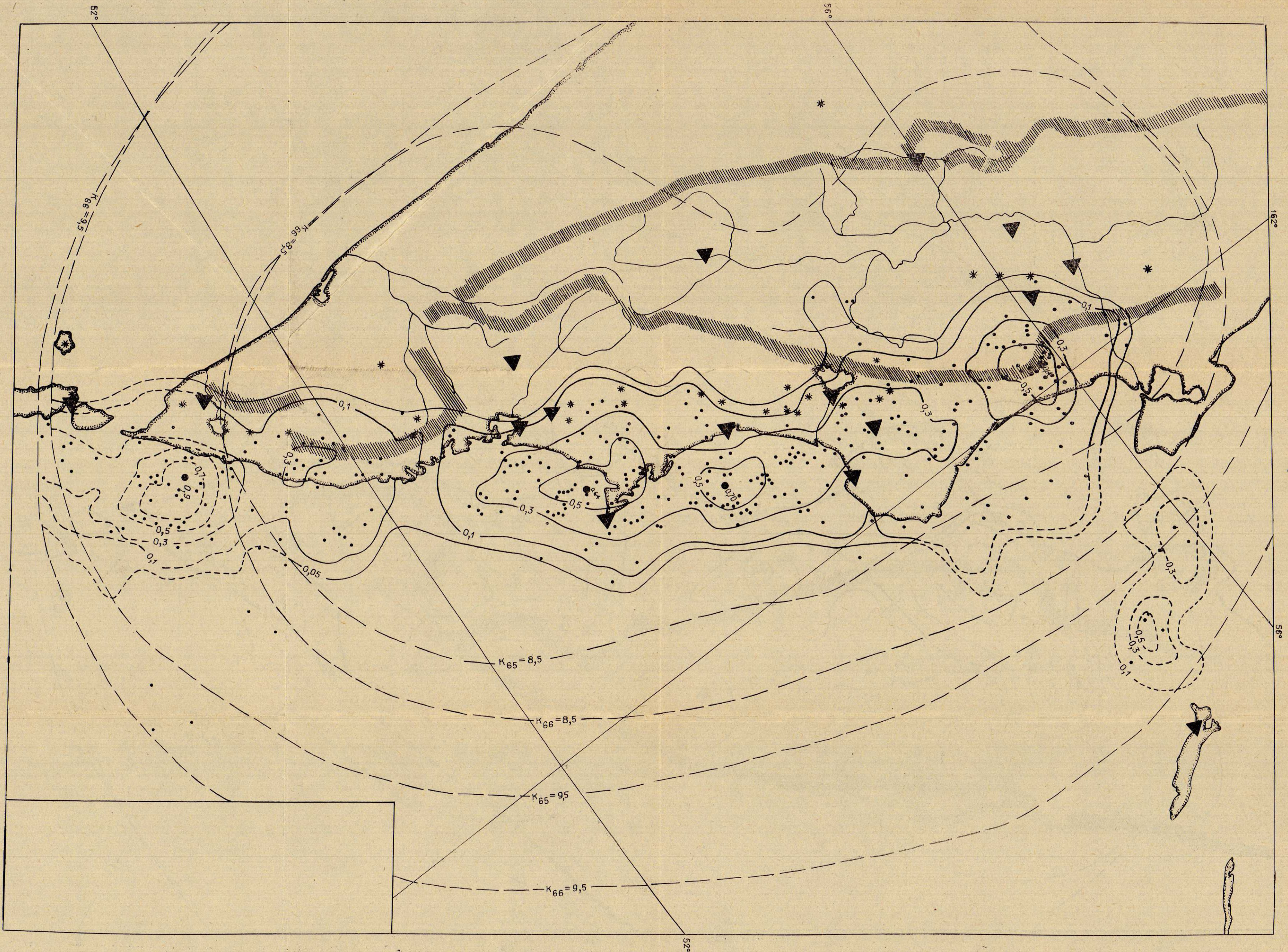


Рис. 7. Карта сейсмической активности Камчатки для глубин 0—25 км (а), 26—50 км (б), 50—150 км (в), 151—250 км (г) за 1965—1968 гг.

1 — изолинии $A_{10}=1$; 2 — остальные изолинии A_{10} ; 3 — максимумы A_{10} ; 4 — действующие вулканы; 5 — сейсмические станции; 6 — границы областей надежной регистрации землетрясений классов $K_{S1,2}^{Ф68} > 8,5$ и $K_{S1,2}^{Ф68} > 9,5$; 7 — изобаты; 8 — эпицентры; 9 — оси горных хребтов.



структур каждого района. При построении карты активности были и использованы все землетрясения $K_{S_{1,2}}^{Ф68} \geq 10$ с глубинами очагов 0—100 км. Следует отметить, что при использовании шкалы энергетических классов Т. Г. Раутиан, сейсмическая активность в районе Камчатки получается в 1,8 раза больше, чем при использовании шкалы С. А. Федотова, по которой построена карта рис. 6.

На рис. 6 хорошо видно, что область, ограниченная изолинией $A_{10}=1$, тянется вдоль всей Камчатки от п-ова Камчатского до Северных Курил, захватывая восточные оконечности п-овов Камчатки. Она отчетливо показывает место выхода фокального слоя на поверхность земли. В районе Юго-Восточной Камчатки эта область сдвинута на восток, в район, где произошло сильное землетрясение в 1952 г., а в месте выхода фокального слоя на поверхность земли наблюдается снижение сейсмической активности до 0,6. Такая картина наблюдается устойчиво в течение 10 лет. Однако отмеченное уменьшение сейсмической активности у юго-восточного побережья Камчатки, по-видимому, временное явление, так как этот район был одним из наиболее сейсмичных с 1904 до 1952 г.

Довольно высока сейсмичность и вдоль всего глубоководного желоба: изолиния $A_{10}=0,2$ тянется непрерывно от района Северных Курил до Командорских островов.

Сейсмическая активность самой Камчатки гораздо меньше. Внутри изолинии $A_{10} > 0,2$ находится только восточное побережье Камчатки, хр. Кумроч и Козыревско-Быстринский свод. Слабо сейсмичны Средне-Камчатская рифтовая зона и вся остальная часть Срединного хребта. Западнее Срединного хребта неглубокие землетрясения происходят исключительно редко.

Довольно высока сейсмическая активность района Командорских островов. Так, изолиния $A_{10}=0,5$ охватывает весь район о. Беринга, а изолиния $A_{10}=1$ охватывает южную часть о. Беринга, северный склон глубоководного желоба Алеутской дуги и западную часть самого желоба.

Для выяснения связи сейсмической активности с различными структурами Камчатки были построены карты сейсмической активности для различных глубин (рис. 7), при построении которых были использованы те же данные, что и при построении карты на рис. 6. Отличие состоит в том, что карты на рис. 7, а, б построены для слоя толщиной 25 км и это надо иметь в виду при их сравнении с другими картами (см. рис. 6, 7, в, г), которые построены для слоя толщиной 100 км. Кроме того, при подсчете землетрясений площадка бралась не в виде эллипса, а в виде круга радиусом 25 км.

По карте, построенной по данным землетрясений с глубиной очага 0—25 км (см. рис. 7, а), видно, что в верхней части земной коры сейсмическая активность распределена крайне неравномерно и ее максимумы приурочены к определенным структурам. Так, на Камчатке максимумы активности располагаются в районе Козыревско-Быстринского свода, р. Щапиной и в южной части среднекамчатской рифтовой зоны. Восточнее Камчатки максимальная активность приурочена к району выхода фокального слоя на поверхность земли, однако в районе хр. Шатского зона максимальной активности смещена на восток, а в фокальном слое наблюдается значительное уменьшение сейсмической активности. Сейсмоактивная зона охватывает весь северо-западный склон глубоководного желоба от его дна до побережья Камчатки. Выделяется область высокой активности в районе Командорских островов и проливе между п-овом Камчатским и о. Беринга.

Сейсмичность на глубинах 26—50 км сосредоточена преимущественно в пределах фокального слоя Камчатки и на юге и севере от о. Беринга (см. рис. 7, б). Между местом выхода фокального слоя на поверхность земли и глубоководным желобом наблюдаются небольшие очаги слабой сейсмичности. За исключением окончаний восточных полуостровов Кам-

чатка на глубинах 26—50 км асейсмична. Только изредка происходят землетрясения в районе хр. Кумроч.

На рис. 7, *в* представлена карта сейсмической активности по данным землетрясений с глубиной очага 51—150 км. Сейсмоактивная область охватывает восточную вулканическую зону и узкую прилегающую часть Тихого океана от Северных Курил до Камчатского залива. Максимальная активность A_{10} на глубинах 51—150 км не превосходит 0,9. В проливе между п-овом Камчатским и о. Беринга четко обозначается фокальный слой Алеутской дуги.

На глубинах 151—250 км (см. рис. 7, *г*) сейсмическая активность вдоль Камчатки распределяется неравномерно. Между отдельными сейсмоактивными областями наблюдаются значительные разрывы, а максимальная активность A_{10} не превосходит 0,25. В районе Командорских островов землетрясения на глубинах более 150 км не происходят.

В заключение отметим, что среднее значение сейсмической активности A_{10} за 1965—1968 гг. в районе Камчатки не превосходило 2,4, а в районе Командорских островов — 1,5.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КАМЧАТКИ

На приведенных картах и разрезах отчетливо выявляются закономерности размещения землетрясений и уровня сейсмической активности на различных глубинах.

Как видно на рис. 1 и 2, основное сгущение эпицентров землетрясений тянется неширокой полосой вдоль восточного побережья Камчатки, захватывая восточные окончания полуостровов. Эта полоса эпицентров обозначает место выхода фокального слоя на поверхность земли. Сейсмическая активность в этой прибрежной полосе в 1965—1968 гг. на протяжении от Камчатского полуострова до северных Курил изменяется от 0,5 до 2,5 (см. рис. 6) и в среднем была на уровне сейсмической активности в этом районе в 1961—1964 гг. (Федотов, Токарев и др., 1969), а изолиния $A_{10} = 1,0$ в эти два отрезка времени мало изменила свою конфигурацию. Устойчиво сохраняются области пониженной сейсмической активности ($A_{10} < 0,5$) в районе юго-восточной Камчатки и высокой сейсмической активности ($A_{10} > 1,0$) в районе очага землетрясения 1952 г. Здесь область, оконтуренная изолинией $A_{10} = 1,0$, как бы сдвинулась на восток, из места выхода фокального слоя на поверхность земли в область очага землетрясения 1952 г., причем активность A_{10} в этой части возросла с 1,25 до 2,4. В рассматриваемые два интервала времени произошло снижение сейсмической активности A_{10} в районе Северных Курил с 3,75 до 2,3, а максимум $A_{10} > 2,0$ из района п-ова Шипунского сместился в район северной части п-ова Кроноцкого и Камчатского залива. Сейсмическая активность Командорских островов также незначительно снизилась, но конфигурация изолиний изменилась мало.

На рис. 3, 4 и 5, *б* видно, что в районе Камчатки сейсмичность связана с двумя основными структурами: с земной корой и самой верхней частью мантии (глубины 0—50 км) и фокальным слоем, уходящим под Камчатку под углом около 50° на глубину до 450 км. На рис. 3 и картах сейсмической активности (см. рис. 6, *7 а* и *б*) видно, что сейсмическая активность восточнее фокального слоя на глубинах 0—50 км (северо-западный склон глубоководной впадины) на порядок выше, чем на западе фокального слоя (район Камчатки). На глубинах 0—25 и 26—50 км (см. рис. 7, *а*, *б*) восточнее фокального слоя и в самом фокальном слое сейсмическая активность распределена крайне неравномерно, причем отдельные максимумы активности на первом и втором уровнях глубин в большинстве случаев не совпадают. Так, сейсмическая активность на глубинах 0—25 км в районах Камчатского полуострова и Камчатского залива, а также в районе очага

сильного землетрясения 1952 г. на порядок и более выше, чем на глубинах 26—50 км. Если в предыдущей работе (Федотов, Токарев и др., 1969) отмечалось, что в 1961—1964 гг. максимумы сейсмической активности в фокальном слое были приурочены к п-овам Шипунскому и Кроноцкому, то по данным наблюдений 1965—1968 гг. этого сказать нельзя. Очевидно, что максимумы активности в различные интервалы времени наблюдений на глубинах 0—50 км изменяют свое положение, и их нельзя связывать с определенными поверхностными структурами.

На Камчатке поверхностные землетрясения происходят на глубинах 0—25 км и связаны с определенными структурами. Устойчиво сохраняет свое положение максимум сейсмической активности в районе Козыревско-Быстринского сводового поднятия и р. Щапиной в течение всего срока детальных наблюдений (1961—1968 гг.). В период наблюдений 1965—1968 гг. четко обозначился максимум сейсмической активности в южной части среднекамчатского рифта. Однако сейсмическая активность Камчатки на 1—2 порядка ниже, чем в фокальном слое на глубинах 0—25 км.

Преобладающее большинство очагов землетрясений в районе Камчатки лежит в фокальном слое, уходящем под Камчатку под углом около 50° , толщина которого 50—70 км. На рис. 7, а — г видно, что области высокой сейсмической активности с увеличением глубины очагов постоянно смещаются на запад, причем сейсмическая активность A_{10} на глубинах 51—150 км в среднем на порядок ниже, чем на глубинах 0—50 км и не превосходит величины 0,9. На глубинах, превышающих 150 км, сейсмическая активность A_{10} не превосходит 0,25 км и в среднем на 1,5—2 порядка меньше, чем на глубинах 0—50 км. Сравнивая результаты наблюдений 1961—1964 и 1965—1968 гг. можно отметить, что максимумы сейсмической активности на глубинах более 100 км не сохраняют свое положение.

В результате расширения области надежной регистрации землетрясений в 1965—1968 гг. получены более надежные результаты для района Командорских островов и места сочленения Курило-Камчатской и Алеутских островных дуг. В общих чертах сохранилась конфигурация изолиний A_{10} . Однако изолиния $A_{10}=1,0$ по сравнению с 1961—1964 гг. несколько сдвинулась на север и охватывает не только Камчатский полуостров, но и значительную часть пролива между ним и Командорскими островами. Интересно отметить, что в проливе сейсмическая активность A_{10} на глубинах 26—50 км на порядок ниже, чем на глубинах 0—25 км, и в 3,5 раза меньше, чем на глубинах 51—150 км (см. рис. 7, а — б), причем область высокой активности на глубинах 51—150 км располагается южнее, чем на глубинах 0—50 км. Здесь, в западной части Алеутской дуги, наблюдается наклон фокального слоя не к центру дуги, а в сторону глубоководной впадины, т. е. обратный наклон. Однако ввиду сложности района сочленения двух дуг пока трудно сказать что-либо определенное для объяснения этого факта.

В целом преобладающее большинство землетрясений в районе Камчатки связано с движением по фокальному слою. По мере удаления от фокального слоя как на восток, так и на запад сейсмическая активность постепенно уменьшается. Границами Камчатской сейсмоактивной зоны можно считать глубоководный желоб на востоке и Срединный хребет на западе.

ЛИТЕРАТУРА

- Методы детального изучения сейсмичности. М., Изд-во АН СССР, 1960 (Труды ин-та физики Земли, вып. 9 (176)).
- Ризниченко Ю. В. Методы суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности. — «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1964, № 8.
- Токарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 3.

- Токарев П. И., Федотов С. А., Багдасарова А. М., Бобков М. Ф. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1965 году.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1965 году. М., «Наука», 1967.
- Токарев П. И., Федотов С. А., Годзиковская А. А., Зобин В. М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов в 1967 году.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1967 году. М., «Наука», 1970.
- Федотов С. А., Кузин И. П., Бобков М. Ф. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961—1962 годах.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1964, № 3.
- Федотов С. А., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Бобков М. Ф. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений за период 1962—1963 гг.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1963 г. М., «Наука», 1966.
- Федотов С. А., Токарев П. И., Бобков М. Ф., Кузин И. П. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1964 г.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1964 г. М., «Наука», 1967.
- Федотов С. А., Токарев П. И., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Бобков М. Ф. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных исследований и ее связь с глубинным строением.— В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969.
- Федотов С. А., Токарев П. И., Кузин И. П. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических исследований в 1966 году.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1966 году. М., «Наука», 1970.
- Федотов С. А., Токарев П. И., Годзиковская А. А., Зобин В. М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов в 1968 году.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1968 году. М., «Наука», 1972.
- Fedotov S. A. On deep structure, properties of the upper mantle and volcanism of the Kuril-Kamchatka Island arc according to seismic data.— In: AGU Monograph. № 12, Washington, «American Geophysical Union», 1968.

П. И. Токарев, В. А. Широков, В. М. Зобин

СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

К району северной группы вулканов Камчатки относится зона активных вулканов северной группы (вулкан Шивелуч и Ключевская группа вулканов), а также прилегающие к ней с востока и запада сейсмоактивные зоны хребтов Кумроча и Срединного (рис. 1). Исследуемый район с 1964 г. входит в область надежной регистрации землетрясений с $K_{SI,2}^{Ф68} \gg 8$, поэтому полученный материал достаточно представительен. Вулканические землетрясения не рассматриваются.

Карта эпицентров. На рис. 1 приводится карта эпицентров землетрясений района. Как и раньше (Токарев, 1965), в пределах земной коры выделяются три основные эпицентральные зоны, не связанные с фокальным слоем: зона Срединного хребта, вулканов Ключевской группы и хр. Кумроч. Каждая из выделенных зон имеет свои характерные особенности.

Эпицентральная зона Срединного хребта вытянута вдоль Быстринского и Козыревского хребтов. Она в настоящее время является наиболее активной зоной Камчатки к западу от фокального слоя. Землетрясения здесь происходят в основном в пределах земной коры на глубине 0—40 км. Высокая сейсмическая активность зоны Срединного хребта отмечается непрерывно с начала детальных сейсмологических наблюдений в этом районе в 1958 г. Наиболее сильное землетрясение в этой зоне с $K=14$ отмечено в 1961 г. (Токарев, 1965).

Эпицентральная зона Ключевской группы вулканов наименее активна. Она охватывает всю Ключевскую группу вулканов и протягивается на восток до хр. Кумроч. Большинство эпицентров располагается восточнее прямой, проходящей через вулканы Плоский Толбачик и Ключевской. Очаги зем-

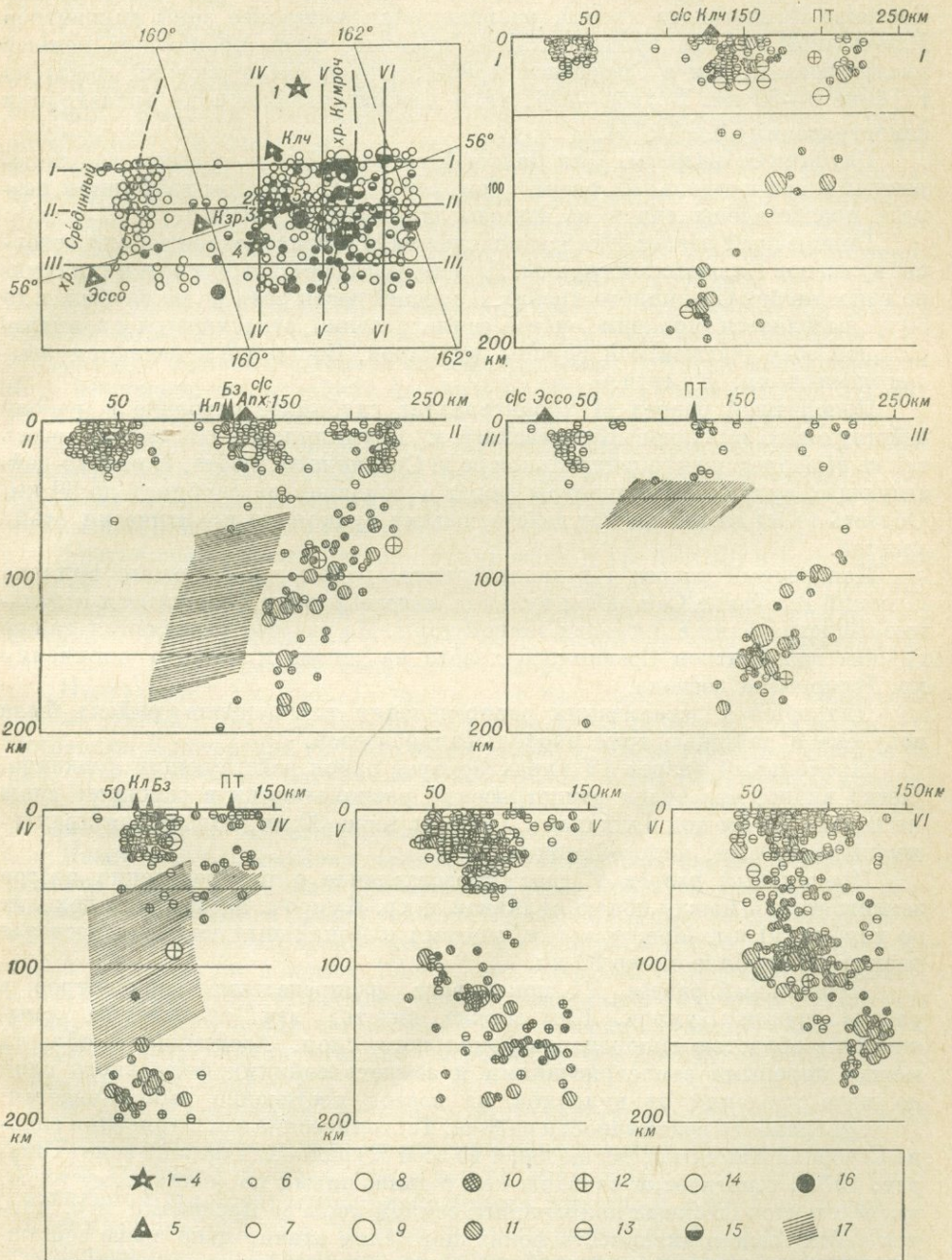


Рис. 1. Схема эпицентров и глубинные разрезы района по данным за 1964—1968 гг. 1—4 — действующие вулканы: 1 — Шивелуч, 2 — Ключевой (Кл), 3 — Безымянный (Бз), 4 — Плоский Толбачик (ПТ); 5 — сейсмостанция (Клч — «Ключ», Кзр — «Козыревск», станция «Апахончич» на схеме эпицентров обозначена цифрой 5); 6—9 — энергетический класс землетрясений $K_{S1.2}^{Ф68}$; 6 — 6—9, 7 — 10, 8 — 11, 9 — 12; 10—13 — класс точности определения эпицентров, км: 10 — +5, 11 — +10, 12 — +15, 13 — +25; 14—16 — глубины очагов, км: 14 — 0—50, 15 — 51—100, 16 — больше 100; 17 — область аномального затухания продольных и поперечных волн.

летрясений здесь лежат на глубине 0—30 км. Энергетический класс землетрясений, отмечавшихся в этой зоне в 1964—1968 гг., не превосходил 10.

Эпицентральная зона хр. Кумроч, являющегося составной частью Восточно-Камчатского хребта, располагается восточнее зоны эпицентров Ключевской группы вулканов. Как правило, здесь происходит меньше землетрясений, чем в Срединном хребте. Очаги землетрясений лежат на глубине 0—50 км. В 1964—1968 гг. в рассматриваемой зоне происходили землетрясения с $K_{SI,2}^{Ф68} < 11$.

Глубинные разрезы. Для большей детализации построены три поперечных и три продольных разреза (см. рис. 1). На каждом глубинном разрезе представлены очаги из полосы шириной 15—20 км.

Поперечный разрез I характеризует глубинное строение района севернее вулканов Ключевской группы. На западе выделяется обособленная группа гипоцентров Срединного хребта. В средней части разреза на глубинах до 30 км выделяется скопление очагов землетрясений, относящихся к эпицентральной зоне Ключевской группы вулканов. Восточнее отмечаются землетрясения хр. Кумроч.

Поперечный разрез II характеризует глубинное строение в районе действующих вулканов Ключевского и Безымянного. На западе здесь также выделяется гипоцентральная зона Срединного хребта. В районе действующих вулканов гипоцентры лежат в основном на глубинах до 30 км. Область от 30 до 170 км под действующими вулканами практически асейсмична.

Поперечный разрез III характеризует район действующего вулкана Плоский Толбачик. Сам район вулкана малосейсмичен. Отмечаются отдельные землетрясения в пределах земной коры. На разрезе выделяются также группы гипоцентров Срединного хребта на западе и южного окончания хр. Кумроч на востоке.

Дальнейшая детализация распределения гипоцентров района была получена с помощью трех продольных разрезов.

Продольный разрез IV характеризует район действующих вулканов. Четко видно, что очаги землетрясений располагаются в основном лишь на первых 30 км под вулканами. Область ниже 30 км, доходящая практически до 150 км, малосейсмична.

Продольный разрез V дает представление о распределении очагов землетрясений между цепью вулканов и хр. Кумроч. Здесь очаги доходят до глубин 50 км. Между этими очагами и фокальным слоем существует разрыв по глубине около 30 км.

Продольный разрез VI показывает распределение гипоцентров в районе хребта Кумроч. Как можно видеть, эти гипоцентры смыкаются с областью гипоцентров фокального слоя. Асейсмичная область между коровыми землетрясениями и землетрясениями фокального слоя по мере удаления от вулканов на восток постепенно выклинивается.

Особенности сейсмичности района. Тектонические землетрясения района Северной Камчатки, так же как и во всей Курило-Камчатской зоне (Токарев, 1970), генетически связаны как с движениями по фокальному слою, так и с тектоническими движениями земной коры за пределами его, причем сейсмическая активность фокального слоя значительно выше сейсмической активности земной коры.

В районе Северной группы вулканов Камчатки фокальная поверхность выходит на поверхность земли на расстоянии 125 км от вулканической дуги и уходит под Камчатку под углом 50°. Толщина фокального слоя около 50 км. В пределах фокального слоя преобладающая доля энергии выделяется при землетрясениях, очаги которых лежат на глубине 0—50 км. На глубине 50—200 км очаги землетрясений располагаются более или менее равномерно по всему фокальному слою.

В пределах земной коры в районе Северной группы вулканов Камчатки землетрясения происходят на расстоянии до 300 км на запад от

места выхода фокального слоя на поверхность земли. В отличие от землетрясений фокального слоя, очаги которых распределены непрерывно по всему слою, землетрясения в земной коре группируются около отдельных структур (см. рис. 1).

Сейсмоактивная зона Срединного хребта приурочена к Козыревскому и Быстринскому хребтам. По мнению Н. В. Огородова (1966), еще лет двести назад некоторые вулканы этого района находились в активном состоянии. Высокая сейсмическая активность рассматриваемого района обусловлена, по-видимому, контрастными тектоническими движениями этой части Срединного хребта. Однако не исключено, что она связана с затухающей вулканической деятельностью и движением магмы на глубине. Для зоны Срединного хребта характерны групповые землетрясения: либо сильные землетрясения с афтершоками, либо рои землетрясений.

Сейсмоактивная зона Ключевской группы вулканов приурочена к куполообразному поднятию в северной части Среднекамчатской депрессии, на котором располагаются активные и потухшие вулканы. В этой статье рассматриваются только те землетрясения, которые непосредственно с извержениями вулканов не связаны (П. И. Токарев (1966) относит их к вулканическим землетрясениям I типа). Наиболее активной частью зоны является район северо-восточного подножия Ключевского вулкана. Землетрясения здесь происходят регулярно во времени и связаны, по-видимому, с движением магмы на глубине, а также микротектоникой района Ключевской группы вулканов.

Третья сейсмоактивная зона приурочена к хр. Кумроч и практически смыкается с фокальной зоной Курило-Камчатской дуги. Землетрясения этой зоны с глубиной очага 0—50 км, по-видимому, связаны с подвижками по существующим разломам в земной коре. Более глубокие землетрясения связаны с движением по фокальному слою.

На разрезах (см. рис. 1) видно, что пространство между областями очагов земной коры и фокального слоя малосейсмично. В этой части под вулканами Ключевской группы обнаружены области (заштрихованные на рис. 1) повышенного затухания сейсмических волн (Фирстов, Широков, 1969; Токарев, Зобин, 1970). Предполагается, что указанные области являются зонами магмообразования.

Некоторые особенности проявления групповых землетрясений Срединного хребта. Для зоны Срединного хребта проведен анализ пространственно-временного и энергетического распределения землетрясений за 1961—1968 гг. Землетрясения этой зоны стали регистрироваться сразу же после организации в конце 1958 г. сейсмической станции «Козыревск», однако в 1958—1960 гг. землетрясения отмечались эпизодично (Токарев, 1966). С 1960 г., после организации сейсмической станции «Апахончич», северный треугольник станций уверенно и без пропусков регистрирует землетрясения зоны с $K_{S1,2}^{Ф68} \geq 8$.

В ходе исследования строились пространственно-временные графики сейсмического режима для землетрясений представительного класса $K_{S1,2}^{Ф68} \geq 8$. Анализ графиков показал, что в исследуемой зоне землетрясения часто появляются пространственно-временными группами с числом землетрясений в группе от 2—3 до 70. При дальнейшем анализе к группам отнесены землетрясения, происходящие не реже, чем через декаду с числом землетрясений в группе $N \geq 8$. Выбор 10-суточного интервала произволен. Исключение групп с $N < 8$ сделано из энергетических соображений. Выбрано минимальное N , для которого энергия любой группы больше суммарной энергии землетрясений, предворяющих эту группу. Используя указанный довольно произвольный критерий, в рассматриваемом периоде можно выделить 11 групп землетрясений.

Землетрясения этой зоны в большинстве (90%) случаев отмечаются на глубинах 0—20 км, поэтому в дальнейшем рассматривается распределе-

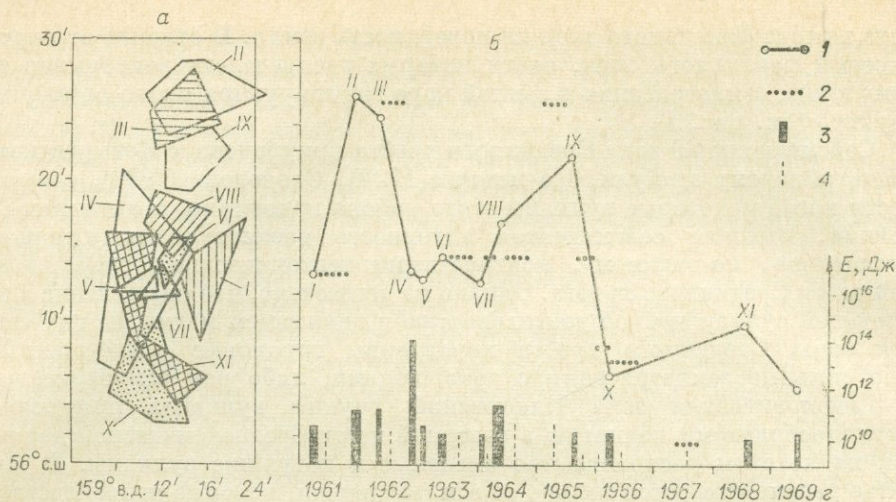


Рис. 2. Характеристики роевых землетрясений Срединного хребта за 1961—1969 гг.

а — площадное распределение групп землетрясений, б — пространственно-временное распределение центров тяжести групповых (1) и межгрупповых (2) землетрясений и энергии групповых (3) и межгрупповых (4) землетрясений.

ние землетрясений не в пространстве, а по площади зоны (рис. 2, а). Оконтуривание землетрясений каждой из групп произведено таким образом, чтобы внутри контура было не менее 85% землетрясений группы. Группы лежат в различных областях зоны и в большинстве случаев не перекрывают друг друга. Характерно, что из 11 групп лишь в одной (декабрь 1961 г.) выделяется главный толчок, превышающий остальные землетрясения группы по энергии на 3 порядка. Своеобразна также IV группа ноябрьских землетрясений 1962 г., в которой отмечено по одному землетрясению 14, 13 и 12 классов. Остальные группы являются типичными роевыми последовательностями без главного землетрясения.

Представляет интерес рассмотреть, как происходит во времени и пространстве миграция роевых последовательностей. Схематично это изображено на рис. 2, б, где по оси абсцисс отложено время, а по оси ординат — широтная координата центров тяжести контуров группы. Ниспадающая осциллирующая кривая с периодом приблизительно 3 года отражает характер миграции центров тяжести контуров группы в широтном направлении. Последовательное продвижение экстремумов осциллирующей кривой к югу представляет определенный интерес. Если эта тенденция сохранится и в дальнейшем, то в последующие годы следует ожидать оживления сейсмической активности на юге эпицентральной зоны Срединного хребта.

Рассматривалось и распределение по площади зоны межгрупповых землетрясений, которые также группируются в пространстве, хотя и менее

Основные данные о групповых землетрясениях

Характеристика группы	Номер		
	I	II	III
Дата начала землетрясений группы	13/III 1961	1/XII 1961	24/IV 1962
Продолжительность, сут	30	28	11
Число землетрясений в группе с $K \geq 8$	14	70	9

тесно, чем групповые. Межгрупповые землетрясения концентрируются, как правило, в местах распространения землетрясений предыдущей по времени группы, что позволяет считать их генетически связанными с соответствующими роевыми последовательностями. В отдельных случаях межгрупповые землетрясения концентрируются в пространственно разобщенных областях и тогда центры тяжести таких локальных подгрупп рассчитаны независимо (по две группы выделяются между VIII и IX, IX и X, X и XI рядами).

Распределение во времени энергии групповых и межгрупповых землетрясений приведено на рис. 2, б (энергия главного землетрясения в декабрьской группе 1961 г. не учитывается). Максимум энергии групповых землетрясений приходится на 1962 г. с последующим спадом до конца 1968 г. Существование IV роя определяет большую разницу в энергии групповых и межгрупповых землетрясений ($1,1 \cdot 10^{14}$ и $1,8 \cdot 10^{11}$ Дж соответственно). Время существования групп колеблется от 7 до 53 суток со средним значением 23 ± 13 суток. Суммарное время существования 11 выделенных групп составляет 7% от 8-летнего интервала наблюдений. Основные данные о группах землетрясений приведены в таблице.

Для групповых и межгрупповых землетрясений исследовались статистические распределения расстояний между соседними по времени землетрясениями. Для сравнения можно указать, что 50% групповых землетрясений происходит на расстояниях, меньших 3 км, а для межгрупповых аналогичное расстояние лишь немногим больше 4,1 км.

Таким образом, в течение 8-летнего интервала наблюдений сейсмическая активность зоны развивалась весьма своеобразно. Выделенные нами, вообще говоря, произвольным образом группы соответствуют кратковременным всплескам активности, весьма характерным для этой зоны. С одной стороны, суммарная продолжительность времени групп на порядок меньше общего времени наблюдений, с другой — их энергия приблизительно на порядок больше энергии остальных землетрясений (IV рой, выделяющийся среди остальных большим числом землетрясений и их энергией, при этом не учитываем). Несколько меньше различаются групповые и межгрупповые землетрясения по тесноте группирования в пространстве. Поскольку межгрупповые землетрясения, в общем, следуют за осциллирующей кривой роевых землетрясений и генетически, по-видимому, связаны с роевыми землетрясениями, можно заключить, что выявленные закономерности миграции роев отражают схематично развитие активности зоны в целом. Было бы интересно обнаружить аналог развития сейсмической активности такого рода для землетрясений фокальной поверхности.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Землетрясения района Северной группы вулканов Камчатки генетически связаны с фокальным слоем Курило-Камчатской зоны и земной корой за его пределами. В отличие от землетрясений фокального слоя, очаги которых распределены непрерывно по всему слою, землетрясения в земной коре связаны с отдельными, пространственно разделенными структурами.

Срединного хребта за 1961—1968 гг.

группы							
IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
20/XI 1962	14/I 1963	3/V 1963	13/I 1964	3/IV 1964	28/VII 1966	13/III 1966	4/VIII 1968
10	15	31	17	53	7	18	30
19	10	8	8	20	14	8	19

2. В пределах земной коры выделяются три сейсмоактивные зоны: Срединного хребта, района Ключевой группы вулканов, а также зона хр. Кумроч.

3. В Срединном хребте землетрясения происходят преимущественно роями. Наблюдается тенденция миграции роев к югу.

ЛИТЕРАТУРА

- Землетрясения в СССР за 1964—1968 гг. М., «Наука», 1966—1972 гг.
- Огородов Н. В. О современном вулканизме Срединного хребта.— «Бюлл. вулканол. станций», 1966, № 40.
- Токарев П. И. Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки.— «Бюлл. вулканол. станций», 1965, № 39.
- Токарев П. И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевой группы. М., «Наука», 1966.
- Токарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 3.
- Токарев П. И., Зобин В. М. Особенности распространения сейсмических волн близких землетрясений в земной коре и верхней мантии района Ключевой группы вулканов Камчатки.— «Бюлл. вулканол. станций», 1970, № 46.
- Фирстов П. П., Широков В. А. Локализация корней вулканов Ключевой группы по сейсмологическим данным.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное кв. изд-во, 1969.

В. И. Горельчик

СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

В настоящей работе приводится детальная характеристика сейсмичности юга Камчатского полуострова. Рассматриваемый район, включающий в себя Восточный вулканический пояс Камчатки, сложен преимущественно вулканогенными породами различного возраста и характеризуется интенсивными проявлениями новейшей блоковой тектоники и вулканизма.

В работе использованы материалы детальных сейсмологических наблюдений за 1964—1969 гг. а также данные по землетрясениям с энергетическими классами $K \geq 10$ за 1961—1963 гг. Определение энергии производилось по номограмме С. А. Федотова $K_{SI,2}^{Ф68}$ (Федотов, 1972).

Исследуемая территория в целом входит в зону надежной регистрации землетрясений с $K \geq 9$. Авачинско-Корякская группа вулканов и г. Петропавловск-Камчатский расположены в области надежной регистрации землетрясений с $K \geq 6$. Включение в обработку землетрясений слабых энергетических классов (8, 7, 6 и 5) позволило в значительной степени уточнить и дополнить картину сейсмичности района.

Карта эпицентров. На рис. 1 приведены карты эпицентров землетрясений Южной Камчатки с глубиной очага 0—50 км (*a*) и более (*b*) и вертикальные разрезы к ним (*e* — продольный по линии *AB*, *z* — поперечный по линии *CD*). Координаты преобладающего большинства очагов определялись с ошибками не более ± 15 км. Рассмотрим поочередно обе карты.

Карта эпицентров землетрясений с глубиной очага 0—50 км отражает в основном коровую сейсмичность. Наивысшей сейсмической активностью характеризуется, как уже отмечалось ранее (Федотов, 1966), место выхода на дно океана тихоокеанской фокальной зоны и крупная наложенная структура п-ова Шишунского. Число землетрясений на единицу площади к западу от фокальной зоны гораздо меньше: сейсмическая активность A_{10} по данным за 1965—1968 гг., колеблется на исследуемой территории

от 0,2 до 0,01 (Федотов, Шумилина, 1971). Однако детальные сейсмологические наблюдения за 8 лет (особенно включение в обработку землетрясений с $K < 9$) позволяют охарактеризовать сейсмичность юга Камчатки несколько подробнее.

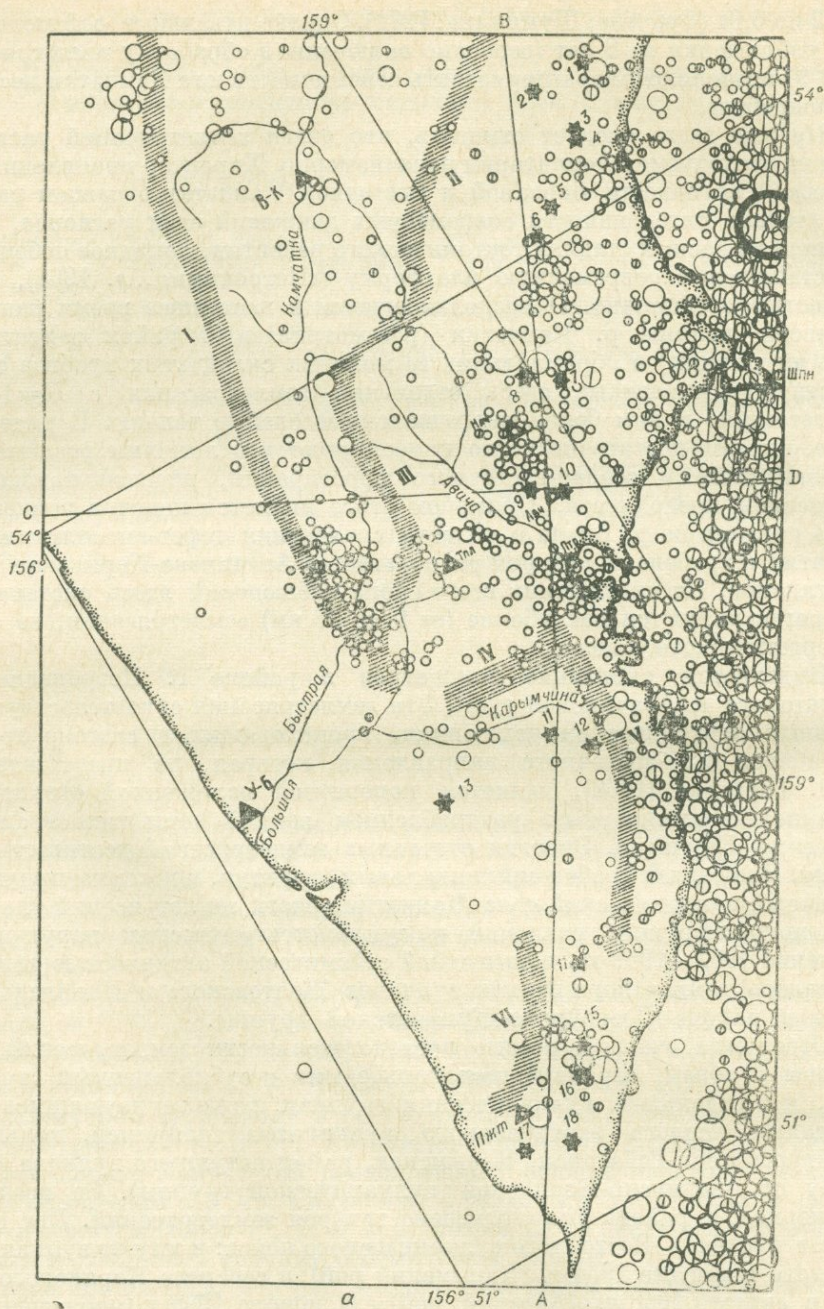
Прежде всего следует отметить, что очаги землетрясений распределены на исследуемой территории неравномерно. Характер проявления сейсмической активности Западной и Восточной Камчатки отражает различную степень интенсивности современных движений этих регионов, находящихся на разных стадиях тектонического развития. Западное побережье, представляющее современную платформу («Петрохимия...», 1966), почти полностью асейсмично. О продолжающемся в настоящее время развитии депрессии долины р. Камчатки (рассматриваемый район захватывает лишь юг долины) и обрамляющих ее молодых складчатых хребтов свидетельствуют отмеченные здесь отдельные землетрясения с $K=10-11$ и тяготеющие к ним более многочисленные слабые толчки. В ряде мест землетрясения достаточно четко коррелируются с линиями разломов северо-западного и северо-восточного простираний, прослеживающимися на дневной поверхности. Примером этого является цепочка эпицентров вдоль разлома по р. Авача в области сочленения горст-антиклинального поднятия и грабена, в котором располагается Авачинско-Корякская группа вулканов. На протяжении всего срока наблюдений здесь систематически регистрируются неглубокие (от 0 до 20 км) землетрясения, не выше 9 энергетического класса.

Выделяется скопление эпицентров в районе г. Петропавловска-Камчатского и Авачинской губы. Эти землетрясения свидетельствуют об активных тектонических движениях, происходящих в системе горстов и грабенов юго-восточного направления, которая, по представлению А. В. Горячева (1966), является поперечной наложенной структурой, связанной с интенсивным раздроблением земной коры тихоокеанского побережья Камчатки. Энергия отдельных землетрясений достигает 10^8-10^9 Дж. В пределах грабен-синклинальных структур, к которым приурочен Восточный вулканический пояс Камчатки, очаги землетрясений тяготеют к активно живущим разломам и вулканотектоническим нарушениям. В течение 1962—1969 гг. повышенной сейсмической активностью характеризовалась земная кора вблизи вулканов Желтовского и Ильинского, а также в районе Дзензурско-Жушановской группы.

Отдельные очаги и роевые последовательности землетрясений приурочены к зонам, ограниченными кольцевыми и субкольцевыми структурами, и к отдельным вулканическим группам, характеризующимся проявлениями кислого экструзивного вулканизма (например, кольцевые структуры Узон-Гейзерная, Карымская, район потухшего вулкана Ааг к северу от Авачинско-Корякской вулканической группы). За исследуемый период в районе было отмечено три роя землетрясений. Два имели место в пределах Восточного вулканического пояса: к югу от вулкана Карымского в августе 1964 г. (Карымский рой) и севернее Корякского вулкана в августе 1966 г. (Аагский рой). В ноябре 1968 г. произошел рой землетрясений к юго-западу от Ганальского хребта. Подробнее об этих роях будет сказано ниже.

Карта эпицентров подкоровых землетрясений представлена на рис. 1, б. Для упрощения карты выделено три интервала глубин: от 50 до 100 км, от 100 до 200 км и более 200 км. Эта карта дает представление о глубинных процессах в исследуемом районе и в первую очередь о процессах, происходящих в фокальном слое.

Землетрясения с глубиной очага 70—200 км вытягиваются полосой вдоль вулканического пояса Камчатки. С востока на запад число землетрясений убывает, но одновременно возрастает их глубина. Самые сильные и самые глубокие землетрясения с $K=15$ отмечены в Охотском море на глубине 400—500 км. В пределах рассматриваемой территории число



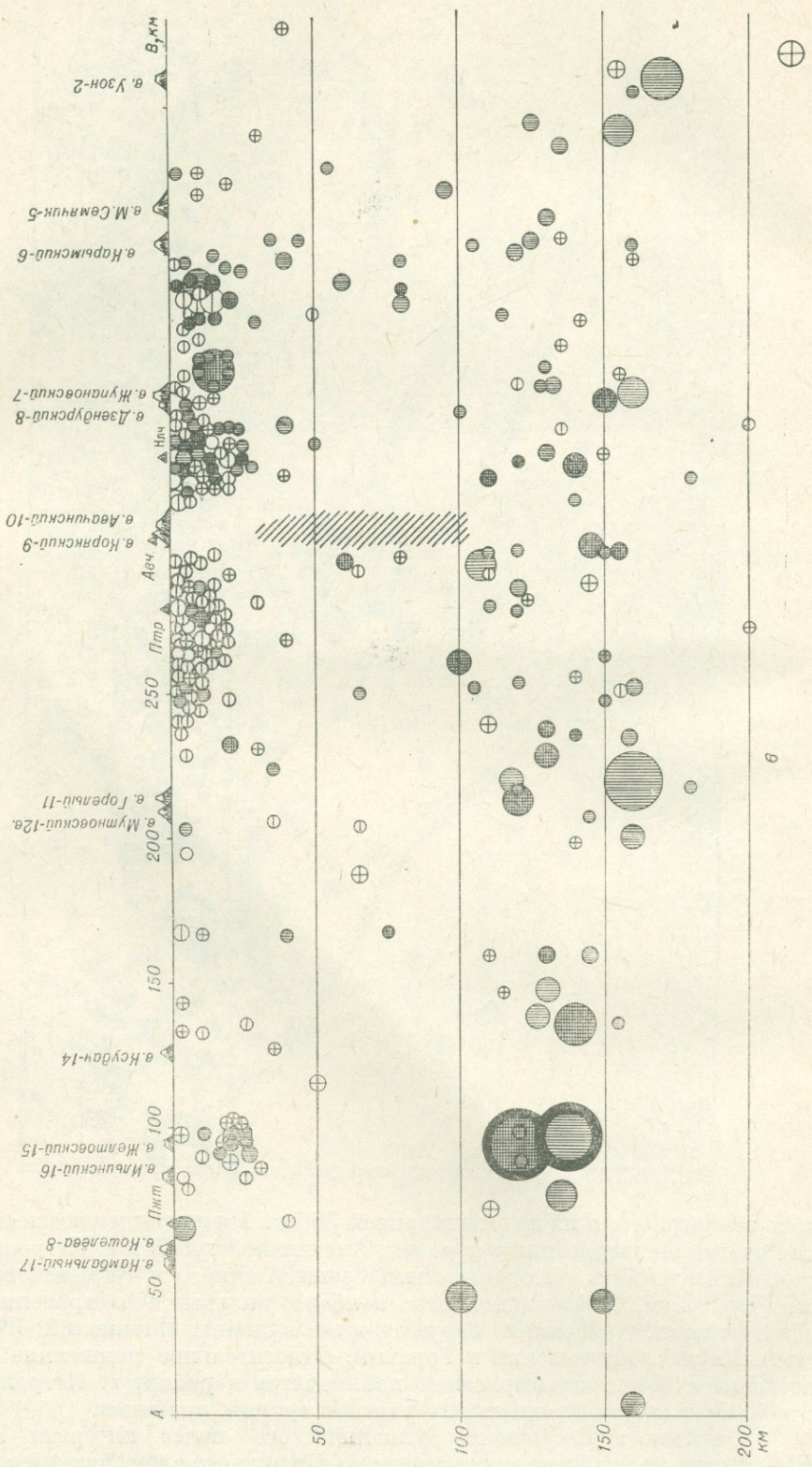
землетрясений в фокальном слое убывает неодинаково. Наиболее интенсивные движения, о которых свидетельствуют землетрясения 11—13 энергетических классов, заходят в глубь полуострова под Центральную Камчатскую депрессию и южные окончания Срединного и Ганальского хребтов.

Вертикальные разрезы землетрясений. Для изучения распределения сейсмичности по глубине были построены продольный и поперечный разрезы (см. рис. 1, в, г). Продольный разрез по линии АВ, параллельной оси вулканической дуги, проходит через все имеющиеся в районе вулканические группы, от вулкана Камбального на юге до вулканов Узон и М. Семьячик на севере. На плоскость продольного сечения проектирова-



лись землетрясения из полосы шириной 30 км. На нем выделяются скопления очагов землетрясений в коре под Авачинской губой и г. Петропавловском-Камчатским и гипоцентральные зоны Аагского и Карымского роев землетрясений. В фокальном слое наиболее сильные землетрясения располагаются под районами, окружающими вулканы Ильинский, Желтовский, Ксудач, Мутновский и Горелый. Относительное понижение активности неглубоких землетрясений наблюдается в районе г. Петропавловска-Камчатского и Авачинско-Корякской группы вулканов.

В пределах Восточного вулканического пояса интервал глубин 40—100 км, от подошвы земной коры до фокального слоя, является слабосейсмичным. В этом интервале глубин на всей исследуемой территории



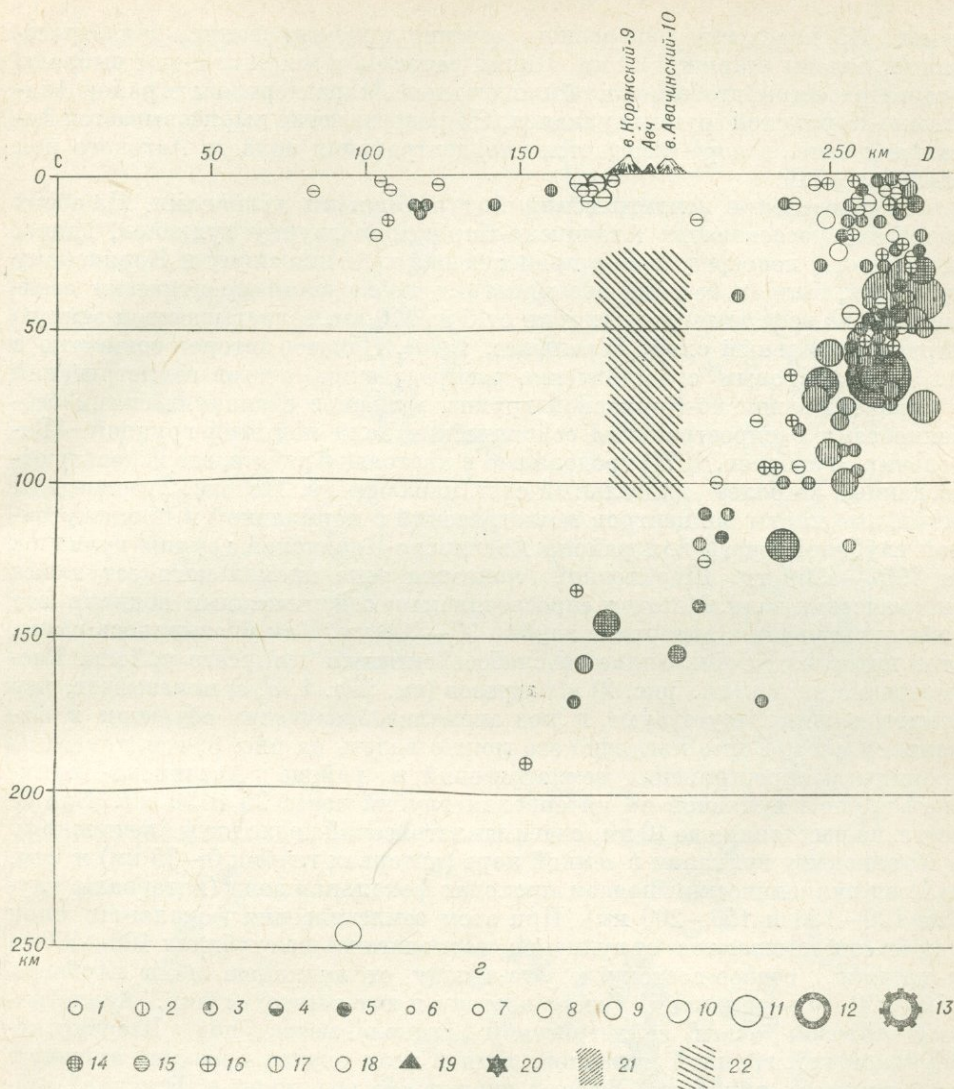


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Южной Камчатки 1961—1969 гг. с глубиной очага 0—50 км (а) и глубже 50 км (б) и вертикальные разрезы к ним: а — продольный разрез по линии АВ, з — поперечный разрез по линии CD.

Глубины землетрясений, км: 1—0÷25, 2—26÷50, 3—51÷100, 4—101÷200, 5—глубже 200; энергетический класс $K=\lg E$, Дж: 6—8, 7—9, 8—10, 9—11, 10—12, 11—13, 12—14, 13—15; классы точности определения глубины очага, км: 14—класс «а» (± 5 км), 15—класс «б» (± 10 км), 16—класс «в» (± 15 км), 17—неклассные (± 25 км), 18—сомнительные (>25 км), 19—сейсмические станции; 20—действующие вулканы (цифры на карте): 1—Кихпинич, 2—Узон, 3—Бурлящий, 4—Центральный Семьячик, 5—Малый Семьячик, 6—Карымский, 7—Жупановский, 8—Дзензурский, 9—Корякский, 10—Авачинский, 11—Горель, 12—Мутновский, 13—Опала, 14—Ксудач, 15—Желтовский, 16—Ильинский, 17—Кошелёва, 18—Камбальный; 21—горные хребты: I—Срединный, II—Валагинский, III—Ганальский, IV—Валаганчик, V—Южно-Быстринский, VI—Гольгинские горы; 22—область аномального затухания сейсмических волн.

располагаются отдельные очаги землетрясений 8 и 7 энергетических классов. Следует отметить также, что землетрясения из этого интервала глубин, как правило, отстоят от активных вулканов несколько дальше, чем землетрясения с глубиной очага 100—200 км.

Поперечный разрез построен вкрест простиранию вулканической дуги по линии CD, проходящей через Авачинско-Корякскую группу вул-

канов. На плоскость поперечного сечения проектировались землетрясения из полосы шириной 20 км. Линии разрезов и ширина полос выбраны с таким расчетом, чтобы можно было детально охарактеризовать район Авачинско-Корякской группы вулканов. На разрезе четко вырисовывается фокальная зона, в коре отмечается гипоцентральная область Аагского роя землетрясений.

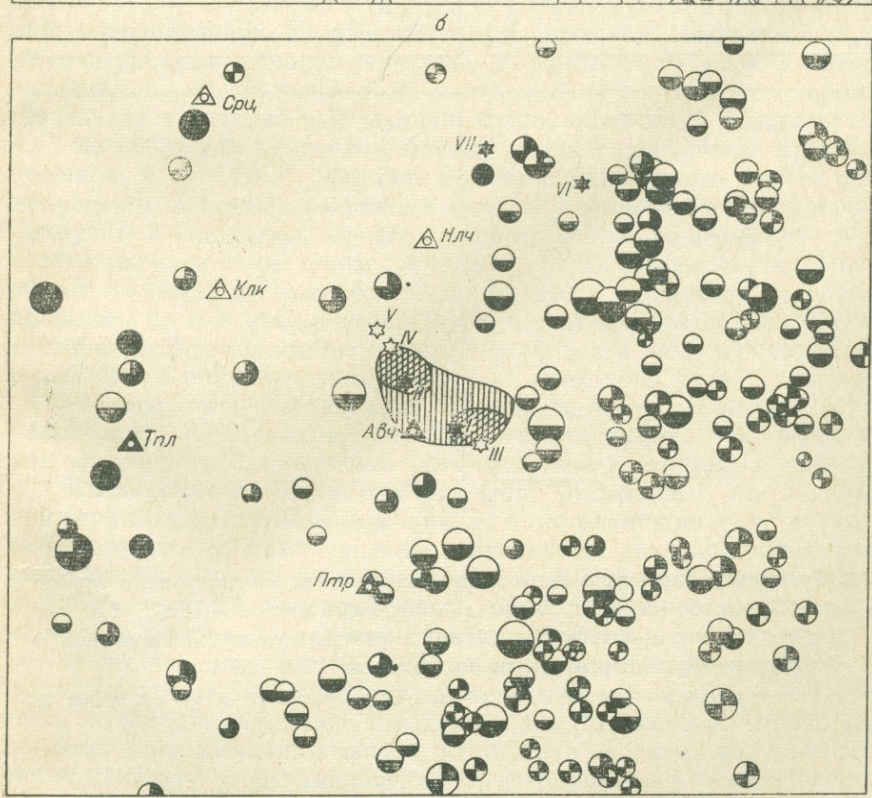
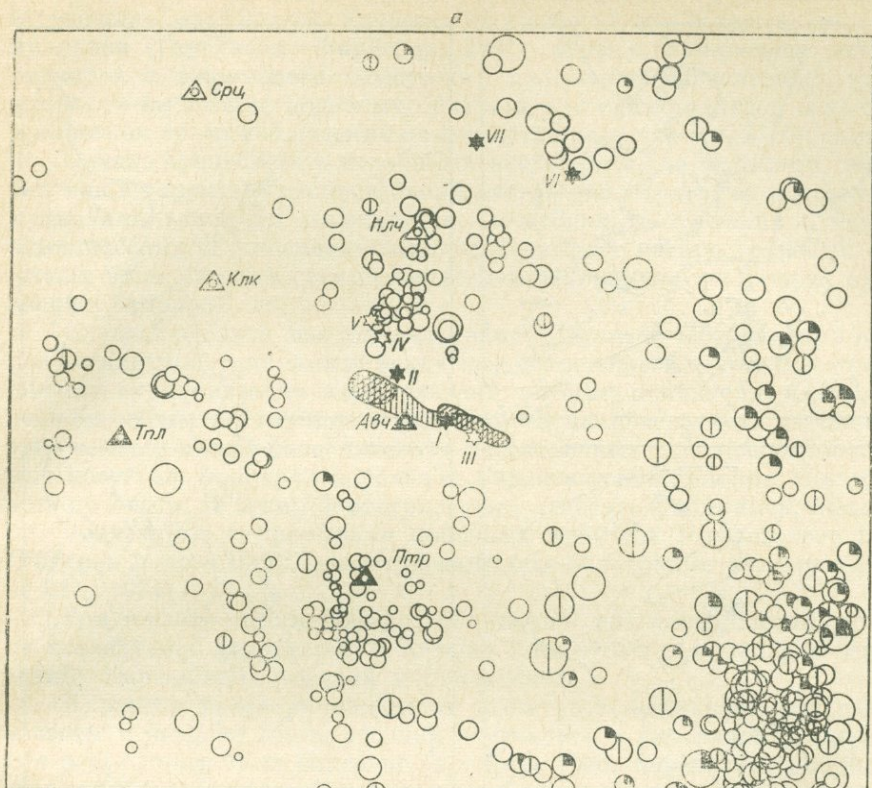
Распределение землетрясений под активными вулканами. На обоих разрезах, пересекающих Авачинско-Корякскую группу вулканов, видно, что область, непосредственно прилегающая к Авачинскому и Корякскому вулканам, была в течение восьмилетних наблюдений практически асейсмичной во всем интервале глубин от 0 до 170 км, захватывающем земную кору и фокальный слой (Горельчик, 1970). Начатое автором совместно с А. И. Фарберовым сопоставление распределения очагов землетрясений в районе Авачинско-Корякской группы вулканов с динамическими особенностями распространения сейсмических волн под этой группой (Горельчик, Фарберов, 1971) продолжено в настоящей работе, где используются данные за более длительный срок наблюдений. На рис. 2 приведены детальные карты эпицентров землетрясений с нормальной и промежуточной глубиной очага для района Авачинско-Корякской группы вулканов за 1962—1969 гг. Штриховкой показана зона аномального затухания сейсмических волн. Методом «просвечивания» сейсмическими волнами эта зона оконтурена в интервале глубин 30—100 км. Как указывалось выше, этот интервал глубин является слабосейсмичным для всего района. Рассмотрение карты (см. рис. 2) и разрезов (см. рис. 1, в, г) показывает, что землетрясения отсутствуют и под аномалиеобразующим объектом в фокальном слое. Более наглядно это можно видеть на рис. 3, где показаны границы распространения землетрясений в районе Авачинско-Корякской группы вулканов по интервалам глубин через 25 и 50 км. Ближе всего, на расстояния до 10 км, очаги землетрясений подходят к Авачинскому и Корякскому вулканам в земной коре (интервал глубин 0—25 км) и там, где под вулканическим поясом проходит фокальная зона (интервалы глубин 100—150 и 150—200 км). При этом землетрясения фокального слоя как бы «отталкиваются» от вулканов, располагаясь на глубинах 100—150 км к востоку, северо-востоку и юго-западу от вулканов, а на глубинах 150—200 км — к западу, северо-востоку и юго-западу от них. Аналогичным образом очаги землетрясений располагаются под Дзвензурско-Жупановской группой вулканов, хотя в этом случае проекции вулканов на различных глубинах бывают смещены к границам асейсмичной области (интервалы глубин 0—25 и 100—200 км).

Не исключено, что существование асейсмичного участка в фокальном слое под Авачинско-Корякской группой вулканов не случайно и имеет единую природу с зоной аномального затухания сейсмических волн, трактуемой как область с пониженной вязкостью, внутри которой не происходит концентрации значительных напряжений. Возможно, область с пониженной вязкостью уходит на большие глубины, в фокальный слой, где обнаружить ее с помощью метода «просвечивания» невозможно. По произведенным оценкам (Фарберов и др., 1971), величина верхнего предела коэффициента вязкости среды в асейсмичной области на глубине 60—150 км составляет 10^{20} пуаз. Это более чем на порядок меньше коэффициента вязкости на указанных глубинах в невулканических районах.

Наличие асейсмичных областей на глубинах 100—170 км предпола-

Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Авачинско-Корякской группы вулканов с нормальной (а) и промежуточной (б) глубиной очага за 1961—1969 гг.

Глубина очага, км: 1 — 0±25, 2 — 26±50, 3 — 51±75, 4 — 76±100, 5 — 101±150, 6 — 151±200, 7 — >200; энергетический класс $K=lgE$, Дж: 8 — 4, 9 — 5, 10 — 6, 11 — 7, 12 — 8, 13 — 9, 14 — 10, 15 — 11, 16 — 12; 17 — постоянные сейсмические станции; 18 — временные сейсмические станции; 19 — действующие вулканы: I — Авачинский, II — Корякский, VI — Жупановский, VII — Дзвензурский; 20 — потухшие вулканы: III — Козельский, IV — Арик, V — Ааг; 21—22 — контуры объекта (или объектов), вызывающего аномальное затухание сейсмических волн.



- 1
- ◐ 2
- ◑ 3
- ⊕ 4
- ◒ 5
- ◓ 6
- ◔ 7
- ◕ 8
- ◖ 9
- ◗ 10
- ◘ 11
- ◙ 12
- ◚ 13
- ◛ 14
- ◜ 15
- ◝ 16
- ▲ 17
- △ 18
- ★ 19
- ☆ 20
- ▨ 21
- ▩ 22

0 8 16 20 км

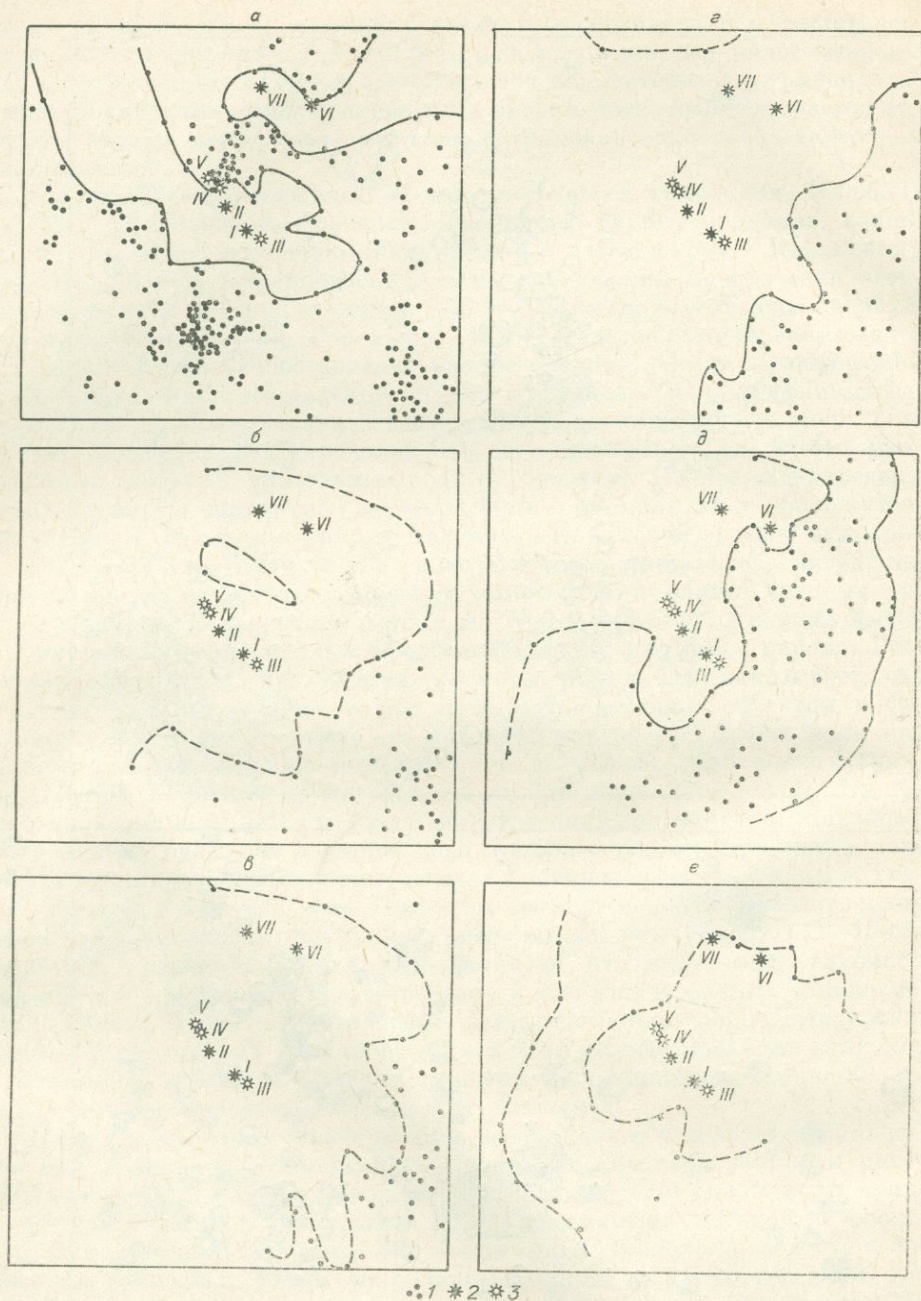


Рис. 3. Границы распространения очагов землетрясений по интервалам глубин (а — $0 \leq h \leq 25$ км; б — $25 < H \leq 50$ км; в — $50 < h \leq 75$ км; г — $75 < h \leq 100$ км; д — $100 < H \leq 150$ км; е — $150 < H \leq 200$ км) в районе Авачинско-Корякской и Дзензурско-Жупановской группы вулканов за 1961—1969 гг.

1 — очаги землетрясений, 2 — действующие, 3 — потухшие вулканы (I—VII — см. на рис. 2).

гается и под некоторыми другими вулканическими группами Камчатки: Мутновско-Гореловской, Узонско-Семячинской, под Ключевской группой вулканов (Горельчик, Фарберов, 1971). Из-за сравнительно небольших размеров и возможного смещенного положения относительно кратеров вулканов выделение подобных областей при существующей сети станций и коротком сроке наблюдений может быть проведено весьма приблизительно. Однако пренебрегать подобными сведениями, по-видимому, не стоит, так как в характере распределения очагов землетрясений под активными вулканами заложена информация, способная в сочетании с изучением динамических и кинематических особенностей распространения сейсмических волн пролить свет на ряд вопросов глубинного строения вулканических районов.

Следует сделать еще одно замечание. Понятие «асейсмичная область» под активными вулканами не исключает возможности возникновения в этой области вулканических землетрясений, которые происходят в связи с движением магмы на глубине и выходом ее на поверхность Земли. Очаги этих землетрясений располагаются на различных глубинах вблизи активных кратеров, фиксируя положение магматической колонны или магматического очага. К таким землетрясениям относятся, например, землетрясения, связанные с прорывами побочных кратеров Ключевского вулкана (Токарев и др., 1968), землетрясения под Гавайскими вулканами (Eaton et al., 1971).

Рои землетрясений. Как уже отмечалось, примечательными событиями на исследуемой территории в течение 1964—1969 гг. были рои землетрясений: Карымский, Аагский и Ганальский.

Характер развития динамики этих роев одинаков: максимальные частоты и энергии землетрясений отмечались в начальной стадии развития роев. Ранее было показано (Токарев, 1966; Горельчик, Зобин, 1971), что подобная тенденция отмечается у роев вулканических землетрясений, предвзвешивших прорыв побочных кратеров Ключевского вулкана. Эпицентральные области Аагского и Карымского роев землетрясений расположены в пределах зоны интенсивного современного вулканизма, где наряду с активно действующими вулканическими центрами происходит, по мнению ряда авторов, формирование современных интрузий (Масуренков и др., 1969). Наличие в районе Ганальского хребта шлаковых конусов голоценового возраста и большого количества субвулканических интрузий и экструзий, представляющих собой, по-видимому, периферические магматические очаги (Колосков, 1969), свидетельствует не только об интенсивной вулканической деятельности в недавнем геологическом прошлом, но и о продолжающейся в настоящее время интрузивной деятельности. Подтверждением этой деятельности могут служить горячие источники в эпицентральных областях всех трех роев.

Геологическая обстановка и отмеченные черты сходства с роями вулканических землетрясений позволяют предполагать, что рассмотренные рои могут быть проявлением магматической тектоники в районе.

Изменение сейсмичности во времени. Выделенные на рассматриваемой территории очаговые зоны в целом повторяются из года в год, давая представление об интенсивности современных движений в тех или иных районах. Наибольшее число землетрясений в земной коре было в 1963 г. (землетрясение 14 энергетического класса в Кроноцком заливе, 10—12 классов в районе Дзензурско-Жупановской группы вулканов).

В интервале глубин 100—200 км максимальная сейсмическая энергия была выделена в 1962 и 1964 гг. в результате землетрясений с $K=14$ с очагами в районах вулканов Желтовского и Ильинского. Можно отметить, не делая пока никаких выводов, что вблизи очаговых зон роев землетрясений накануне их возникновения регистрировались землетрясения с $K=10-11$ на глубинах от 100 до 160 км.

Таким образом, сейсмичность Южной Камчатки по наблюдениям за 1962—1969 гг. характеризуется следующими основными чертами.

1. Помимо процессов, происходящих в фокальном слое, на юге Камчатского полуострова отмечается значительное количество более слабых неглубоких землетрясений, связанных с блоковой тектоникой горных сооружений и депрессий. Интенсивными современными движениями характеризуется молодая геосинклинальная область Восточной Камчатки и продолжающие развиваться складчатые зоны Срединного, Ганальского и Валагинского хребтов.

2. В районе Авачинско-Корякской группы вулканов выделяется асейсмичная область в интервале глубин от 0 до 170 км с размерами 20×30 км в плане. Область характеризуется повышенным затуханием сейсмических волн, пониженной вязкостью, и, по-видимому, связана с зоной магмообразования.

3. Вблизи активных и потухших вулканов отмечается тенденция к возникновению роев землетрясений. Не исключено, что эти рои связаны с движением магмы.

ЛИТЕРАТУРА

- Горельчик В. И. Распределение очагов землетрясений в районе Авачинско-Корякской и Жупановской групп вулканов в 1964—1967 гг.—«Бюлл. вулканол. станций», 1970, № 46.
- Горельчик В. И., Зобин В. М. О характере развития роев землетрясений в областях вулканизма на Камчатке.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971 (Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания).
- Горельчик В. И., Фарберов А. И. Некоторые особенности глубинного строения вулканических областей по сейсмологическим данным.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971 (Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания).
- Горичев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966.
- Колосков А. В. Некоторые геологические аспекты проблемы «вулканов над интрузиями».— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1969.
- Масуренков Ю. П., Иванов Б. В., Боговлянская Г. Е., Андреев В. И. Формирование современных интрузий под некоторыми вулканами Курило-Камчатской зоны.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1969.
- Токарев П. И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М., «Наука», 1966.
- Токарев П. И., Широков В. А., Зобин В. М. Сейсмические явления, связанные с извержением побочного кратера им. Пийпа в октябре—декабре 1966 г.—«Бюлл. вулканол. станций», 1968, № 44.
- Фарберов А. И., Горельчик В. И., Зубков С. И. О неоднородностях с пониженной вязкостью в мантии под вулканами Камчатки по сейсмологическим данным.— В кн.: Материалы XV Генеральной Ассамблеи МГГС. М., 1971.
- Федотов С. А. Об энергетической классификации Курило-Камчатских землетрясений и проблеме магнитуд. Л., «Наука», 1972.
- Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Т. 3. М., «Наука», 1966.
- Федотов С. А., Токарев П. И., Годзиковская А. А., Зобин В. М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1968 г. М., «Наука», 1972.
- Федотов С. А., Шумилина Л. С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1971, № 9.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. Под ред. Э. Н. Эрлиха. М., «Наука», 1966.
- Eaton J. P., Endo E. T. and Kojanagi R. V. Earthquakes and Magma Sources in the Upper Mantle beneath Hawaii.— Abstracts, XV General Assembly of IUGG, Moscow, 1971.

А. А. Гусев, Н. В. Кондорская, С. А. Федотов

О РАСХОЖДЕНИЯХ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ ПО ДАННЫМ МЕСТНОЙ И МИРОВОЙ СЕТЕЙ СТАНЦИЙ

Основными параметрами очага землетрясения являются координаты его гипоцентра. Под гипоцентром землетрясения подразумевается точка, которая является началом излучения первых сейсмических волн, зарегистрированных на сейсмических станциях. Однако координаты гипоцентра, определяемые на основании принятой в настоящее время методики, оказываются различными в зависимости от системы наблюдений, которая используется для определения этих координат.

В случаях достаточно равномерно распределенных систем станций по азимуту и эпицентральному расстоянию можно обеспечить достаточно высокую точность в определении координат эпицентра.

Однако для ряда сейсмоактивных районов наблюдаются существенные закономерные отличия координат гипоцентров по наблюдениям местной и глобальной сети станций.

В настоящей работе анализируются данные для землетрясений северной части Курило-Камчатской зоны, которые регистрируются сетью как близких станций ($\Delta < 10^\circ$), так и удаленных ($\Delta > 10^\circ$).

Расположение близких сейсмических станций показано на рис. 1. Для этого района мы располагаем довольно густой сетью близких сейсмических станций. Расположение удаленных станций приведено на полярной диаграмме рис. 2.

Координаты эпицентров и время в очаге определялись по двум системам.

1. По системе наблюдений близких станций; использовались времена вступления волн *P* и *S* (система 1).

2. По системе наблюдений в основном удаленных станций с участием 1—2 станций на эпицентральному расстоянии $\Delta < 10^\circ$ (система 2).

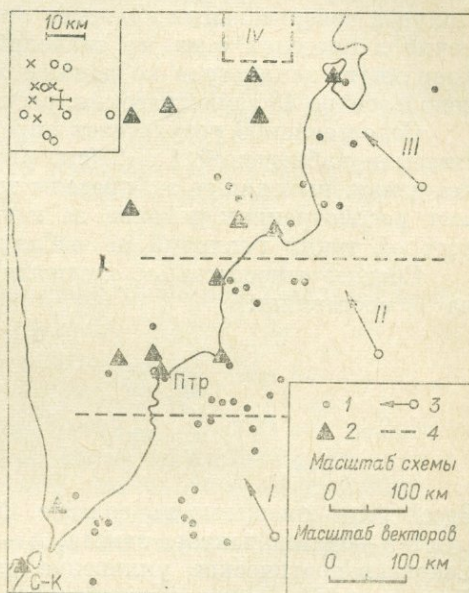


Рис. 1. Сравнение координат эпицентров по системам 1 и 2.

1 — координаты эпицентров по системе 1; 2 — сейсмические станции; 3 — векторы сдвига; 4 — границы зон. Врезка соответствует зоне IV, крестом обозначен кратер.

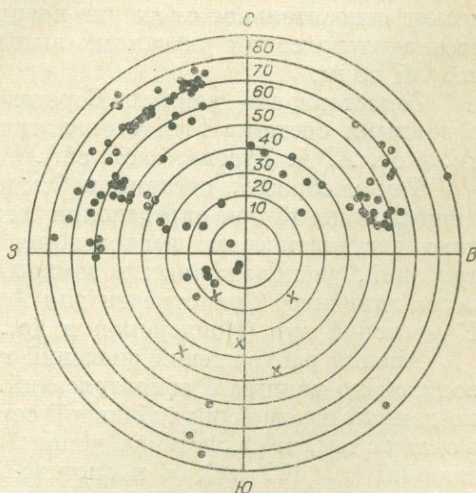


Рис. 2. Полярная диаграмма расположения удаленных станций (x — станции с $\Delta > 90^\circ$).

Сопоставление основных параметров очагов проводилось для трех районов основной сейсмической зоны (рис. 1, I, II, III) и для вулканической зоны (IV). Вулканические землетрясения — поверхностные ($h=0$ км), землетрясения остальных районов имеют очаги на глубине 20—60 км. Основные параметры очагов по системе 1 находились методом палеток изохрон с использованием годографа И. П. Кузина (Федотов и др., 1962). Использовались два набора палеток для разностей t_S-t_P и t_P-t_0 ; (t_0 определяются по графику Вадати). Основные параметры очагов по системе 2 находились по программе ЭПИ-1, ЭПИ-1а (Кондорская и др., 1967). Полуоси доверительных эллипсов ошибок лежат в пределах $0,1^\circ$. Примерно в пределах этих же значений оценивается точность определения координат эпицентров по данным локальной сети станций. Всего было использовано 43 землетрясения, расположение эпицентров дано на рис. 1.

Сопоставление результатов определения координат эпицентров по системам наблюдений 1 и 2 (см. рис. 1) показало систематические расхождения, выходящие за пределы точности определения координат для всех рассмотренных районов за исключением вулканической зоны, для которой таких различий не наблюдается (см. рис. 1, врезка).

Среднее относительное смещение эпицентров (система 2 минус система 1) составляет:

	I	II	III
$\Delta\lambda$, км	-7	-7	-15
$\Delta\varphi$, км	15	16	15
α^0	325	325	315
r , км	19	19	23
N	14	16	11

Здесь $\Delta\lambda$ — смещение по долготе, $\Delta\varphi$ — смещение по широте, α — азимут и r — длина вектора сдвига, N — число осредненных пар эпицентров. Среднеквадратическое уклонение длины вектора r составляет 25 км. Для зоны IV смещение не обнаружено.

В связи с тем, что одной из возможных причин расхождения в координатах эпицентров могло быть различие в используемых годографах и методике определения координат эпицентров по системам 1 и 2, проведен дополнительный эксперимент по определению координат эпицентров по системе наблюдений 1 с использованием осредненного годографа Джеффриса-Буллена и программы ЭПИ-1.

Результаты оказались аналогичными, т. е. имеет место систематическое относительное смещение координат эпицентров систем 1 и 2 для всех землетрясений указанных выше районов за исключением вулканической зоны.

Сопоставление данных Береговой и Геодезической службы США с данными системы 1 дает аналогичные результаты (подробнее об этом см. в ст. А. А. Гусева, наст. сб.).

Таким образом, системы наблюдений 1 и 2 (система 2 состоит из различных станций при определении координат эпицентров в СССР и США) дают систематические расхождения при определении координат землетрясений, расположенных в земной коре. Аналогичный сдвиг «глобального» эпицентра был отмечен для Алеутской (Douglas, 1967) и Курило-Камчатской дуг (Кондорская и др., 1971).

Анализ расхождений значений глубины h и времени в очаге t_0 проводился по данным 7 землетрясений. Координаты этих землетрясений, по данным местной и глобальной сетей, определены наиболее достоверно в связи с тем, что в системе 1 использовались данные близких к эпицентру станций ($\Delta < 100$ км), а в системе 2 азимутальное окружение станций было наиболее равномерным.

Расчет координат очагов по системе 2 для этих землетрясений осуществлялся как по программе ЭПИ-1, так и по ЭПИ-1а (с фиксированием

t_0 по данным системы 1). При анализе разности $\Delta h = h^{(2)} - h^{(1)}$ и $\Delta t_0 = t_0^{(2)} - t_0^{(1)}$ для первого случая оказывается, что глубина гипоцентра по системе 2 систематически больше и t_0 также систематически завышается.

Как следовало ожидать, наблюдается корреляция между расхождениями глубин и времен в очаге. На рис. 3 показаны результаты сопоставления глубины гипоцентра по системам 1 и 2.

В обоих случаях наблюдается систематический сдвиг в определении глубины порядка 30 км; для глубоких землетрясений этот сдвиг заметно уменьшается с глубиной; при фиксации времен в очаге, по данным близких станций (с использованием времен вступлений волн P и S) разброс в определении глубины по системе 2 уменьшается.

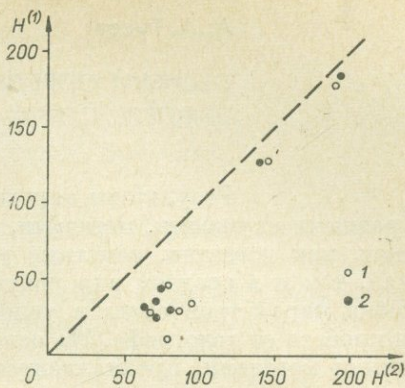


Рис. 3 Зависимость между $H^{(1)}$ и $H^{(2)}$: 1—без фиксации t_0 ; 2—с фиксацией t_0 по системе (1).

ВЫВОДЫ

1. Координаты эпицентров землетрясений ($h=0-150$ км) основного сейсмического района Камчатки, определенные по системе удаленных от эпицентра станций (в основном $\Delta > 10^\circ$), систематически смещены по сравнению с координатами эпицентров, определенных по системе близких к эпицентру станций ($\Delta < 10^\circ$), в направлении на северо-запад на расстояние примерно 20 км.

2. Координаты эпицентров поверхностных землетрясений в вулканической зоне Камчатки, определяемые по двум системам наблюдений, совпадают с координатами вулкана в пределах ошибок определения.

3. Отмечаются систематические расхождения между двумя системами наблюдений в определении t_0 на 2—3 с, а в определении глубины гипоцентра на 30 км для неглубоких землетрясений. По далеким станциям глубина получается больше, причем величина расхождения по глубине заметно уменьшается с глубиной.

4. Относительный сдвиг эпицентров по данным местной и мировой сетей станций изменяется на 20 км при переходе от основной эпицентральной зоны Камчатки к вулканической зоне, удаленной всего на 100 км. Отсюда следует, что наблюдаемый сдвиг эпицентров, по крайней мере частично, порождается горизонтальными неоднородностями в районе эпицентров, а не только совокупностью аномалий удаленных станций. Дальнейшее накопление данных регистрации сейсмических волн местной и глобальной систем позволит уточнить характер существующей неоднородности.

ЛИТЕРАТУРА

- Гусев А. А. Ошибки определения параметров очага землетрясений Камчатки. См. наст. сб.
- Кондорская Н. В., Желазкина Т. С., Мебель С. С., Вартамова Л. Ю. Некоторые результаты применения электронной вычислительной машины при обобщении сейсмических наблюдений. — ...Вычислительная сейсмология... М., «Наука», 1967, № 1.
- Кондорская Н. В., Павлова Л. Н., Тараканов Р. З., Ким Чун Ун. О кинематических особенностях времен первых вступлений сейсмических волн от дальневосточных землетрясений. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1971, № 8.
- Федотов С. А., Кузин И. П., Бобков М. Ф. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961—1962 гг. — «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1962, № 10.
- Douglas A. Joint epicentre determination. — «Nature», 1967, vol. 215, № 5096.

ОШИБКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ОЧАГА
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАМЧАТКИ

Результаты определения кинематических параметров очага разными службами, методами, по разным годографам и сетям станций имеют, как известно, заметные различия как для отдельных землетрясений, так и в среднем для района. В работе теоретически рассмотрены ошибки параметров очага в условиях систематических отклонений времен пробега от годографа. На основе сравнения результатов, полученных разными методами, проанализированы фактические ошибки для районов Камчатки и Курильских островов (частично). Выводы и оценки, полученные нами, в большой мере справедливы и для других районов.

ТЕОРИЯ И ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Рассмотрим двумерную модель задачи определения параметров очага. Пусть на прямой x расположено N станций с номерами $1, 2, \dots, j, \dots, N$ и эпицентр. Скорость вдоль прямой постоянна и равна $\frac{1}{p}$. Пусть, далее, t_j — есть время прихода сигнала на станции, t_0 — время в очаге. Тогда при наличии ошибки времени ε_j на j -й станции:

$$\begin{cases} t_0 + p(x_1 - x_0) - t_1 = \varepsilon_1; \\ t_0 + p(x_2 - x_0) - t_2 = \varepsilon_2; \\ \dots \end{cases} \quad (1)$$

Здесь x_0, x_1, x_2, \dots — координаты эпицентра и станций с номерами $1, 2$ и т. д. Полученная система линейных уравнений относительно x_0 и x_1 избыточна. Как обычно, она решается методом наименьших квадратов (Худсон, 1967).

Перепишав систему в матричном виде:

$$Ax - B = \varepsilon,$$

где матрица $A = \begin{pmatrix} 1 & -p \\ 1 & -p \\ \dots & \dots \end{pmatrix}$, вектор $x = \begin{pmatrix} x_0 \\ x_1 \end{pmatrix}$, вектор $B = \begin{pmatrix} px_1 - t_1 \\ px_2 - t_2 \\ \dots \end{pmatrix}$,

вектор $\varepsilon = \begin{pmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \dots \end{pmatrix}$, получим решение метода [наименьших квадратов

в виде

$$\hat{x} = (A' A)^{-1} A' B \quad (2)$$

(штрих здесь и далее означает транспонированную матрицу). В то же время тождественное преобразование (1) дает выражение x через A, B, ε в виде

$$x = (A' A)^{-1} A' B + (A' A)^{-1} A' \varepsilon. \quad (3)$$

Сюда входит неизвестный набор ε_j . Если ε_j — случайные ошибки с нулевым математическим ожиданием

$$E(\varepsilon_j) = 0$$

(здесь и далее E — символ математического ожидания), то по линейности (3)

$$E(\hat{x}) = x.$$

Оценками ε_j метода наименьших квадратов служат невязки

$$\hat{\varepsilon} = R = A\hat{x} - B. \quad (4)$$

В предположении нормального распределения ε_j около нуля с общей дисперсией σ^2 , оценкой этой дисперсии служит величина

$$\hat{\sigma}^2 = \sigma_R^2 = \frac{R'R}{N-K}; \quad (N-K)\sigma_R^2 \sim \chi_{N-K}^2, \quad (5)$$

где $K=2$ — размерность вектора x . При этом предположении x распределено около \hat{x} с ковариационной матрицей

$$D(\hat{x}) = (A'A)^{-1}\sigma^2. \quad (6)$$

Пусть теперь $\varepsilon = \varepsilon^{(1)} + \varepsilon^{(2)}$, где $\varepsilon^{(1)}$ — систематическая ошибка времен (уклонение среды от модели), а $\varepsilon^{(2)}$ — нормальная случайная ошибка: $\varepsilon_j^{(2)} \sim N(0, \sigma_2^2)$. Теперь

$$E(\hat{x}) = x - (A'A)^{-1}A'\varepsilon^{(1)} = x + \Delta x, \quad (7)$$

где Δx — систематическая ошибка решения.

Выясним каков же смысл суммы квадратов невязок $R'R$ при наличии систематической ошибки и какие оценки можно получить на этой основе. Положим пока $\varepsilon_j^{(2)} = 0$. Известно, что

$$R'R = (Ax - B)'(I - A(A'A)^{-1}A')(Ax - B) = \varepsilon'\varepsilon - \varepsilon'A(A'A)^{-1}A'\varepsilon, \quad (8)$$

где I — единичная $N \times N$ матрица. Матрица $A(A'A)^{-1}A'$ неотрицательно определенная, поэтому всегда $R'R \leq \varepsilon'\varepsilon$, причем равенство достигается при $A'\varepsilon = 0$. Умножая на положительно определенную $(A'A)^{-1}$, получим для этого случая

$$(A'A)^{-1}A'\varepsilon = 0; \quad \Delta x = 0.$$

Итак, среди всех наборов ε_j с одинаковой суммой квадратов максимум сумме квадратов невязок доставляют те, которые дают нулевую ошибку Δx . Минимальное значение $R'R$ равно нулю, поскольку для любого Δx можно подобрать соответствующий набор ε . Окончательно имеем

$$0 \leq R'R \leq \varepsilon'\varepsilon. \quad (9)$$

Таким образом, величина $\frac{R'R}{N}$ служит нижней оценкой среднего квадрата ошибок ε_j . Подчеркнем, что здесь не предполагается ни равенство нулю средней ошибки, ни ее случайный характер. Оценка же (5), справедливая в случае $\varepsilon^{(1)} = 0$, $\varepsilon^{(2)} \neq 0$, есть «хорошая» (не нижняя) статистическая оценка среднего значения. Наличие ошибок обоих типов вынуждает нас к компромиссному решению. Мы будем далее пользоваться оценкой (5) и считать, что мы имеем заниженную оценку среднего квадрата суммарной ошибки.

Обобщение полученных выводов на случай реальной задачи очевидно. Вместо вектора $x(t_0, x_0)$ возникает $x(t_c, h; \lambda, \varphi)$, где h, λ, φ — глубина, долгота и широта соответственно, вместо p — производные годографа по координатам. Задача становится нелинейной, но линеаризуемой и решается методом итераций при расчетном способе решения. Графоаналитические методы решения по сути аналогичны. Использование в этих методах близких или хороших станций как опорных эквивалентно введению весов; использование дополнительных фаз просто приводит к росту числа уравнений. Легко видеть, что точность решения по некоторой координате в большой мере определяется величиной производных годографа по ней. В этот общий принцип легко укладываются обычные соображения о точности. Обычно низкая точность глубины объясняется ма-

лостью $\frac{\partial t_P}{\partial h}$; обе эти величины растут с глубиной. Поскольку для одинаковых глубин $\frac{\partial (t_{pP} - t_P)}{\partial h}$ больше, чем $\frac{\partial t_P}{\partial h}$, использование фаз pP позволяет уточнить глубину. По тем же причинам точность глубины увеличивается при использовании близкой станции, а точность координат падает при недостаточном окружении станциями.

Расхождения результатов разных определений при использовании одинаковых годографов и заданном гипоцентре могут быть связаны, как ясно из предыдущего, с разницей в наборах станций и во взвешивании. При этом величины $\epsilon_j^{(1)}$ имеют смысл разности времен пробега гипоцентр—станция в реальной Земле и по годографу. Практически расхождения также возникают из-за недоучета эллиптичности при использовании сферических координат или сферичности при работе на плоском планшете, из-за ошибок интерполяции (особенно в графических методах), неточностей планшета и т. п. Именно эти причины порождают систематические ошибки.

Роль случайных ошибок координат относительно невелика. Они порождаются случайными ошибками во временах. Попытаемся оценить порядок величины этих ошибок $\epsilon_j^{(2)}$ и сравнить его с величиной σ_R^2 , найденной по $R'R$ (формула (5)). Основными слагаемыми являются ошибка службы времени, ошибка отсчета видимого вступления по сейсмограмме и разность времен прихода действительно самого первого возмущения и времени, соответствующего использованному вступлению. Учет других возможных источников ошибок (неравномерность хода барабана и пр.) не дает существенных изменений. Для первых двух среднеквадратичные оценки для региональной сети составляют 0,4—0,15 с (Андреев, 1962) и 0,15—0,35 с*. Суммарная среднеквадратичная ошибка без учета третьего слагаемого — 0,18—0,38 с. Ошибочная идентификация вступления на фоне шума возникает лишь в части случаев, но порождает иногда ошибки в несколько секунд. Такие данные обычно отбрасываются, но существенную роль играют ошибки порядка $(1 \div 1,5) \sigma_R$ — т. е. в пределах 1—2 с. Следует поэтому ожидать, что $\epsilon_j^{(2)}$ имеют смешанное распределение типа Джеффриса

$$p(\epsilon_j^{(2)}) = (1 - \alpha) N(0, \sigma_2^2) + \alpha g, \quad (10)$$

где $\alpha < 1$ — константа, а функция распределения g имеет дисперсию порядка 1—3 с². Положим пока $\alpha = 0$, и пусть имеются наборы R для двух землетрясений с близкими координатами, так что для них можно считать $\epsilon_1^{(1)} = \epsilon_2^{(1)}$ (нижний индекс — номер землетрясения). Тогда

$$R_1 - R_2 = (I - A(A'A)^{-1}A')(\epsilon_1^{(2)} - \epsilon_2^{(2)}). \quad (11)$$

Но $(\epsilon_1^{(2)} - \epsilon_2^{(2)}) \sim N(0; I \cdot 2\sigma_2^2)$ и легко показать, что

$$E[(R_1 - R_2)'(R_1 - R_2)] = 2(N - K)\sigma_2^2. \quad (12)$$

Величину σ_2^2 можно таким образом оценить независимо от $\epsilon^{(1)}$. При $\alpha \neq 0$ оценка будет приближенной. Величину α оценить трудно; видимо, она порядка 10%. Строго говоря, α и σ_2 различны для разных станций и увеличиваются с уменьшением отношения сигнал/шум.

* Оценка получена А. А. Петросяном при сравнении результатов обработки записей камчатской сети разными интерпретаторами. $\sigma = 0,15$ с для вступлений «i» и 0,35 с для «e».

Ниже получена эмпирическая оценка σ_2 в предположении $\alpha=0$

$$\sigma_2 = 0,47 \text{ с.}$$

В то же время $\sigma_R = 0,80$ с, и отношение β систематической ошибки к полной ошибке не менее

$$\beta \geq \frac{\sqrt{0,80^2 - 0,47^2}}{0,80} = 0,80.$$

Подобным образом оценка случайной ошибки отсчета для американских станций составляет 0,4 с для «резких», 0,5 с для «хороших» и 5 с для «плохих» вступлений (Freedman, 1969), в то время как для тех же данных оценка σ_R составляет 0,9 с. Используя оценку для «хороших» вступлений, получим $\beta \geq 0,83$. Доля «плохих» вступлений α также составляет около 10%.

Итак, оценки σ_R являются практически оценками порядка величины уклонений реальной Земли от используемого годографа и притом, как правило, заниженными оценками. Поскольку вектор Δx определяется в основном набором систематических, фиксированных для данного x величин $\varepsilon_j^{(1)}$, то ошибки определения координат Δx — это в основном систематические ошибки (примерно в той же пропорции β). Однако реально они сильно варьируют для фиксированного x из-за различия в наборах станций.

Оценку систематической ошибки как вектора Δx можно получить только при известных координатах источника, или же используя известное в подробностях скоростное строение (неоднородной) среды.

Такую оценку можно было бы использовать как поправочный вектор или же вводить поправки непосредственно в t_P . За неимением таких данных может быть получена оценка точности в виде области возможной ошибки, исходящая из наличия только систематической ошибки ($\varepsilon = \varepsilon^{(1)}$, $\beta = 1$).

Проведем сначала исследование для линеаризованной задачи. Мы получили для систематической ошибки (7)

$$\Delta x = -(A'A)^{-1}A'\varepsilon \quad (13)$$

или, умножая слева на $(AA')^{-1}AA'A$,

$$\varepsilon = -A\Delta x, \quad (14)$$

откуда

$$\varepsilon'\varepsilon = \Delta x'A'A\Delta x. \quad (15)$$

По изложенному выше $\varepsilon'\varepsilon \geq R'R$, более определенную оценку можно получить лишь из априорных соображений. Считая, например, что $\varepsilon_j^{(1)}$ все ограничены по модулю константой δ , имеем область возможных ошибок (эллипсоид)

$$\Delta x'A'A\Delta x \leq N\delta^2. \quad (16)$$

В то же время для чисто случайных ошибок $\varepsilon_j = \varepsilon_j^{(2)} \sim N(0, \sigma_2^2)$ эллипсоид с уровнем доверия α имеет вид

$$\Delta x'A'A\Delta x \leq \chi_{K, \alpha}^2 \sigma_2^2, \quad (17)$$

где $\chi_{K, \alpha}^2$ — α -квантиль χ^2 -распределения с K степенями свободы. Левые части (16) и (17) совпадают, но правая часть (16) пропорциональна N , в то время как правая часть (17) от N не зависит. Поскольку элементы матрицы $A'A$ также, грубо говоря, пропорциональны N , а сами левые части квадратичны по Δx , размер области ошибки будет примерно по-

стоянным при росте N в первом случае и убывать как $\frac{1}{\sqrt{N}}$ во втором.

Некоторое уменьшение размера области в первом случае будет все же происходить в связи с уменьшением степени вырождения матрицы $A'A$ при улучшении степени окружения эпицентра станциями и заполнении ими всего диапазона Δ (в случае глобальной сети). При этом эллипсоид становится ближе к шару и его максимальный размер уменьшается. Переходя к нелинейной задаче, заметим, что левые части (16) или (17) можно преобразовать к виду

$$(Ax-B)'(Ax-B) - (A\hat{x}-B)'(A\hat{x}-B) \quad (18)$$

или

$$(Ax-B)'(Ax-B) - R'R. \quad (18')$$

Отметим, что A — оператор, переводящий x в набор расчетных времен пробега, и его необязательно считать линейным. Неравенства вида

$$(Ax-B)'(Ax-B) - R'R \leq C, \quad (19)$$

где A — уже нелинейный оператор, и будут заменять формулы (16) и (17) (с теми же правыми частями) в нелинейном случае. Ко всем неравенствам следует добавить условие положительности глубины: $h=x_2 > 0$. В модели с систематическими ошибками при этом ничего не изменится, но в модели со случайными ошибками необходимо увеличить C , если область (19) пересекает плоскость $h=0$. Действительно, теперь интеграл от плотности x по исходной области будет меньше $(1-\alpha)$. Расчет нового C сложен даже в линейном случае и приведен не будет.

Заметим, что область (16) шире, чем область, соответствующая набору условий

$$|\varepsilon_j| \leq \delta. \quad (20)$$

Именно, эллипсоид (16) описан вокруг многогранника (20). Однако трудно найти другой способ компактного описания фигуры (20), так что в реальной задаче оценки области ошибки придется пользоваться несколько завышенной оценкой.

Другая сложность заключается в том, что область ошибки (20) «не согласована» с решением задачи методом наименьших квадратов. Она соответствует минимаксному решению, когда минимизируется максимальная по модулю невязка. Встает вопрос, не является ли в принципе минимаксное решение более целесообразным в условиях систематических ошибок. Рассмотрение некоторых упрощенных примеров показывает, что, по-видимому, минимаксный подход не имеет особых преимуществ в данной задаче. В частности, он игнорирует тот факт, что для любого реального набора станций распределение значений $\varepsilon_j^{(1)}$ похоже, скорее, на нормальное распределение с увеличенными «хвостами», чем на равномерное распределение, для которого минимаксный метод подходит лучше всего. Это иллюстрируется рис. 4 (кривая 7), где приведено распределение оценок отклонений от годографа для набора станций и землетрясений из одного района. Поэтому нет оснований отказываться от метода наименьших квадратов при решении задачи, в то время как вводящая в заблуждение оценка области ошибок (17) должна быть оставлена.

Вывод, что с ростом числа станций точность мало изменяется, несколько неожидан. Заметим в этой связи, что в свое время С. А. Андреев (1962) предостерегал от использования большого числа станций, считая увеличение точности при этом кажущимся, и ориентировал желающих увеличить точность на изучение неоднородностей среды.

Следует особо обсудить вопрос об ошибках во времени в очаге t_0 . Использование «глобальными» программами определения координат толь-

ко первых вступлений P , как известно, резко увеличило количество далеких землетрясений, для которых ранее координаты не определялись из-за отсутствия S . Однако неучет данных о фазах S приводит к возможности одновременных ошибок t_0 и h , в то время как эти данные на ближних станциях нередко имеются в наличии. При плохом окружении эпицентра станциями возможна и одновременная ошибка в t_0 и координатах. При этом, если t_s известно даже для единственной близкой станции, определение t_0 ею одной точнее, чем всей сетью в целом при использовании только P . Действительно, $\sigma(t_0) \approx 3$ с для глобальной сети. С другой стороны, при точности отсчета 0,5 с (ясное вступление «е»), $\Delta = 500$ км и известном V_P/V_S ошибка в t_0 не превысит 0,7 с. Поэтому ранг матрицы $A'A$ можно снизить с 4 до 3, фиксируя t_0 , что заметно улучшает решение. Автор пришел к этому общему выводу, исходя из анализа данных региональной сети, но те же выводы получены при исследовании методики глобальной сети (Evernden, 1969).

Наконец, существенным источником ошибок, главным образом в глубине, может служить отсутствие однозначного решения задачи. Двухзначные решения возникают при близости годографов разных глубин в диапазоне эпицентральных расстояний, в котором расположены станции. Годографы Джеффриса-Буллена для глубин 0—30 и 80—100 км весьма близки для $150 < \Delta < 500$ км*, и это явление возникает при использовании данных близких станций. Однако в практике эксплуатации «глобальных» программ такое явление также нередко, что проявляется в «фиксации» нормальной глубины для значительной части данных бюллетеней ЕССН (Оперативный..., 1969, Сейсмологический бюллетень..., 1962—1965 гг.) или USCGS (Preliminary..., 1964—1969 гг.). Выбор решения в таких случаях осуществляется повсеместно на основе использования характера записи, меняющегося с глубиной. По-видимому, малая точность глубины при $h < 100$ км связана (в разной степени в различных случаях) с тремя основными причинами, действующими в совокупности: малостью и ненадежностью производных годографа по глубине, ошибками в t_0 и описанной двухзначностью.

СРАВНЕНИЕ РАЗНЫХ МЕТОДОВ, ГОДОГРАФОВ
И СЕТЕЙ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ.
АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ ОШИБОК В t_P

Все оценки разностей и дисперсий, приведенные далее, получены на вероятностной бумаге. Распределения все близки к нормальным. Однако этот факт следует отнести лишь на счет большой общности нормального распределения. Выборки, с которыми мы работаем, не извлечены из какой-либо генеральной совокупности, это понятие не имеет смысла при анализе разностей систематических ошибок, и если выборки и можно считать представительными, то лишь в условном смысле.

Данные представлены по возможности в стандартной форме — по t_0 , h , λ , ϕ , приведена средняя разность δ , квадратный корень из ее дисперсии σ и среднеквадратическое отклонение от нуля $q = \sqrt{\delta^2 + \sigma^2}$. Приведены также данные об оценках σ_R , где это возможно.

1. Сравнение координат землетрясений Камчатки, полученных при ручной обработке в Тихоокеанской сейсмической экспедиции (Сейсмологический бюллетень..., 1967—1968 гг.), и данных бюллетеня USCGS (глобальная сеть) (Preliminary..., 1964—1969 гг.). В первом методе (индекс Т) используется метод палеток изохрон Ризниченко. Станции камчатской сети удалены обычно на 50—600 км от эпицентра. Число станций — до 15. Графический метод палеток изохрон (Ризниченко, 1963) применяется к набору данных $t_S - t_P$ и $t_P - t_0$, t_0 определяется по графику Ва-

* Максимальное различие для $h = 33$ км и $h = 96$ км в этих пределах составляет 1,9 с.

дати. Используется годограф Кузина*, мало отличающийся от годографа Джеффриса-Буллена. Во втором методе (индекс US) применяется программа определения координат, использующая вступления P по глобальной системе станций. Используется годограф Джеффриса-Буллена.

По данным 1966—1968 гг. (128 землетрясений), разности US—T следующие:

	δ	σ	q
Δt_0 , с	+ 0,70	3,4	3,5
Δh , км	+ 6	30	31
$\Delta \lambda$, км	-14	18	23
$\Delta \varphi$, км	+15	18	23

«Глобальный» гипоцентр северо-западнее и глубже «локального». Для оценок h использованы 76 землетрясений, для которых в (Preliminary..., 1964—1969 гг.) была приведена глубина, отличная от фиксированной $h=33$ км. На рис. 1 эти данные изображены в проекции на плоскости

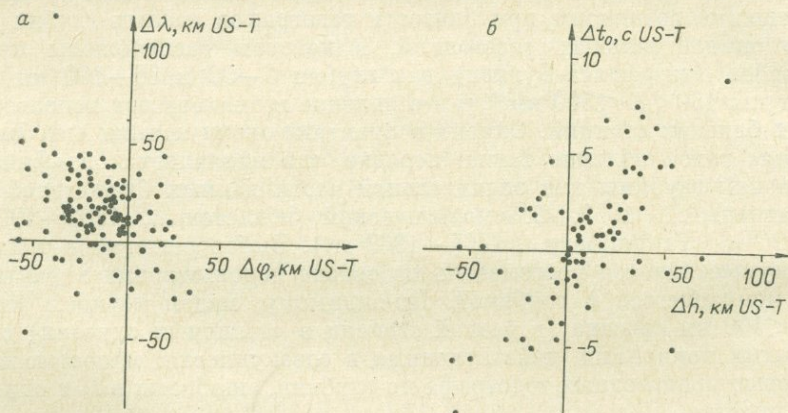


Рис. 1. Разности координат, глубин и времен в очаге, данные USCGS минус данные ТСЭ: а — $\Delta \lambda - \Delta \varphi$, б — $\Delta t_0 - \Delta h$.

$\Delta \lambda - \Delta \varphi$ и $\Delta t_0 - \Delta h$. Для $\Delta t_0 - \Delta h$ коэффициент корреляции составляет около 0,6, что лишний раз подтверждает большую степень вырождения матрицы $A'A$ (см. формулы (6) и (16)).

2. Сравнение координат землетрясений Камчатки, полученных при ручной обработке ТСЭ (T) и данных Сейсмологического бюллетеня ЕССН (Сейсмологический бюллетень..., 1964—1969 гг.). Последние получены по программе Пятецкого-Шапиро и др., (1963), по методике, близкой к методике USCGS. Эти данные помещены в предыдущей статье (Гусев, Кондорская, Федотов, 1972, наст. сб.). Результаты аналогичны приведенным в п. 1.

3. Сравнение данных T и данных, полученных по тому же материалу и с тем же годографом, с использованием программы «Гипоцентр» (индекс Г). Программа представляет собой модификацию программы (Пятецкий-Шапиро и др., 1963). Ее основные отличия в следующем:

1. Введена возможность фиксации t_0 и (независимо) использования фаз S .

2. Улучшен алгоритм поиска минимума.

3. Возможно использование станционных поправок.

* Годограф И. П. Кузина отвечает следующему скоростному разрезу: h км: 0—5; 5—15; 15—35; 35—120; 120; V_P , км/с 4,0; 5,8; 6,7; 7,8; 8,1. Принято $V_S = V_P/1,73$, кроме слоя 0—5, где $V_S = V_P/1,8$.

Подробно программа будет описана в отдельной статье. Для сравнения использовался вариант программы без фиксации t_0 по данным о фазах S . Для исключения влияния больших ошибок в t_0 данные с $|t_{0r} - t_{0T}| \geq 1,5$ с исключались из рассмотрения. По 200 землетрясениям разности Г—Т следующие:

	δ	σ	q
Δh , км	3	10	10
$\Delta \lambda$, км	0	6	6
$\Delta \varphi$, км	-2	12	12

Для этих данных среднее $\sigma_R = 0,80$ с. Разности Δt_0 оценивались по отдельной выборке, в этом случае ограничение не производилось. Получено

	δ	σ
Δt_0 , с	+0,10	0,95

4. Сравнение данных Г для землетрясений Курильских островов, полученных с использованием совместно времен P из бюллетеня (Сейсмологический бюллетень..., 1967 — 1968 гг.), и по данным ТСЭ, с фиксацией t_0 по данным бюллетеня, при использовании годографа Джеффриса-Буллена и координат, приведенных в том же бюллетене, полученных в СахКНИИ графическими методами с использованием близкого к годографу Джеффриса-Буллена годографа Тараканова (индекс С). Использовалось 40 землетрясений. Разности С—Г:

	δ	σ	q
Δh , км	-20	30	36
$\Delta \lambda$, км	-5	10	11
$\Delta \varphi$, км	7	25	26

Оценка σ_R для этих данных составляет 1,2 с.

5. Сравнение данных Г, полученных с использованием разных годографов — Джеффриса-Буллена (ГД) и Кузина (ГК). По 25 камчатским землетрясениям разности ГД—ГК:

	δ	σ	q
Δt_0 , с	0,6	1	1,2
Δh , км	-10	20	22
$\Delta \lambda$, км	0	2	2
$\Delta \varphi$, км	0	3	3

В обоих случаях t_0 не фиксировалось, и набор станций не изменялся. Разница в σ_R проверялась по критерию знаков для отдельных землетрясений и оказалась незначимой на 5%-ном уровне, т. е. ни один годограф не имеет преимуществ в смысле близости к реальной среде. Неустойчивость глубины к смене годографа проявилась весьма ярко — различия в них не достигают и 2 с во всей рабочей области. При этом, однако, для некоторых значений h годографы имеют даже разный знак производной по глубине. Для годографа Джеффриса-Буллена

$$t(4^\circ, 33 \text{ км}) - t(4^\circ, 96 \text{ км}) = 0,7 \text{ с},$$

в то время как для годографа Кузина

$$t(4^\circ, 33 \text{ км}) - t(4^\circ, 96 \text{ км}) = -0,1 \text{ с}.$$

6. Сравнение данных, полученных программой «Гипоцентр» с использованием станционных поправок (ГП) и без него (Г). Станционные поправки в полярных координатах для каждой станции были предоставлены

автору И. П. Кузиным. Поправки были получены осреднением поля невязок каждой станции при ручной обработке. Они были пересчитаны в общую географическую систему координат и представлены в виде таблицы с шагом 1° по широте и 2° по долготе. Для каждой станции таблицы введены в память машины. Для массива в 100 землетрясений проверялось, уменьшается ли σ_R при использовании поправок. Уменьшение заметно по критерию знаков, на 5%-ном уровне, $\sigma_{RП} = 0,73$ с ($\sigma_{RГ} = 0,80$ с), так что снижение дисперсии составляет $(0,35 \text{ с})^2$. Это величина одного порядка с самими поправками.

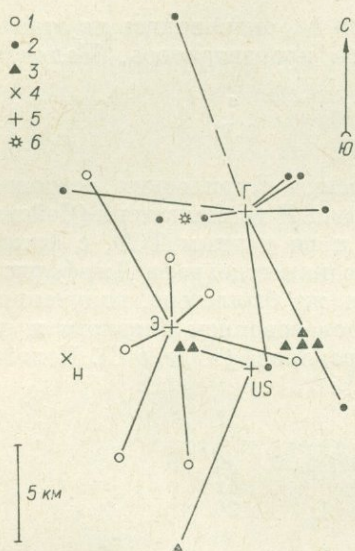


Рис. 2. Индивидуальные и средние эпицентры для вулканических землетрясений.

1 — данные BISC, 2 — данные ТСЭ (Г), 3 — данные USCGS, 4 — эпицентр Херрина, 5 — средний эпицентр для каждой группы данных, 6 — вулкан.

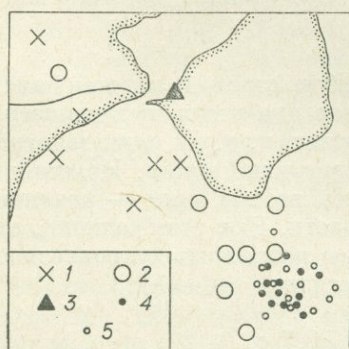


Рис. 3. Эпицентры землетрясений роя январь — февраль 1969 г. в Камчатском заливе.

1 — данные ОБСС, 2 — данные USCGS, 3 — сейсмическая станция; данные ТСЭ; 4 — программа «Гипоцентр», 5 — ручная обработка. Данные USCGS округлены, некоторые точки соответствуют нескольким землетрясениям.

7. Сравнение результатов определения координат вулканических землетрясений (рис. 2). Сравнились координаты Бюллетеня ISC в Эдинбурге (индекс Э) (Bulletin, 1968), данные US и Г. В бюллетене ISC приведено 22 землетрясения (на рис. 2 изображены только семь, записанные более чем 45 станциями). Полный размах различий в координатах достигает $1,8^\circ$ по широте и $2,4^\circ$ по долготе для землетрясений, записанных 10 станциями. Данные USCGS приведены для тех же 7 землетрясений. 9 землетрясений по системе Г также записаны наилучшим образом. Использовалось от 4 до 6 станций местной сети. Вступления очень нечеткие, и большинство землетрясений надежно записаны лишь 3—4 станциями. Использовалась программа Г без поправок с фиксацией t_0 . Единственный эпицентр, отмеченный косым крестом, соответствует одному из землетрясений, использованному в качестве опорного при построении годографа Херрина (Herrin et al., 1969) и тем самым определен с использованием этого годографа.

Систематическая ошибка оказалась в данном случае относительно небольшой. Для глобальной сети она составляет около 6 км к югу, а для местной — 3 км к востоку.

8. Рой землетрясений в Камчатском заливе (январь — февраль 1969 г.) также дает возможность сравнить результаты по серии землетрясений с близкими координатами. По данным Г и Г рой занимает область с размерами приблизительно 15×15 км. Среднеквадратичное отклонение от центра роя (Ц) для различных землетрясений около 5 км, что близко к максимальной точности местной сети. С центром роя сравнивались координаты Оперативного бюллетеня ЕССН (Оперативный..., 1969). Координаты Оперативного бюллетеня (индекс 0) получены по программе (Пятецкий-Шаширо и др., 1963) с использованием данных только советских станций. Результаты приведены на рис. 3, а разности сведены в сле-

дующую таблицу:

	δ	σ	q	N
$\Delta\lambda_{O-II}$, км	-40	22	45	7
$\Delta\varphi_{O-II}$, км	32	33	45	
$\Delta\lambda_{US-II}$, км	-14	10	17	18
$\Delta\varphi_{US-II}$, км	9	14	16	

За координаты центра роя ($162^{\circ}16'$ в. д., $55^{\circ}80'$ с. ш.) приняты средние из координат Г тех 18 землетрясений, которые записаны USCGS. Разброс данных O и US связан, по-видимому, с различиями в наборах станций для разных землетрясений. Большой разброс в данных O связан с использованием станций, расположенных практически в одном квадранте от эпицентра. Глубины землетрясений роя по очень большому набору данных Г и Г составляют около 10—20 км. Данные US—в среднем около 20 км.

9. Результаты определения координат землетрясений роя были использованы для анализа структуры ошибок в t_0 . Было использовано 14 землетрясений, записанных камчатской сетью станций; они были объединены в пары так, чтобы наборы станций совпадали. Данные получены по программе Г с фиксацией t_0 и введением станционных поправок. По формуле (12) для 7 пар землетрясений была оценена величина σ_2^2 . Отдельные оценки сведены в табл. 1 вместе с величинами σ_R для тех же землетрясений. В среднем получено $\sigma_2=0,47$ с. Те же данные были использованы для оценки средних значений и дисперсии R_j для разных станций. В табл. 2 станции упорядочены по расстоянию от эпицентра ($\Delta=50 \div 450$ км). Здесь в

Т а б л и ц а 1

№ пары	σ_{R1} , с	σ_{R2} , с	$\frac{2}{2\sigma_2}$, с ²
1	1,14	0,94	0,40
2	0,77	0,69	0,34
3	0,84	0,72	0,20
4	0,70	0,76	0,45
5	0,82	0,84	0,25
6	0,99	0,90	1,18
7	0,83	0,76	0,33
Среднее		0,83	0,44

Т а б л и ц а 2

Станция	$\sigma(R_j)$	R_j^* ср	N	r	δ_{jc}^*	δ_j^*
Крутоберегово	0,40	-0,24	12	0	0	-0,24
Апахончич . . .	0,27	-0,27	14	0	+0,4	+0,13
Ключи	0,45	-0,60	14	1	-0,2	-0,80
Беринг	0,60	+0,65	14	2	-1,0	-0,35
Кроноки	0,55	-0,35	14	1	-0,2	-0,55
Озеро	0,33	+0,07	14	0	-0,2	-0,13
Козыревск . . .	0,30	+1,50	14	0	+0,6	+2,10
Семячик	0,55	+0,13	14	1	+0,6	+0,73
Эссо	0,63	+0,15	14	3	0	+0,15
В-Камчатск . . .	0,67	+0,67	12	4	0	+0,67
Шипунский . . .	0,50	-1,15	12	1	-0,4	-1,55
Авача	0,52	-0,07	12	1	+0,8	+0,73
Тополово	0,60	-0,10	10	0	+0,8	+0,70
Среднее	0,46	-0,03				+0,01
Сумма			172	14		

* Наблюденное минус годограф.

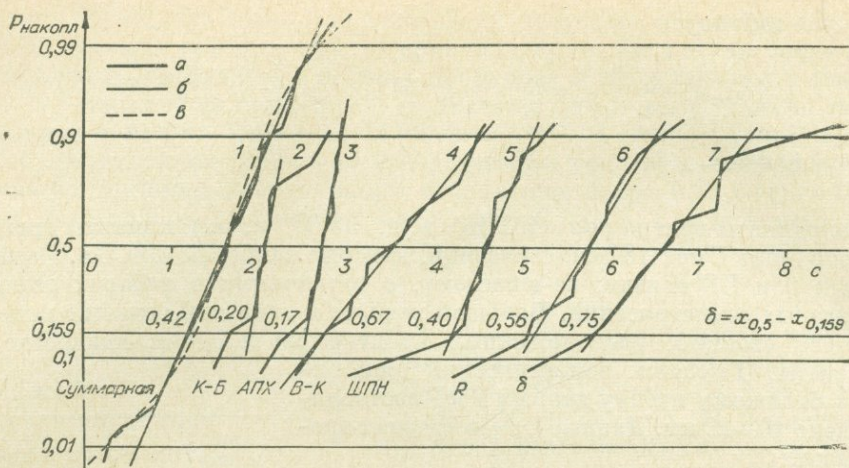


Рис. 4. Кумулятивные функции распределения в нормальной вероятностной шкале.

1 — отклонения от средней станционной невязки. То же, для отдельных станций: 2 — Крутоберегово, 3 — Анахончич, 4 — Верхне-Камчатск, 5 — Шипунский, 6 — распределение средних невязок, поправки не исключались, 7 — то же, поправки сняты («истинное» распределение). Цифры означают оценки σ , соответствующие проведенным прямым. По горизонтали кривые произвольно сдвинуты: a — эмпирическая кривая, b — прямая для оценки σ , c — кривая смешанной функции распределения.

среднем по разным j дисперсия R_j , как легко показать, должна быть равна

$$\sigma_{\text{ср}}^2(R_j) = \frac{N-K}{N} \sigma_2^2. \quad (20)$$

Фактически $\sigma_{\text{ср}}^2(R_j) = 0,46 \text{ с}$, в то время как оценка (20) дает $0,43 \text{ с}$. Совпадение достаточное, поскольку данные табл. 2 получены на вероятностной бумаге. На рис. 4 приведены различные кумулятивные функции распределения нормальной вероятностной шкале. Кривая 1 — распределение $(R_{jk} - R_{j\text{ср}})$ для всех j, k , здесь k — номер землетрясения. Плавная кривая — функция распределения:

$$p(x) = 0,92 \cdot N(0; (0,34)^2) + 0,08 N(0; (1,00)^2),$$

построенная методом проб и ошибок для оценки порядка величины α (по (10)) $\alpha \approx 0,1$. Фактически распределения для отдельных станций заметно различаются, α и σ_2 растут с Δ . В табл. 2 приведено число r вступлений с $|R_{j,k} - R_{j\text{ср}}| > 0,82 \text{ с}$, оно, как и σ_2 , растет с расстоянием. Еще лучше это видно по функциям распределения для отдельных станций. Ломаные 2 и 3 соответствуют двум ближайшим к эпицентру станциям, а 4 и 5 — станциям с $\Delta > 300 \text{ км}$. Для первых в распределении ясно видна компонента с $\sigma = 0,2 \text{ с}$. Цифры у осредняющих прямых — оценки σ — меньше соответствующих цифр табл. 2, поскольку здесь мы пытались оценить σ лишь по средней части распределения.

Ломаная 6 отражает распределение величин средних невязок $R_{j\text{ср}}$ и дает новую оценку порядка величины уклонений от среднего годографа с поправками

$$\sigma^*(\varepsilon_j^{(1)}) = \frac{N}{N-K} \cdot \sigma(R_{j\text{ср}}) = 0,64 \text{ с}.$$

Звездочку мы поставили, чтобы отметить нестатистический смысл оценки.

Как и следовало ожидать:

$$\sigma^{*2} + \sigma_2^2 \approx \sigma_R^2; \sigma^{*2} + \sigma_2^2 = (0,80 c)^2; \sigma_R^2 = (0,83 c)^2.$$

В табл. 2 приведены поправки δ_{jc} , которые вводились при счете, и полные невязки $\delta_j = \delta_{jc} + R_{j \text{ ср}}$, им соответствует ломаная линия 7. Эффект введения поправок виден из сравнения ломаных 7 и 6. Размах уклонений снижен с 3,6 до 2,6 с, дисперсия σ^* — с 0,86 до 0,64 с². Введение поправок не уточняет координат, если используется, как в данном случае, полный набор станций, но позволяет надежнее исключать ошибочно идентифицированные вступления.

ОБСУЖДЕНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Рассмотрим приведенные результаты на основе теоретических рассуждений вводной части. Случайные ошибки $\epsilon^{(2)}$, как мы выяснили, относительно малы, и поэтому вариации разности координат, полученных двумя методами, для различных землетрясений определяются разностями векторов Δx , возникающих при этих методах в различных точках пространства. «Систематическая часть» разности, оценкой которой служит δ , есть средняя разность для некоторой области пространства, а «случайная часть» σ отражает ее разброс при вариации координат и глубин в этой области. Сюда же входит разброс, связанный с различиями наборов станций, используемых в одном методе для разных землетрясений, а также в точном смысле случайные ошибки. Как показывают приведенные выше данные, он относительно велик. Слово «среднее» с уверенностью можно отнести лишь к данному набору землетрясений. Это не статистическое среднее, и поэтому неприменимы понятия несмещенности, эффективности и т. п. Не занимаясь специально вопросом о том, как определить понятие надежности для таких оценок, заметим, что они, скорее, имеют смысл среднего значения некоторой функции, чем статистического среднего, причем это среднее пытаются определить методом Монте-Карло, несмотря на то, что «генератор случайных чисел» плохой (землетрясения не распределены в пространстве равномерным образом). Тогда δ и σ есть искаженные за счет различия в наборах станций монтекарловские оценки среднего значения и среднего квадрата вектор-функций $f(x) = (\Delta x_1 - \Delta x_2)$ в некоторой области. Поскольку глубокие землетрясения ($h < 70$ км) составляют лишь небольшую часть выборок, все оценки (особенно по Δh) могут быть отнесены лишь к землетрясениям с $h < 70$ км.

Перейдем теперь к численному значению этих средних. Если Δx для обоих методов имеет одинаковый знак, то $|\Delta x_1 - \Delta x_2|$ — нижняя оценка для Δx , в противном случае — верхняя. Не зная истины, мы должны принять худший (первый) случай, хотя это может привести в части случаев к недооценке точности.

При нашем подходе данные глобальной и местной сети формально равноправны. Однако при интерпретации результатов сравнения и оценке ошибок мы будем считать, что средние систематические ошибки координат для местной сети нулевые. В статье (Гусев и др., наст. сб.) показано, что систематическое относительное смещение d почти не меняется вдоль сейсмической зоны, это косвенно подтверждает наше предположение. Действительно, в противном случае пришлось бы считать, что устойчивость d объясняется согласованными вариациями обеих систематических ошибок противоположного знака, что выглядит искусственно.

Местная сеть, безусловно, дает систематические ошибки, но они по порядку величины меньше, чем ошибки глобальной сети. Итак, при сравнении координат, определенных разными методами по данным местной сети, мы имеем нижнюю оценку для любого из них, а при сравнении дан-

ных глобальной и местной сети будем относить оценки к глобальной сети.

Систематические ошибки глобальной сети для Камчатки

	Средняя	Среднеквадратичная	Полная
Δt_0 , с	0,70	3,4	3,5
Δh , км	6	30	31
$\Delta \lambda$, км	-13	18	22
$\Delta \varphi$, км	15	18	23

Эти оценки относятся к основной эпицентральной зоне Камчатки между глубоководным желобом и сушей с глубинами землетрясений 0—70 км. Сопоставление с величинами и направлением систематической ошибки в соседних участках Тихоокеанского пояса показывает устойчивую картину. Ошибка составляет 20 км к северу в Алеутской дуге (Douglas, 1967), 20—25 км на Камчатке, 26 км в районе о. Хоккайдо, причем ее направление меняется от северо-западного до западного при движении к югу (Kishito, 1969), по другим данным — 20 км к северо-западу для Японии в целом (Davis and McKenzie, 1969). В последней работе сдвиг эпицентра объясняется повышенной скоростью в той плите литосферы, которая тонет в мантии и порождает наклонную сейсмическую зону. С другой стороны, А. Дуглас и Р. Лилуолл (Douglas, Lilwall, 1968) обнаружили, что для их данных сдвиг вполне объясняется аномалиями времен пробега удаленных станций. Они полагают, что сдвиг на 20 км к северо-западу получается для любого землетрясения северо-западной части Тихого океана. Однако вулканы удалены всего на 100 км от основной сейсмической зоны, и на этом расстоянии сдвиг уменьшается почти до нуля. Очевидно, в нашем случае сдвиг в существенной мере вызывается аномалиями именно под эпицентральной зоной. Конкретный характер этих аномалий, т. е. скоростных неоднородностей, может, впрочем, и отличаться от предложенного Дейвисом и Маккензи, хотя малый сдвиг для вулканической зоны укладывается в их гипотезу.

Систематические ошибки местной сети для Камчатки

	Средняя	Среднеквадратичная	Полная
Δh , км	до 10	10—20	23
$\Delta \lambda$, км	—	6	6
$\Delta \varphi$, км	—	12	12

Здесь учтены данные сравнений Г и Т, а также ГГ и ГД.

Оценки классов точности для данных Т (классы а, б, в «точности» 5—15 км) представляются несколько заниженными, ибо они не учитывают возможности изменения среднего годографа, а также известной произвольности взвешивания станций. Они основаны на расхождении в координатах, полученных по разностям $t_S - t_P$ и $t_P - t_0$ и, по сути дела, являются оценкой сходимости метода. Впрочем, большего и нельзя требовать от оценок, полученных вручную графическим методом.

Заметим, что систематические ошибки мало отражаются на взаимном расположении гипоцентров, и оно может быть известно с большей точностью при использовании стандартного набора станций. Так, среднеквадратическое отклонение от центра роя в п. 8, связанное с реальными различиями координат и случайными ошибками, около 5 км. Эта величина, как и следовало ожидать, вполне сопоставима с «классами точности».

В целом точность данных местной сети на Камчатке заметно лучше, чем глобальной (ср. п. 2 и 3). Особенно низка точность данных Оперативного бюллетеня ЕССН (см. п. 8 и рис. 3). Заметим, что приведенные в этом пункте оценки могут быть заниженными из-за специфики нашего подхода.

Улучшение точности глобальной сети может быть достигнуто при использовании станционных поправок для компенсации систематической ошибки и фиксации t_0 по данным о фазе S для снижения случайной ошиб-

ки. Среднеквадратическое уклонение оценок t_0 по данным глобальной сети с использованием только фаз P — около трех секунд — чрезвычайно велико и является весьма существенным источником ошибок, особенно в глубине.

3. Относительно менее надежные данные по району Курильских островов дают для систематической ошибки оценки:

	Средняя	Полная
Δh , км	20	35
$\Delta \lambda$, км	5	11
$\Delta \varphi$, км	7	26

Данные Г, использующие лучшее окружение эпицентра, вероятно, несколько точнее данных С (см. п. 4).

4. Средние оценки σ_R для Камчатки составляют 0,8, а для Сахалина 1,2 с. Эти данные дают нижнюю оценку среднего уклонения t_0 от принятого годографа. Это уклонение, по нашему мнению, связано с горизонтальными неоднородностями среды, а не с «плохим» средним годографом. Устойчивые большие уклонения разного знака для разных станций Дальнего Востока показаны на рис. 5. Скорость выше средней для принятого годографа Джеффриса-Буллена наблюдается на трассах вдоль сейсмической зоны и ниже средней — в направлении на Сахалин. Подробный анализ для Усть-Камчатского роя также не показывает аномалий в среднем годографе. В этом случае максимальное опережение наблюдается вдоль сейсмической зоны (к ст. Шипунский).

Заметим, что при «плохом» наборе станций (большой степени вырождения матрицы $A'A$) систематическая ошибка будет возникать и для однородной Земли при ошибках в среднем годографе. Однако в нашем случае эффект неоднородностей среды (или, что то же самое, станционных аномалий) существеннее.

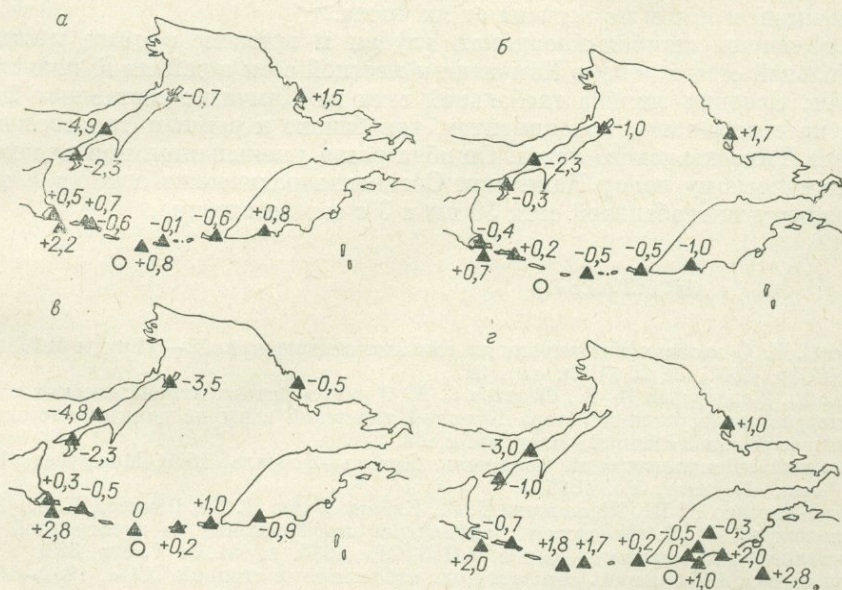


Рис. 5. Невязки (с) (годограф минус наблюдаемое) на дальневосточных станциях СССР для землетрясений:

а — 1 апреля 1967 г., 7 ч 48 мин 27 с, $\lambda = 152^{\circ} 04'$, $\varphi = 45^{\circ} 26'$, $h = 15$ км; б — 30 августа 1967 г., 13 ч 33 мин 27 с, $\lambda = 151^{\circ} 32'$, $\varphi = 45^{\circ} 24'$, $h = 60$ км; в — 16 апреля 1967 г., 10 ч 10 мин 10 с, $\lambda = 153^{\circ} 09'$, $\varphi = 46^{\circ} 36'$, $h = 60$ км; г — 13 апреля 1967 г., 18 ч 40 мин 16 с, $\lambda = 157^{\circ} 40'$, $\varphi = 51^{\circ} 56'$, $h = 15$ км. Треугольниками обозначены сейсмические станции, кружком — эпицентр, найденный программой «Гипоцентр». Время в очаге фиксировано.

5. Величины σ_R для сетей станций разного масштаба одного порядка (0,8 с — Камчатка, 1,2 с — Дальний Восток в целом, 0,7—1,5 с — Земля в целом). Хотя это и нижние оценки порядка величины ϵ_j^1 , но, видимо, та же тенденция верна и для средних значений. Этот результат противоречит общему выводу теории распространения волн в среде со случайными неоднородностями, по которой σ^2 должно быть примерно пропорционально времени пробега. Это несоответствие, по-видимому, связано с резким уменьшением степени скоростной неоднородности Земли с глубиной.

Вопрос о способах улучшения системы наблюдений для района Камчатки в настоящей работе имеет смысл обсуждать только для землетрясений, которые вообще записываются на телесеismicических расстояниях. В этом случае данные местной сети можно несколько улучшить главным образом для периферии сети станций. Можно улучшить окружение эпицентра станциями. При этом нужно заранее рассчитать поправки для некоторого набора станций от землетрясений внутри периметра камчатской сети станций, а затем в расчете на то, что горизонтальные вариации поправок в пределах сейсмической зоны невелики, использовать их для определения координат на периферии зоны. Другая возможность — использовать фазы pP и sP для уточнения глубины. Такое уточнение также существенно на периферии сети.

ВЫВОДЫ

1. Показано, что основную роль в ошибках координат играет систематическая компонента ошибки — факт, который может маскироваться ее зависимостью от координат и набора станций. Это следует из такого же соотношения для отклонения времен пробега от среднего годографа. При этом размер области ошибки определяется характером расположения сети станций и почти не зависит от их числа.

2. Оценены ошибки координат, глубин и времени в очаге местной и глобальной сети в районе Камчатки и местной сети в районе Курильских островов. Средняя ошибка глобальной сети на Камчатке составляет 20—25 км на северо-запад по эпицентру, что близко к данным для соседних участков Тихоокеанского пояса. Ошибка резко уменьшается при переходе к вулканическому поясу Камчатки. Среднеквадратические ошибки h и t_0 составляют для глобальной сети 30 км и 3 с соответственно.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев С. С. О методах интерпретации близких землетрясений. — «Труды ИФЗ АН СССР», 1962, № 25 (192), стр. 227.
- Гусев А. А., Кондорская Н. В., Федотов С. А. О расхождениях кинематических параметров землетрясений севера Курило-Камчатской зоны по данным местной и мировой сетей станций. Наст. сб. с. 63.
- Оперативный сейсмологический бюллетень. Январь—февраль, 1969, Междувед. Геофиз. Комитет, М., 1969.
- Пятацкий-Шапиро И. П., Желанкина Т. С., Кейлис-Борок В. И., Павлова Л. Г., Резниковский П. Т. «Определение эпицентров землетрясений на электронной вычислительной машине». — «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 7, стр. 323.
- Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР, 1962—1965, М., Изд-во АН СССР, 1964—1969.
- Сейсмологический бюллетень Дальнего Востока. Ротапринт СахКНИИ, Новоалександровск, 1967—1968.
- Ризниченко Ю. В. Методы массового определения координат очагов близких землетрясений и скоростей сейсмических волн в области расположения очагов. — «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1963, № 6.
- Худсон Д. Статистика для физиков. М. «Мир», 1967.
- Bull. of Internat. Seismol. Centre, Vol. 1, № 13 (Nov 64), Edinburgh, 1968.

- Davies D. and MacKenzie D. P.** Seismic travel times and plates.—«J. Roy. Astr. Soc.», 1969, vol. 18, № 1, p. 51—63.
- Douglas A.** Joint epicenter determination.— «Nature», 1967, vol. 215, p. 47—48.
- Douglas A., Lilwall R. C.** Does epicenter bias exist?—«Nature», 1968, vol. 220, № 5166.
- Evernden J. F.** Precision of epicenters obtained by small numbers of world—wide stations.—«Bull. Seism. Soc. Amer.», 1969, vol. 59, № 3.
- Freedman H. W.** Seismological measurement and measurement error.— «Bull. Seismol. Soc. Amer.», 1969, vol. 59, № 4.
- Herrin E., Tucker W., Taggart J. N., Gordon D. W., Lobdell J. L.** Estimation of surface-focus P travel times.— «Bull. Seismol. Soc. Amer.», 1969, vol. 59, № 4, p. 1273—1292.
- Kishito M.** Precision and accuracy of hypocenters and origin times of earthquakes in and near Japanese Islands. 1. The case of the earthquake of Tokachi-oki and its aftershocks.—«J. Seismol. Soc. Japan.», 1969, vol. 22, № 3, p. 219—234.
- Preliminary Determinations of epicenters, EDR, USCGS, Washington-Rockville, 1964—1969.**

Часть II

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ НА КАМЧАТКЕ

И. А. Ершов

ОБ ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ДЛЯ Г. ПЕТРОПАВЛОВСКА-КАМЧАТСКОГО

В 1961—1964 гг. в Петропавловске-Камчатском был проведен большой комплекс работ по оценке сейсмической опасности для отдельных зон территории города (Горячев и др., 1963; Ершов и др., 1965). В комплекс входило изучение исторических сведений по макросейсмике; изучение сеймотектоники территории города и прилегающих районов; регистрация землетрясений региональными станциями на территории Камчатки для уточнения очаговых зон и сейсмической активности; регистрация землетрясений временными станциями на территории города для определения параметров возможного сильного землетрясения и учета влияния грунтовых условий; исследования с помощью различных косвенных приемов влияния грунтовых условий на сильные землетрясения.

В результате этих работ, а также более поздних исследований была установлена исходная балльность для Петропавловска-Камчатского, равная 9 баллам, и построена карта-схема сейсмического микрорайонирования территории города с разбивкой на зоны, различающиеся как по интенсивности землетрясения, так и по спектру действия.

После проведения основного этапа работ по сейсмическому микрорайонированию территории города были получены некоторые дополнительные данные, представляющие интерес для оценки сейсмической опасности территории города, кривая затухания с расстоянием интенсивности землетрясений для территории Камчатки; некоторые количественные параметры колебаний во время возможного разрушительного землетрясения на территории Петропавловска-Камчатского; исследование частотной избирательности грунтов на территории города и оценка эффективности отдельных приемов, использованных при определении изменения интенсивности на различных грунтах. Все эти вопросы будут рассмотрены ниже. Сейчас же следует подчеркнуть, что новые материалы только уточняют и дополняют полученные ранее результаты, не меняя основных выводов. Исследование сейсмичности проведено силами Тихоокеанской сейсмической экспедиции Института физики Земли АН СССР. Количественные параметры колебаний грунтов от возможного разрушительного землетрясения рассчитаны В. В. Штейнбергом.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ИСХОДНЫЙ БАЛЛ

На основании данных о сейсмичности Камчатки можно заключить, что большинство землетрясений приурочено к Тихоокеанской фокальной зоне. Анализ макросейсмических сведений и всех имеющихся инструментальных данных показывает, что в Тихоокеанской фокальной зоне на расстоянии 60—100 км от Петропавловска возможны землетрясения

с $M=8,25$, при которых в Петропавловске вполне возможны сотрясения силой 9 баллов.

Анализ макросейсмических и инструментальных данных дает основание считать, что повторяемость 9-балльных землетрясений в Петропавловске составляет от 100 до 500 лет. Таким образом, в Петропавловске возможно сотрясение силой 9 баллов на средних грунтах от землетрясения с $M \leq 8,25$; $\Delta \leq 90$ км и $H \approx 20-60$ км со средней повторяемостью 300 лет. Нормативной для землетрясений с интенсивностью в 9 баллов является величина повторяемости, равная 1200 лет. (При такой и более частой повторяемости землетрясений силой 9 баллов местность относится к девятибалльной зоне.) Следует также отметить, что в 1969 г. 9 баллов для Петропавловска утверждены Госстроем СССР в качестве норматива (Строительные нормы и правила, 1970). Исходный балл отнесен к «средним» грунтам, потому что исторически большинство построек располагалось в первую очередь на «средних» грунтах (ул. Ленинская, Советская, Ленинградская), и поэтому макросейсмические сведения относятся к «средним» грунтовым условиям, т. е. к грунтам II категории, согласно строительным нормам и правилам (1970).

В качестве вызывающих максимальные сотрясения в городе мы будем рассматривать землетрясения с $M=8,25$ при $\Delta \leq 90$ км.

ПАРАМЕТРЫ РАЗРУШИТЕЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Количественные параметры разрушительного землетрясения можно получить: 1) по сейсмограммам реальных сильных землетрясений, если такие имеются; 2) экстраполяцией данных, полученных при землетрясениях слабых и средней силы, в область сильных движений; 3) используя записи, полученные в другом регионе. Для Петропавловска-Камчатского использован метод экстраполяции с последующей оценкой реальности найденных параметров сопоставлением с параметрами, полученными по сейсмограммам сильных движений за рубежом.

Чтобы найти величину возможной максимальной скорости колебаний на скале, проанализировано 26 сильнейших землетрясений, зарегистрированных в Петропавловске-Камчатском в 1961—1964 гг., с эпицентрными расстояниями от 90 до 320 км (с магнитудой от 3,6 до 6,3). Была найдена зависимость между максимальной скоростью колебаний и энергией очага землетрясения для фиксированного расстояния (Штейнберг, Федотов, наст. сб.). При предположении, что найденную связь между скоростью и энергией можно экстраполировать в область землетрясений с $M > 6,3$, было получено, что при землетрясении с $M=8,25$ ($\Delta=90$ км, $h=30$ км) скорость колебаний скального грунта на склоне сопки Петровской достигает 30 см/с. Следует заметить, что полученную величину максимальной скорости рационально считать верхним пределом возможных значений скорости на поверхности габбродиабазы.

Анализ большого числа спектров землетрясений с M от 3,6 до 6,3, зарегистрированных в Петропавловске-Камчатском на различных эпицентральных расстояниях, позволил установить, что сильно сглаженный амплитудно-частотный спектр колебаний может характеризоваться уровнем по ординате F_v , частотой максимума f_{\max} и крутизной крыльев спектра α (Штейнберг, 1967). Экстраполируя в область высоких энергий зависимости этих параметров от энергии, были найдены численные значения параметров спектра землетрясения с $M=8,25$ и $\Delta=90$ км. Частота максимума расчетного спектра составляет 0,8 Гц (Штейнберг, Федотов, наст. сб.).

Другой очень существенной особенностью наиболее сильных землетрясений, возможных в г. Петропавловске-Камчатском, является большая продолжительность колебаний. Опыт наблюдений за сильными землетрясениями мира показывает, что при землетрясении с $M=8,25$ и

$\Delta=90$ км длительность максимальных колебаний составляет 40—50 с. Для сравнения можно отметить, что длительность максимальных колебаний широко известных ташкентских землетрясений 1966 г. не превышала 10 с (Мирзоев и др., 1969).

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ

Сейсмическая характеристика грунтов содержит два параметра: частотная избирательность и возможная интенсивность при максимальном землетрясении. Для оценки сейсмических характеристик грунтов использовались записи местных и удаленных землетрясений на разных грунтах, инженерно-геологические данные, сейсмические жесткости по скоростям продольных и поперечных волн, сейсмограммы микроколебаний, записи ударов. Для качественной проверки полученных результатов были использованы макросейсмические данные о последствиях землетрясения 4 мая 1959 г.

В связи с тем, что территория Петропавловска-Камчатского характеризуется резко расчлененным рельефом, состав пород, их мощность и обводненность резко меняются по простиранию. Поэтому на территории города были выделены основные типы грунтовых условий и произведена оценка их сейсмических характеристик. Это позволяет более обоснованно использовать данные по инструментальным наблюдениям в отдельных точках.

Частотная избирательность грунтов. На первом этапе для определения частотных характеристик грунтов были использованы одновременные записи землетрясений на скальном грунте и на наносах. Частотная характеристика определялась как отношение спектров землетрясений с последующим усреднением всех характеристик по отдельным отношениям (Ершов и др., 1965). Таким образом, в пунктах регистрации были получены частотные характеристики грунтов, позволяющие выделить те преобладающие периоды, на которых можно ожидать увеличения амплитуд колебаний при землетрясении. Ограниченность в аппаратуре и сроках наблюдения не позволили охватить такими исследованиями все типы грунтовых условий. В последующие годы было найдено, что с помощью микроколебаний можно определить частотную избирательность грунтов. Разработанная методика определения преобладающих периодов микроколебаний, которые характеризуют частотную избирательность грунта, была использована в Петропавловске-Камчатском (Ершов, 1970). Следует отметить, что измерения микроколебаний в Петропавловске-Камчатском проводились в процессе отработки методики, и поэтому полученные значения $T_{пр}$ для некоторых пунктов желательно уточнить. Чтобы рационально использовать микроколебания для характеристики частотной избирательности грунтов на территории города, было проведено сопоставление преобладающих периодов микроколебаний с частотными характеристиками грунтов, полученных в пунктах регистрации землетрясений. Из рис. 1, где сведены вместе частотные характеристики грунтов и преобразованные кривые повторяемости периодов микроколебаний с выделенными преобладающими периодами, видно, что согласие результатов хорошее. Для пункта V регистрации землетрясений не приводится преобразованная кривая повторяемости периодов, так как вблизи этого пункта не записывались микроколебания.

Преобладающие периоды микроколебаний были определены для большого числа пунктов на территории города. При определении преобладающих периодов микроколебаний весь рассматриваемый диапазон периодов от 0,09 до 1,0 с был разделен на равномерные в логарифмическом масштабе интервалы периодов. Середине каждого интервала соответствует

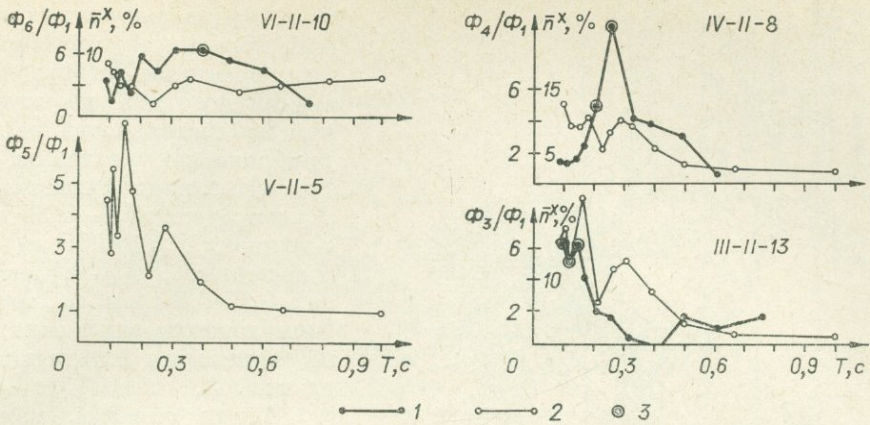


Рис. 1. Частотные характеристики грунтов, полученные по отношениям спектров землетрясений (Φ_i/Φ_1), и преобразованные кривые повторяемости периодов микроколебаний $\bar{n}^x, \%$.

1 — частотная характеристика грунта; 2 — преобразованная кривая повторяемости микроколебаний; 3 — преобладающие периоды микроколебаний. VI-II-10 — номер пункта регистрации и тип грунта (см. рис. 3).

узловой период (T_i). Между собой узловые периоды различаются на 20% и имеют значения от 0,1 до 0,93 с. Преобладающие периоды, выделяемые с помощью микроколебаний, представляются как в виде узкого интервала периодов, соответствующего одному узловому периоду, так и в виде более широкого, соответствующего нескольким узловым периодам. Для наглядности полученные значения преобладающих периодов нанесены на график для каждого типа грунтовых условий (рис. 2, таблица). Черточками выделены обобщенные диапазоны периодов, в пределах которых для данных грунтов можно ожидать увеличения амплитуд колебаний. Встречающиеся несоответствия значений преобладающих периодов в отдельных пунктах и обобщенных значений периодов для данного типа грунтов можно объяснить рядом причин. Наиболее вероятные из них две: 1) неправильное отнесение этого пункта к данному типу грунтов; 2) ненадежное определение $T_{пр}$ из-за недостаточного количества опытов.

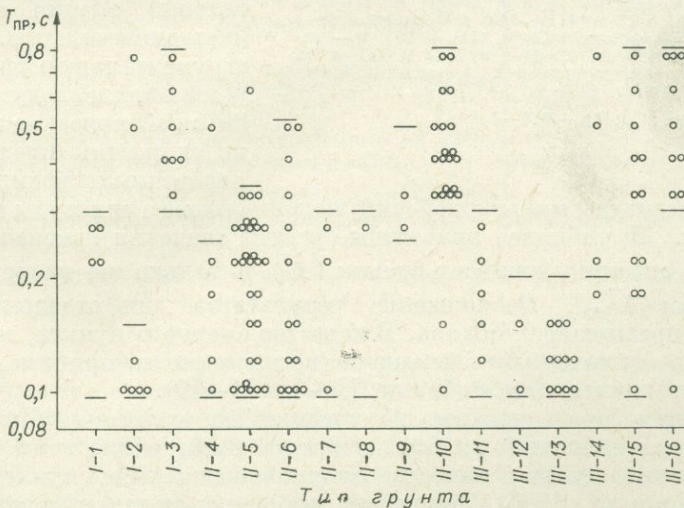


Рис. 2. Распределение преобладающих периодов микроколебаний для различных грунтовых условий. Черточками выделены диапазоны периодов, характеризующих частотную избирательность данного типа грунтов.

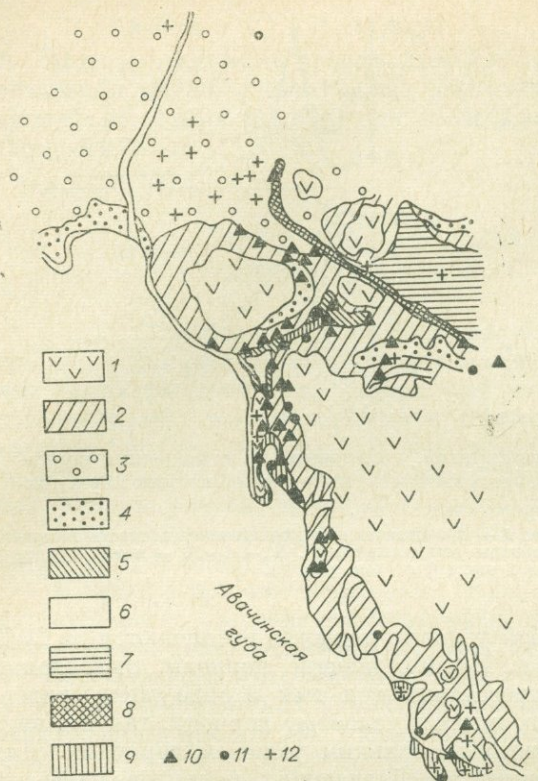


Рис. 3. Инженерно-геологические зоны территории города и распределение преобладающих периодов.

1 — скальные грунты (I — 1, 2, 3; II — 4); 2 — элювиально-дельтавные каменные супеси, суглинки; H до 10 м, (II — 5, 6); 3 — пирокластические аккумуляции; $H=50-200$ м, (II—10); 4 — высокие террасы с песком, гравием, галечником, $H \geq 30$ м, (II—7,9); 5 — дельтавные щебенистые супеси, суглинки с грунтовой водой; $h \leq 3$ м, (III—13); 6 — днища рек, ручьев, пляжи с гравелистыми и илистыми песками (III—16); $h \leq 2$ м; 7 — заболоченные и торфянистые грунты поймы и террасы р. Кирпичной; $h \leq 3$ м, (III—14); 8 — заболоченное дно руч. Совхозного, $h \leq 2$ м, (III — 16); 9 — насыпные и намывные, $H=3-5$ м; $h \leq 2$ м (III — 15, 16); 10—12 — диапазон периодов, в котором лежит $T_{пр}$ данного пункта; 10 — 0,1 — 0,35 с; 11 — 0,1 — 0,8 с; 12 — 0,3—0,8 с.

максимальные амплитуды микроколебаний; максимальные амплитуды и периоды при ударах. В таблице приведены средние значения изменения интенсивности по совокупности всех оценок ($\Delta \bar{I}$) и только по инструментальным оценкам ($\Delta \bar{I}_{ин}$). Расхождение результатов для отдельных типов грунтов не превышает 0,4 балла. В качестве опорного пункта, по отношению к которому находилось изменение интенсивности, принимался пункт на «средних» грунтах (см. таблицу, II—5 и II—10).

Изменения интенсивности, полученные по отношениям максимальных амплитуд смещений слабых землетрясений, рассмотрим отдельно, так как в этом случае в качестве опорной был выбран пункт на скале (п. I) (Ершов и др., 1965). Изменение отношения амплитуд в зависимости от эпицентрального расстояния (рис. 5) достаточно уверенно наблюдается только в п. III с «жестким» по частотной избирательности грунтом. Отношение амплитуд в этом пункте увеличивается с уменьшением эпицент-

Анализ полученных данных показывает, что грунты на территории Петропавловска-Камчатского по частотной избирательности можно приближенно разделить на три категории: 1) «жесткие», $T_{пр}$ в пределах 0,1—0,35 с; 2) «мягкие», $T_{пр} \geq 0,35$ с; 3) «смешанные», $T_{пр}$ в пределах 0,1—0,8 с (см. таблицу). Расположение этих величин на территории города видно из рис. 3.

Таким образом, можно ожидать, что в Петропавловске-Камчатском для «мягких» грунтов спектр максимальных колебаний ожидаемого сильного землетрясения с $M \leq 8,25$ мало изменится, а для «жестких» и «смешанных» грунтов возможно некоторое поднятие короткопериодной части спектра, т. е. для «жестких» и «смешанных» грунтов следует ожидать увеличения коротких периодов в воздействиях на сооружения.

Зависимость интенсивности от грунтовых условий. Для каждого типа грунтовых условий были рассмотрены как инженерно-геологические, так и инструментальные оценки изменения интенсивности (рис. 4). В инструментальную группу оценок входили следующие приемы: сейсмические жесткости по скоростям продольных и поперечных волн; макси-

Категория грунта	Геологическая характеристика	Спектральная характеристика T, c	Число всех определений $(N) \overline{\Delta I}$	По всем данным $\overline{\Delta I}$, баллы	По инструментальным данным $\overline{\Delta I}_{ин}$, баллы
I-1	Скальные грунты: андезиты, диабазы, метаморфизованные сланцы, песчано-глинистые сланцы, песчаники, конгломераты, монотонно-трещиноватые (склоны с крутизной от 5% и более, подножия сопок) с выходом на поверхность или покровом мощностью $H < 5$ м	0,1-0,3	4	-1,0	-1,1
I-2	Скальные грунты трещиноватые, $H < 5$ м, $h \geq 5$ м (склоны от 5 до 12% крутизны, подножия сопок)	0,1-0,15	15	-0,8	-0,9
I-3	Скальные грунты, трещиноватые, $H < 5$ м, $h \geq 5$ м (вершины)	0,3-0,8	6	-0,1	+0,1
II-4	Скальные грунты трещиноватые, обводненные, $H \leq 5$ м, $h < 5$ м	0,1-0,25	4	-0,6	-0,2
II-5	Грубообломочный материал: гравий, галька, валуны с щебнем и дресвой (склоны сопок крутизной от 5 до 12%, подножия сопок, слабо всхолмленная равнина пролювиального шлефа), $H = 5-50$ м, $h \geq 5$ м	0,1-0,35	44	0	0
II-6	Супеси, суглинки, гравелисто-щебенистый материал с супесчаным и суглинистым заполнителем, $H = 5-30$ м, $h > 5$ м	0,1-0,5	23	0	-0,1
II-7	Пески андезитовые, $H = 5-50$ м, $h > 5$ м	0,1-0,3	3	+0,1	+0,3
II-8	Пирокластические материалы: пепел, пески с обломками лав, туфов, $H = 5-30$ м, $h > 5$ м	0,1-0,3	5	+0,4	+0,5
II-9	Пески андезитовые, $H = 50-100$ м, $h > 5$ м	0,25-0,5	5	+0,1	+0,2
II-10	Пирокластика, $H = 30-300$ м, $h > 5$ м	0,3-0,8	37	0	0
II-11	Насыпные грунты: камень, пески с гравием и галькой, плотные, $h > 5$ м	0,1-0,3	5	+0,7	+0,5
III-12	Грубообломочные, водонасыщенные, $H = 5-30$ м, $h \leq 3$ м	0,1-0,2	2	+0,8	+0,6
III-13	Влажные супеси, суглинки, $H = 5-30$ м, $h \leq 5$ м	0,1-0,2	23	+1,0	+1,0
III-14	Участки древних торфяников, переслоенных суглинками	$\geq 0,2$	4	+0,8	+0,5
III-15	Насыпные грунты, водонасыщенные на песчано-галечных морских пляжах, $h = 5$ м	0,1-0,8	10	+1,0	+0,9
III-16	Намывные и илистые грунты на песчано-галечных наносах, обводненные, $h \leq 5$ м	0,3-0,8	15	+0,9	+0,8

Примечание. H — мощность грунтов, h — глубина залегания грунтовых вод.

рального расстояния. На рис. 5 выделены также средние значения отношений и указаны границы доверительных интервалов с доверительной вероятностью 80%. Из рассмотрения полученных результатов следует, что при использовании отношений амплитуд слабых землетрясений для прогнозирования подобных отношений при сильных землетрясениях необходим хотя бы грубый анализ возможного влияния частотных характеристик грунта на спектр сильного землетрясения и отсюда отбор таких слабых землетрясений, которые позволяют получить более достоверный результат.

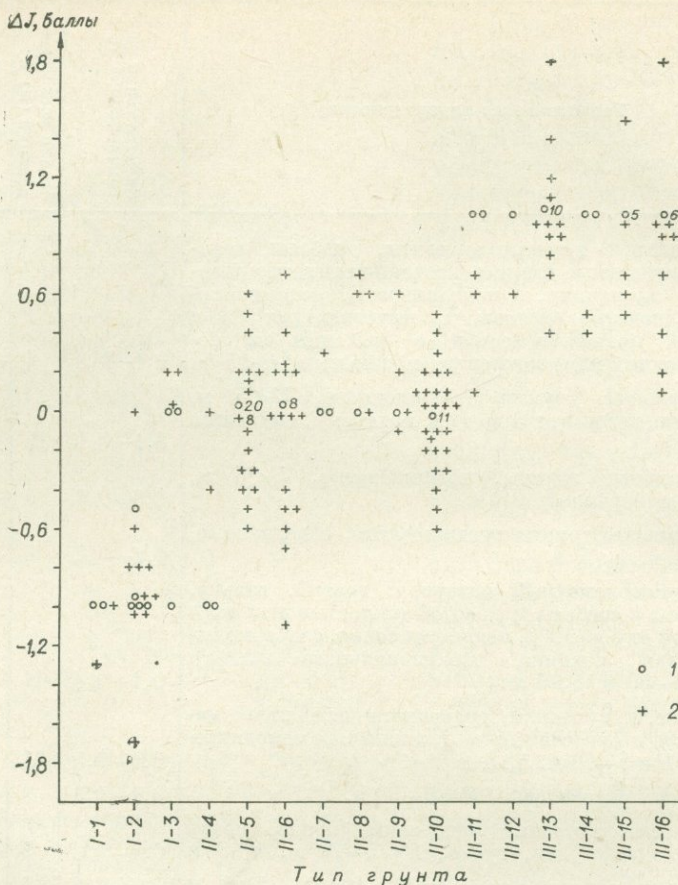


Рис. 4. Распределения изменений интенсивности, полученных по инженерно-геологической оценке и по инструментальным данным для различных типов грунтовых условий. 1 — инженерно-геологическая оценка; 2 — инструментальная оценка; цифрами показано число значений ΔI , превышающее 4.

Если принять, что изменение амплитуды в 2 раза увеличивает интенсивность на 1 балл, то, судя по рис. 5, для типов грунтов II—5 (п. V) и II—10 (п. VI) ΔI равно +0,6 балла и +1,4 балла соответственно, а для II—8 (п. IV) и III—13 (п. III) ΔI равно +1,9 балла и +1,9 балла соответственно. В целом согласие с результатами, приведенными в таблице, существует («средние» грунты отличаются от скального примерно на 1 балл и «плохие» от скального на 2 балла). Различие для типа грунтов II—8 требует специальных исследований для выяснения причин расхождений в оценках приращения балльности. Согласно строительным нормам и правилам (1970), скальные грунты—это грунты I категории, «средние»—II и «плохие» — III категории.

Для проверки полученных результатов были использованы также имеющиеся сведения о последствиях землетрясения 4 мая 1959 г. в Петропавловске-Камчатском (Тищенко, 1960; Быховский и др., 1961; Горячев и др., 1963). Согласно этим данным, в Петропавловске можно выделить несколько участков «плохих» и «средних» грунтов, различающихся между собой на 1 балл. Плохие: $\Delta I = +1$ балл — район Больничного городка (грунты III—13), район ЖБФ и СРВ (грунты III—16), район порта (грунты III—15); средние: $\Delta I = 0$ — район улиц Ленинской, Советской, Крупской (грунты II—5).

Из сопоставления макросейсмических данных с данными таблицы видно, что эти оценки хорошо согласуются с прогнозируемыми оценками изменения интенсивности сильного землетрясения для исследованных типов грунтов, полученными другими методами.

В связи с тем, что в каждую оценку среднего значения изменения интенсивности ($\bar{\Delta I}$) входит от 3 до 44 единичных оценок (ΔI_i), средние значения используются для определения эффективности отдельных приемов, применяющихся при проведении сейсмического микрорайонирования в Петропавловске-Камчатском.

Для каждого приема определяется число значений ΔI_i , вышедших за пределы интервала, равного $\pm 0,5$ балла от среднего значения $\bar{\Delta I}$ для данного типа грунтов. Эффективность определяется отношением числа вышедших за границы интервала точек к общему числу точек. Таким образом, чем меньше процент выскочивших точек, тем больше эффективность приема. Высокая (0—12%) эффективность получается при инженерно-геологической оценке и оценке по сейсмическим жесткостям по продольным и поперечным волнам. Несколько худшая эффективность (около 20% выскочивших точек) получается для микроколебаний (оценка по максимальным амплитудам). Еще меньшая эффективность (около 40%) получается при использовании максимальной амплитуды и периода колебаний, возбужденных сбрасываемым на определенном расстоянии грузом.

Такое сопоставление приемов проводится впервые и не позволяет пока ответить на вопрос, какие из использованных приемов являются более достоверными и какой набор из этих приемов следует составить, чтобы получить наиболее экономичную и достаточно надежную методику сейсмического микрорайонирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определение возможных параметров разрушительного землетрясения и уточнение частотной избирательности грунтов расширяют наши знания о возможном характере воздействия такого землетрясения. Если спектр возможного сильного землетрясения будет иметь максимум на периоде около 1,2 с, можно рассчитать, при какой мощности наносов можно ожидать резонансного увеличения колебаний в волне S . Для поперечной

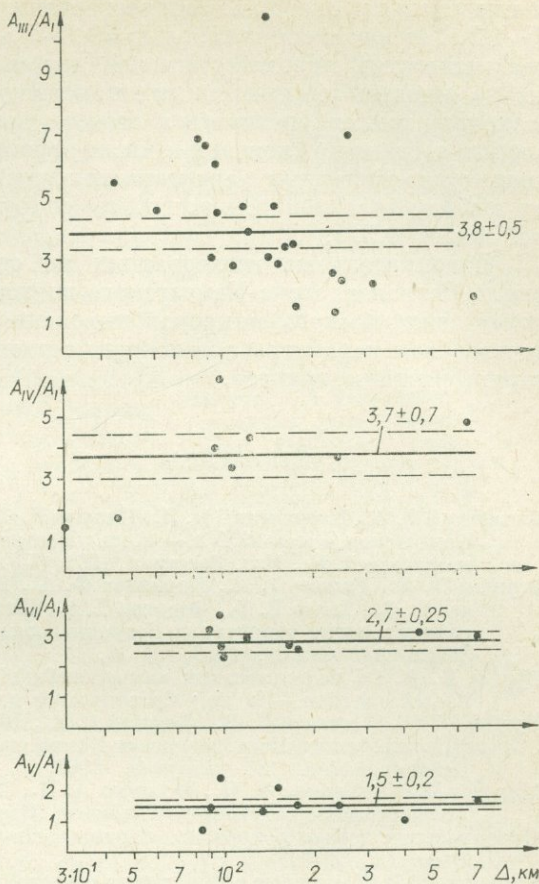


Рис. 5. График зависимости отношений максимальных амплитуд землетрясений для отдельных пунктов A_i к опорному на скале A_1 (п. I) от эпицентрального расстояния Δ .

волны средняя скорость распространения $V_s=1000-2000$ м/с, период $T\sim 1,2$ с, отсюда толщина слоя $H=0,25 \cdot V_s \cdot T \approx 300 \div 600$ м. Следовательно, при мощностях пирокластики или других осадочных пород более 300 м можно ожидать увеличения длиннопериодных колебаний. Вопрос о том, насколько может увеличиться степень воздействия при совпадении периодов, достаточно сложен и зависит от ряда конкретных условий. Анализ амплитудно-частотных характеристик грунтов поможет более правильно выбрать участки под застройку сооружениями с периодами колебаний более 0,5 с.

Дополнительные исследования по оценке сейсмической опасности для г. Петропавловска-Камчатского подтвердили полученную нами ранее схему сейсмического микрорайонирования и позволили уточнить такие данные, как параметры возможного сильного землетрясения и частотные характеристики грунтов.

ЛИТЕРАТУРА

- Быховский В. А., Корчинский И. Л., Павлык В. С. Землетрясение в г. Петропавловске-Камчатском 4 мая 1959 г.— В кн.: Исследования по сейсмостойкости зданий и сооружений. М., Изд. Госстроя, 1961, (Тр. ЦНИИСК, вып. 6).
- Горячев А. В., Ершов И. А., Кириллов Ф. А., Кузин И. П., Лямзина Г. А., Медведев С. В., Попов В. В., Федотов С. А., Штейнберг В. В. О сейсмическом микрорайонировании территории Петропавловска-Камчатского.— «Тр. Ин-та физики Земли АН СССР», 1963, № 28.
- Ершов И. А. Об использовании микроколебаний для определения частотных особенностей грунтов.— В кн.: Сейсмическое движение грунта. М., «Наука», 1970.
- Ершов И. А., Медведев С. В., Федотов С. А., Штейнберг В. В. Сейсмическое микрорайонирование Петропавловска-Камчатского.— В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М., «Наука», 1965.
- Мирзоев В. М., Уломов В. И., Захарова А. И., Ибрагимов Р. Н. Сейсмическое микрорайонирование территории Ташкента. Изд-во «ФАН» АН УзССР, 1969.
- Строительные нормы и правила. Строительство в сейсмических районах. М., Изд. Госстроя, 1970.
- Тищенко В. Г. Некоторые соображения о периодах сейсмических сил, вызвавших разрушения в Петропавловске при землетрясении 4 мая 1959 г.— «Бюлл. Совета по сейсмологии», 1960, № 11.
- Федотов С. А., Шумилина Л. С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1971, № 9.
- Штейнберг В. В. Исследование спектров близких землетрясений для прогноза сейсмического воздействия.— В кн.: Колебания земляных плотин. М., «Наука», 1967.

В. В. Штейнберг, С. А. Федотов

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ КОЛЕБАНИЙ ПОЧВЫ В Г. ПЕТРОПАВЛОВСКЕ-КАМЧАТСКОМ ПРИ ВОЗМОЖНОМ СИЛЬНОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

Город Петропавловск-Камчатский, расположенный в пределах западной части Тихоокеанского сейсмического пояса, относится к зоне 9-балльных сотрясений на карте сейсмического районирования СССР (Горячев и др., 1968).

Анализ инструментальных и исторических данных, а также данных по сеймотектонике позволил сделать вывод о возможности возникновения в пределах Тихоокеанской фокальной зоны очага землетрясения с магнитудой 8,25, вероятной глубиной 20—60 км на расстоянии 90 км от города (Федотов, Шумилина, 1972 и наст. сб.).

На рис. 1 приведен график спадаания балльности I с эпицентральной дистанцией Δ , построенный С. А. Федотовым по данным землетрясений

Камчатки, Курильских островов и Японии. Как следует из этого графика, при землетрясении с $M=8,25$ область сотрясений силой 9 и более баллов простирается на 90 км от осевой линии очага (в пределах стандартных отклонений на 60—140 км). Сопоставление наблюдаемых и рассчитанных на ЭВМ периодов повторения сотрясений в Петропавловске дали для 9-балльных сотрясений период повторения в среднем 300 лет, для 8-балльных — 40 лет и для 7-балльных — 10 лет.

Не исключена и менее вероятная возможность возникновения землетрясений с $M=6-7$ (глубина $H=10-25$ км) внутри круга радиуса $\Delta \leq 30$ км с центром в средней части г. Петропавловска-Камчатского (Горячев и др., 1968).

Однако оценка повторяемости близких к городу землетрясений такой магнитуды пока затруднительна, и в качестве исходных, могущих вызвать в г. Петропавловске-Камчатском сотрясения максимальной интенсивности, рассматриваются землетрясения с $M=8,25$, очаги которых лежат в пределах фокальной зоны на глубине 20—60 км в 90 км от города. Расчет исходной сейсмичности для Петропавловска-Камчатского более подробно рассмотрен в статье С. А. Федотова и Л. С. Шумиловой (1971).

В 1961—1964 гг. силами Тихоокеанской сейсмической экспедиции Института физики Земли АН СССР было проведено сейсмическое микро-районирование территории г. Петропавловска-Камчатского. В результате этой работы была составлена карта территории, на которой были выделены зоны различной интенсивности сотрясений в баллах, дополненные спектрами действия землетрясений на сооружения (Ершов и др., 1965). Однако спектры действия были построены при некоторых произвольных допущениях о характере спектра сильнейшего землетрясения, потенциально возможного в районе г. Петропавловска-Камчатского. Расчет спектра скорости колебаний скального грунта был сделан В. В. Штейнбергом (1974). Был составлен вариант карты Петропавловска с различными спектрами скорости колебаний грунтов для разных участков города от потенциально возможного в данном районе сильнейшего землетрясения с $M=8,25$.

В последнее время С. А. Федотовым были получены более точные данные о сейсмичности района Петропавловска-Камчатского и построены амплитудные кривые затухания сейсмических волн с расстоянием.

В статье делается количественная оценка величины скорости колебаний от землетрясения с магнитудой $M=8,25$, с глубиной очага $H=20-60$ км на эпицентральной расстоянии 90 км. Уточняется возможный спектр сотрясений путем сравнения с данными других авторов. Конечный результат представлен в виде карты территории города, разбитой на ряд зон с различными спектрами колебаний, прокалиброванными в абсолютных значениях скоростей колебаний.

Следует отметить, что границы зон проведены схематично на основе довольно скудных геологических данных, имевшихся в распоряжении авторов. Количественные параметры сотрясений, полученные методами экстраполяции, нуждаются в подтверждении. Поэтому представленная схема не является точной картой сейсмической опасности г. Петропавловска-Камчатского.

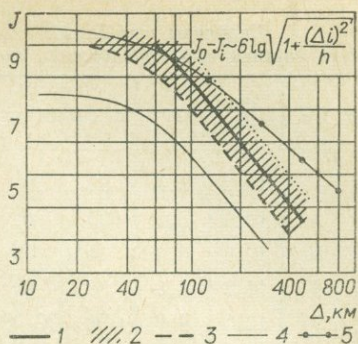


Рис. 1. Кривые спада балльности J с расстоянием для сильных землетрясений.

1 — для камчатских землетрясений с $M=8,25$ (Федотов, Шумилова, 1974); 2 — пределы стандартных отклонений для кривой 1; 3—4 — для камчатских землетрясений с $M=7,75-8,0$ и $M=7,25-7,5$ (Федотов, Шумилова, наст. сб.); 5 — для землетрясений с $M=8,25$ (Шебалин, 1961).

Скорости колебания скального грунта в Петропавловске-Камчатском при разных землетрясениях, пересчитанные к гипоцентральному расстоянию 90 км

№ п/п	$K_{S_{1,2}}^{\Phi 68}$	M	Δ , км	H , км	A , мк	T , с	A , мк/ T , с	$\frac{(A, \text{ мк/} T)}{T}$ привед	$V_{\text{привед}}$, мм/с	t , с
1	10,2	3,7	99	90	1,3	0,446	2,92	3,20	0,02	20,5
2	10,9	4,2	90	40	4,2	0,94	4,46	4,82	0,03	20,4
3	10,9	4,2	9,1	50	3,7	0,506	7,32	9,70	0,06	
4	11,8	4,8	98	60	12,5	0,53	23,6	39,1	0,246	13,6
5	12,0	4,9	98	70—90	13,0	0,62	20,9	32,8	0,206	4,2
6	12,8	5,5	96	30—50	70,5	0,57	123,7	164,3	1,04	14,3
7	11,7	4,7	101	40—60	11,5	0,48	24,0	38,5	0,243	
8	12,1	5,0	92	10—30	63,0	0,95	66,4	66,0	0,416	17,4
9	14,0	6,3	102	10—30	430	0,58	742	958	6,04	2,34
10	11,7	4,7	112	20—50	10,4	0,52	20	26,0	0,163	4,25
11	11,4	4,5	123	0—5	5,0	0,78	6,4	12,1	0,076	9,7
12	11,8	4,8	173	20	7,75	0,74	10,5	40,4	0,252	19,3
13	13,1	5,7	165	10	26,0	0,65	40,1	151,5	0,953	18,8
14	12,5	5,3	151	25	19,9	0,74	27,1	89,7	0,564	19,7
15	12,9	5,5	157	20—60	26,2	1,08	24,3	107,0	0,672	16,9
16	13,3	5,9	156	40	70	0,62	123	340	2,17	7,53
17	11,2	4,4	167	120	2,7	0,55	4,91	14,1	0,089	13,5
18	11,0	4,3	137	110	6,5	0,79	8,23	13,5	0,085	2,2
19	12,6	5,3	179	20	13,8	0,98	14,1	62,3	0,392	50,0
20	11,0	4,3	137	110	2,6	0,60	4,34	8,32	0,052	
21	11,7	4,7	45	105	30,2	0,52	58,1	40,4	0,254	1,6
22	12,2	5,1	235	30—50	5,5	0,40	13,75	130	0,817	15,3
23	12,3	5,1	238	30—40	12,1	0,73	16,6	167,0	1,05	5,2
24	12,8	5,5	252	0—100	15,0	0,81	18,5	233,0	1,425	20,6
25	13,1	5,7	265	10—60	10,0	0,83	12,0	166,0	1,04	30,5
26	13,6	6,0	324	10—20	10,7	0,55	19,5	329,0	2,043	

Оценка параметров колебаний от потенциально возможного сильнейшего землетрясения может быть проведена двумя путями: 1) по сейсмограммам реальных сильных землетрясений, если таковые имеются; 2) экстраполяцией данных, полученных при землетрясениях слабых и средней силы, в область сильных движений.

Из-за отсутствия достаточного числа инструментальных записей сильных движений на Камчатке был использован второй способ с последующим сравнением рассчитанных параметров с данными других авторов.

В таблице приведены данные анализа сейсмограмм сильнейших землетрясений, зарегистрированных в г. Петропавловске-Камчатском за период с 1961 по 1964 г. Регистрация производилась на поверхности скального габбро-диабазы. Очаги землетрясений расположены восточнее города в диапазоне гипоцентральных расстояний 90—320 км и глубин от 5 до 100 км.

При помощи амплитудных кривых затухания (рис. 2), построенных С. А. Федотовым (1972) и С. Л. Соловьевым (1967), величины $\frac{A_{\text{max}}}{T}$ приведены к гипоцентральному расстоянию $r=90$ км, для которого определяется значение скорости колебаний скального грунта от землетрясения с $M = 8,25$ ($K_{S_{1,2}}^{\Phi 68} \approx 17$).

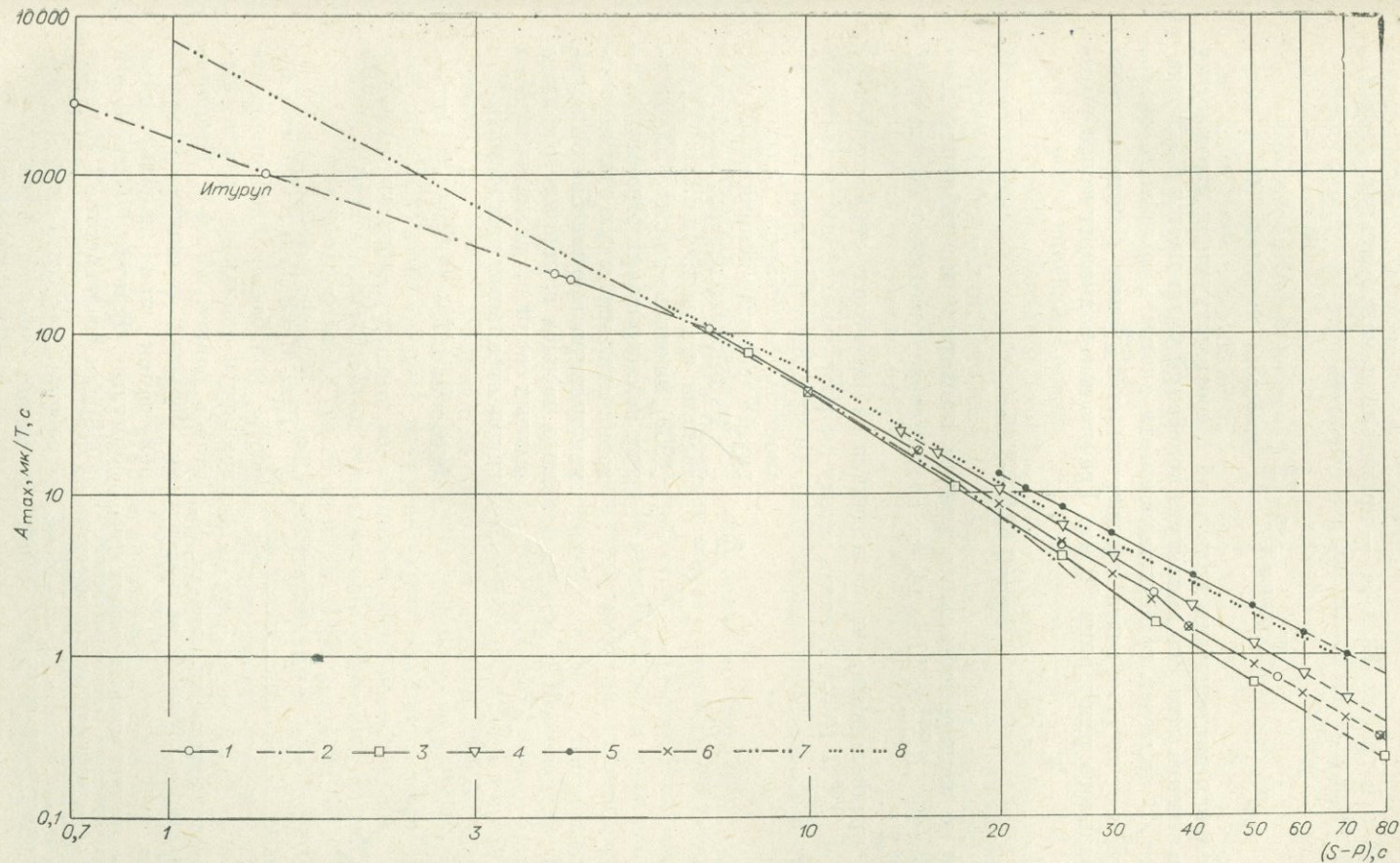


Рис. 2. Эмпирические зависимости скорости колебаний A_{\max}/T в волне S от $S-P$ и глубины очага H для камчатских землетрясений энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 11$ по записям сейсмографов с периодом собственных колебаний 1,2 с.

1—кривая для очагов с глубиной $0-60$ км, 2—участок кривой для $H=0-60$ км, построенный по южнокурильским данным, 3—кривая для очагов с $H=60-120$ км, 4—с $H=120-200$ км, 5—с $H>200$ км ($H \sim 260$ км), 6—точки опорной кривой номограммы для энергетической классификации землетрясений по шкале $K_{S1,2}^{\Phi 68}$, 7—кривая $K=11$ номограммы $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ для классификации южнокурильских землетрясений, 8—кривая $K=11$

номограммы С. Л. и О. Н. Соловьевых $K_{S0,7}^{\Phi 67}$ для классификации курильских землетрясений.

В графах 6, 7 и 8 таблицы приведены соответственно амплитуда смещения A , мк, период колебаний T и расчетное максимальное значение $\frac{A}{T}$.

В графе 9 даются величины $\frac{A}{T}$, приведенные к гипоцентральному расстоянию 90 км, а в графах 10 и 11 — приведенная максимальная скорость колебаний ($V_{\text{привед}}$), вычисленная по формуле

$$V_{\text{привед}} = 2\pi \left(\frac{A}{T} \right)_{\text{привед}},$$

и относительная длительность колебаний t , соответствующая промежутку времени, в течение которого амплитуда колебаний уменьшается в 3,3 раза.

На рис. 3 приведен график зависимости скорости колебаний скального грунта v от энергии очага землетрясения $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ для фиксированного гипоцентрального расстояния 90 км. График имеет аналитическое выражение

$$\lg v = 0,62K - 8,05 \quad (1)$$

и построен по экспериментальным данным, приведенным в таблице в диапазоне энергий $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ от 10 до 14, что соответствует диапазону магнитуд M от 3,6 до 6,2*.

Если предположить, что найденная в пределах энергетического диапазона ($K_{S1,2}^{\Phi 68} = 10 \div 14$) связь между скоростью колебаний и энергией имеет место в области больших энергий, то при землетрясении с $M = 8,25$ скорость колебаний скального грунта достигнет величины 30 см/с.

Рассмотрим теперь, насколько реальна эта величина. К. Kanai (1969), на основе анализа 507 местных землетрясений Японии, установил аналитическую зависимость между скоростью колебаний скального массива v , покрытого чехлом рыхлых осадков, магнитудой M и гипоцентральной расстоянием r

$$\lg v = 0,61M - \left(1,66 + \frac{3,6}{r} \right) \lg r - \left(0,631 + \frac{1,83}{r} \right). \quad (2)$$

При $M = 8,25$ и $r = 90$ км скорость колебаний свободной поверхности скального грунта оказалась равной 21 см/с. Несколько меньшая величина (14 см/с) получается при использовании формулы Esteva, Rosenblueth (1968) для землетрясений Мексики

$$E_s(v) = 16 \cdot e^M \cdot r^{-1,7}. \quad (3)$$

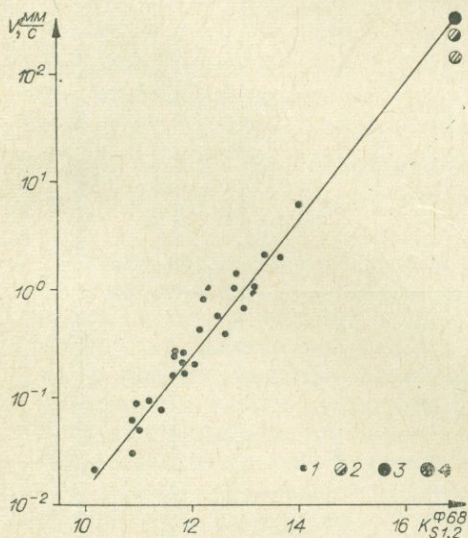


Рис. 3. График зависимости скорости колебаний скального грунта V от энергии очага землетрясения $K_{S1,2}^{\Phi 68}$:

1 — отдельные значения амплитуд скорости колебаний для землетрясений, зарегистрированных в 1961—1964 гг.; 2 — значение скорости, вычисленное по формуле Kanai (1969); 3 — расчетное значение скорости при $M = 8,25$, $\Delta = 90$ км, $H = 20-60$ км; 4 — значение скорости, определенное по формуле Esteva, Rosenblueth (1968).

* Использована формула $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 4,6 + 1,5 M_{\text{ЕССН}}$, предложенная С. А. Федотовым (1972) для камчатских землетрясений.

И, наконец, в работе (Jennings et al., 1969) величина скорости колебаний сухих галечников и аллювиальных отложений в зоне очага землетрясений с $M > 8,0$ принимается равной 60 см/с на периоде около 4 с.

Сопоставление приведенных выше значений скорости колебаний указывает на близость расчетной величины к величинам, полученным другими авторами для других районов (Шебалин, 1974).

Оценка вероятного спектра скорости колебаний скального грунта делается при предположении, что сильно сглаженный амплитудно-частотный спектр колебаний может быть охарактеризован уровнем максимума по ординате Φ , частотой максимума f_{\max} и крутизной крыльев спектра α . Указанные параметры спектра землетрясений 17 энергетического класса

были получены экстраполяцией зависимостей $\Phi = \varphi(K)$, $f_{\max} = \psi(K)$ и $\alpha = f(K)$ (Штейнберг, 1974). Расчетный спектр скорости колебаний скального грунта от землетрясения с $M = 8,25$ ($K_{S1,2}^{\Phi 68} = 17$) при $H = 30$ км и $\Delta = 90$ км приведен на рис. 4. Там же показан нормированный по величине основного максимума средний спектр группы землетрясений максимальной энергии ($K_{S1,2}^{\Phi 68} = 13 - 14$), зарегистрированных в г. Петропавловске-Камчатском с 1961 до 1964 г., спектры двух землетрясений Японии из книги «Strong...» (1960): $M = 6,0$, $\Delta = 40$ км, $H = 45$ км (рис. 4, 3); $M = 7,0$, $\Delta = 49$ км, $H = 70$ км (рис. 4, 4). Под индексом 5 показан спектр скорости колебаний грунта в эпицентральной зоне землетрясения с $M > 8,0$, предложенной в качестве стандартного для подобного рода условий (Jennings et al., 1969). Как следует из приведенных графиков, расчетный спектр обеднен высокочастотными колебаниями. Однако остальные показанные здесь спектры соответствуют землетрясениям меньшей магнитуды с меньшими гипоцентрными расстояниями. При расчетах экстраполяционным методом значение T_{\max} получилось близким к 1,2—1,3 с (Штейнберг, 1974). Используемая при регистрации местных землетрясений аппаратура воспроизводила длиннопериодные колебания ($T > 1,5$ с) с амплитудными и фазовыми искажениями, затрудняющими их точную интерпретацию (Ершов и др., 1965).

В то же время спектры скорости колебаний от сильных землетрясений, приведенные на рис. 4, открыты в сторону низких частот. На рис. 5 приведена гистограмма распределения периодов максимальных скоростей для некоторых землетрясений Калифорнии, построенная по данным, взятым из работы (Berg, Housner, 1961). Из рис. 5 видно, что периоды T максимальных скоростей

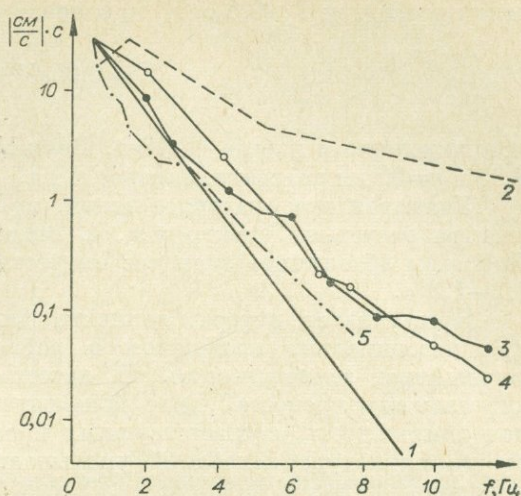


Рис. 4. Нормированные по ординате основного максимума спектры скорости колебаний. 1 — расчетный спектр при $M = 8,25$, $\Delta = 90$ км, $H = 30$ км; 2 — спектр группы землетрясений максимальной интенсивности ($K_{S1,2}^{\Phi 68} = 13 - 14$), зарегистрированных в 1961—1964 гг. в г. Петропавловске-Камчатском; 3 — спектр землетрясения Японии ($M = 6,0$, $\Delta = 40$ км и $H = 45$, км); 4 — спектр землетрясения Японии ($M = 7,0$, $\Delta = 49$ км и $H = 70$ км); 5 — спектр стандартной велосиграны, предложенной в работе (Jennings and oth., 1969).

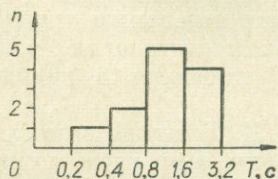


Рис. 5. Гистограмма распределения видимых периодов максимальных скоростей колебаний для некоторых землетрясений Калифорнии.

лежат в области $T > 0,8$ с. И, наконец, используя формулу

$$T = 0,05e^{0,2Mr^{0,3}}, \quad (4)$$

предложенную в работе (Esteva, Rosenblueth, 1968), получаем при $M = 8,25$ и $r = 90$ км значение, близкое к 1 с.

Учитывая все сказанное выше, принимаем в качестве исходного спектра расчетный спектр рис. 4, открытый в сторону низких частот. При этом абсолютное значение скорости 30 см/с соответствует периоду 1,2—1,3 с.

Представляет интерес величина длительности процесса колебаний при потенциально возможном в районе Петропавловска-Камчатского сильнейшем землетрясении. В качестве величины, характеризующей длительность процесса, часто используется так называемая относительная длительность, соответствующая промежутку времени, в течение которого амплитуда колебаний уменьшается в 3,3 раза, а энергия — на порядок.

В последней графе таблицы приведены цифры относительной длительности (t) процесса для камчатских землетрясений. Рассмотрение этих цифр не позволяет на основании приведенных цифр судить о зависимости t от энергии землетрясения. Можно только сделать вывод о наличии как коротких по длительности колебаний импульсного типа, так и растянутых во времени. Величины t для многих сильных землетрясений земного шара на эпицентральной дистанции 20—30 км и более составляют первые десятки секунд (Jennings et al., 1969).

Учитывая, что при землетрясении с $M = 8,25$ длина основного разрыва может достигать первых сотен километров при скорости распространения разрыва 2,5—3,5 км/с (Press et al., 1964), а также, что основной разрыв сопровождается серией опережающих разрывов, мы вправе ожидать, что полная длительность процесса колебаний при потенциально возможном сильнейшем землетрясении может составить минуты, а длительность интервала t десятки секунд. Это необходимо учитывать при проектировании сооружений.

Город Петропавловск-Камчатский расположен на территории с резко расчлененным рельефом. При этом мощность грунтов и их физико-механические свойства (сейсмическая жесткость ρv) меняются от участка к участку, а следовательно, меняются и частотные характеристики грунтов. Построение карты сотрясений с выделением множества участков с различными спектрами колебаний оказалось невозможным ввиду недостаточности геологических данных и отсутствия детальных сейсмических разрезов. Поэтому был выбран иной путь, состоящий в том, что все разнообразие грунтовых условий сводится к шести грунтовым типам (комплексам). В каждый комплекс попадают грунты, близкие по сейсмическим свойствам. Каждому грунтовому комплексу приписывается определенная частотная характеристика, представляющая собой огибающую всех возможных частотных характеристик, соответствующих отдельным грунтовым разрезам, которые по определенным признакам (литологии, мощности грунта и скорости распространения волн) попадают в данный комплекс грунтовых условий.

На ЭВМ по программе Л. И. Ратниковой и А. Л. Левшина вычислялись частотные характеристики для поперечных волн. При расчетах использовался матричный метод Томпсона-Хаскелла (Ратникова, Левшин, 1967). Методика расчета частотных характеристик подробно рассмотрена в работах Ратниковой, Левшина (1967), Штейнберга (1971).

На основе анализа геологических материалов были выделены следующие шесть грунтовых комплексов и построены их частотные характеристики (рис. 6.).

1. Монолитные и слабо-трещиноватые скальные породы типа андезитов, базальтов и сланцев со средней скоростью распространения поперечных волн (\bar{v}_S) в верхних 15–20 м разреза 1200 м/с и более.

2. Разрушенные с поверхности скальные породы типа габбро-диабазов, андезитов, сланцев и песчаников. $\bar{v}_S = 800$ –1200 м/с.

3. Мощные ($h > 200$ м) рыхлые пирокластические отложения и валунно-галечные отложения мощностью $h > 100$ м. $\bar{v}_S = 600$ –800 м/с.

4. Рыхлые пирокластические отложения мощностью от 70–80 до 200 м и валунно-галечные отложения мощностью от 15–20 до 100 м. $\bar{v}_S = 500$ –600 м/с.

5. Рыхлые пирокластические отложения мощностью от 10 до 70–80 м, иногда перемешанные с валунами и галькой изверженных пород. $\bar{v}_S = 400$ –500 м/с.

6. Очень рыхлые пирокластические отложения (супеси, суглинки, пески) и искусственные насыпные и намывные грунты мощностью от 4–5 до 25–30 м. $\bar{v}_S < 400$ м/с.

Частотные характеристики указанных грунтовых комплексов имеют верхний и нижний уровни. Верхний уровень в случае скальных пород (тип 1 и 2) соответствует трещиноватым или разрушенным с поверхности скальным породам с наименьшим значением скорости поперечных волн. Нижний уровень соответствует менее нарушенным и монолитным разновидностям этих пород с наибольшим значением \bar{v}_S . Для обломочных и рыхлых пород (типы 3–6) верхняя граница соответствует обводненным разновидностям (уровень грунтовых вод $l < 3$ м) с наименьшим значением 0,5 м; нижняя граница — сухим ($l > 5$ м) с наибольшей скоростью распространения поперечных волн \bar{v}_S . Уровень частотных характеристик определялся с учетом инструментальных данных, так как уровень расчетных характеристик, построенных без учета поглощения, выше наблюдавшегося в действительности. Спектры сотрясений от сильнейшего землетрясения с $M = 8,25$, возможного в данном районе, определялись для каждой из выделенных зон умножением расчетного спектра скорости колебаний скального грунта $S_1(f)$ на соответствующую частотную характеристику грунта $K_i(f)$

$$S_i(f) = S_1(f) \cdot K_i(f). \quad (5)$$

Следует заметить, что данный способ справедлив лишь при условии независимости частотной характеристики грунта от энергии землетрясения. В результате анализа частотных характеристик в диапазоне $K_{S1.2}^{0.68} = 10 \div 14$ такая зависимость не обнаружена. Однако отсутствие записей землетрясений большой интенсивности не позволяет сделать окончательное суждение по данному вопросу.

На рис. 7 приведены спектральные кривые, соответствующие верхним и нижним предельным значениям шести выделенных грунтовых комп-

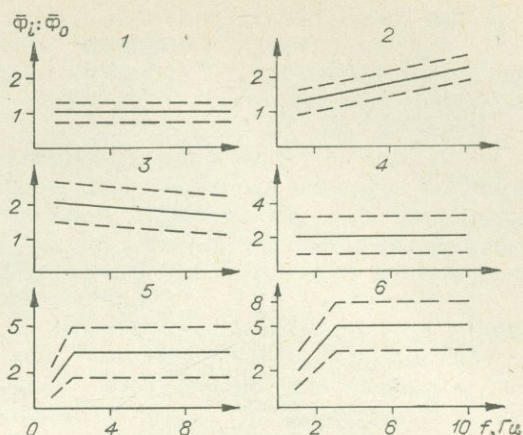


Рис. 6. Частотные характеристики шести грунтовых комплексов, выделенных на территории г. Петропавловска-Камчатского. Сплошной линией показаны средние значения, штриховыми — верхние и нижние границы, соответствующие возможным крайним значениям.

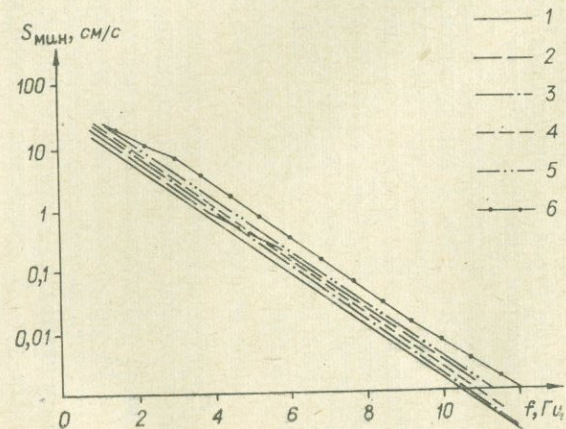
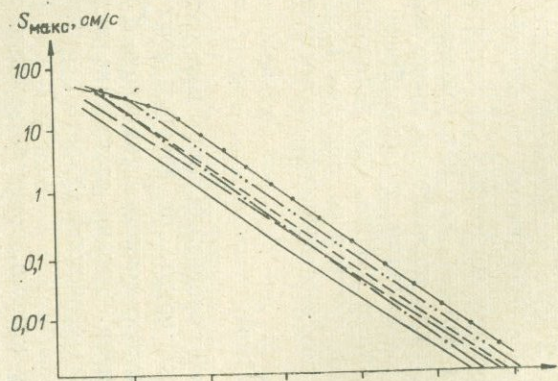
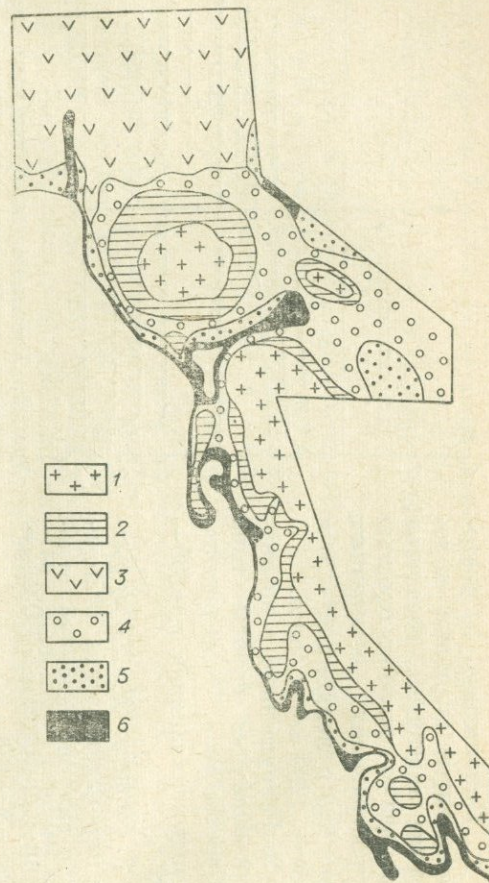


Рис. 7. Спектры скорости колебаний шести типов грунтов, выделенных на территории г. Петропавловска-Камчатского при потенциально возможном сильнейшем землетрясении с $M=8,25$.

I — верхние предельные значения, II — нижние предельные значения. 1—6 — графики для шести рассматриваемых грунтовых комплексов.

Рис. 8. Схематическая карта сотрясений территории г. Петропавловска-Камчатского при потенциально возможном сильнейшем землетрясении в Авачинском заливе с $M=8,25$, $\Delta=90$ км. Соответствующие зонам (1—6) спектры колебаний приведены на рис. 7.



лексов. Как следует из графиков рис. 7, амплитуда колебаний рыхлых, водонасыщенных пирокластических отложений может достигать 60—70 см/с в области частот, близких к 1 Гц ($T=1$ с), и превышает амплитуду колебаний скальных грунтов в 2—2,5 раза. С ростом частоты колебаний это превышение достигает 6—7 раз на частоте 10 Гц ($T=0,1$ с) на фоне общего уменьшения интенсивности колебаний.

Низкочастотный характер спектральных кривых наряду с большой возможной продолжительностью колебаний требует осторожного подхода к строительству гибких высоких зданий (более 10 этажей), обладающих длинным периодом собственных колебаний $T_0 \geq 1,0$ с и малым декрементом затухания $D < 0,1$.

На рис. 8. показана схема г. Петропавловска-Камчатского, территория которого разбита на ряд зон, каждой из которых приписана соответствующая спектральная кривая. Следует еще раз оговорить, что границы между этими зонами проведены весьма приближенно из-за недостаточного знания инженерно-геологических условий.

В результате проведенных исследований получены значения скоростей колебаний грунтов, которыми сложена территория Петропавловска-Камчатского. Хотелось бы заранее предостеречь читателя от механического сопоставления приведенных значений скоростей колебаний с величинами балльности. Хотя попытки таких сопоставлений имеют место, однако пока они приводят к разноречивым результатам.

На рис. 9 приведены измеренные значения ускорений (I) и рассчитанные из акселерограмм скорости (II) для 33 сильных землетрясений земного шара, взятые из работы (Ambraseys, 1969). По оси абсцисс отложены истинные (наблюдаемые) значения интенсивности в баллах, $[a]$ по осям ординат—скорости, ускорения колебаний и соответствующая им расчетная интенсивность в баллах по шкале МСК-64. Как видно из рис. 9, корреляция между одиночными параметрами колебаний и балльностью неоднозначна. При одинаковой величине макросейсмической интенсивности значения амплитуд колебаний отличаются на порядок. Особенно высокие значения ускорений и скоростей при низких наблюдаемых значениях балльности

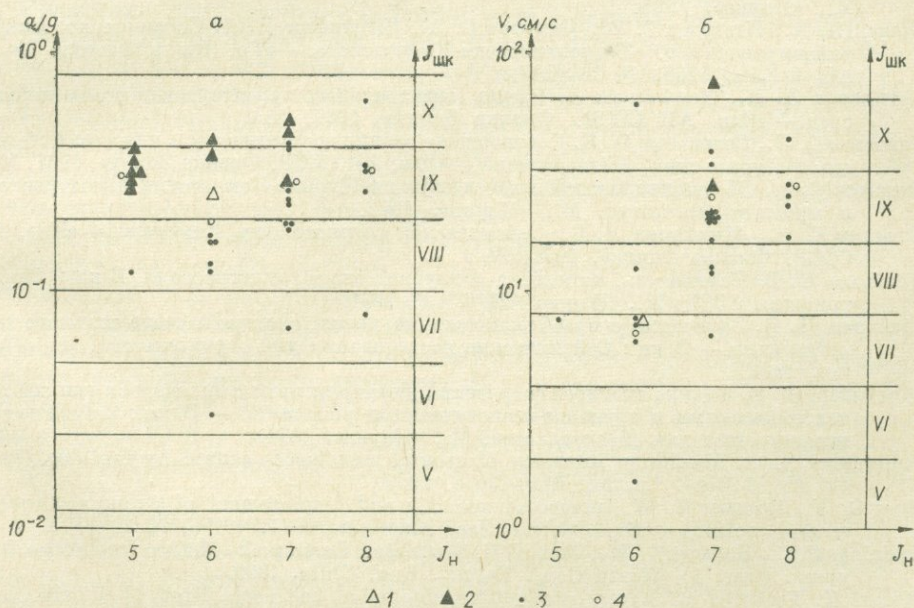


Рис. 9. Графики соотношения ускорения — балльность (а), скорость — балльность (б) по некоторым землетрясениям земного шара.

1 — землетрясение Паркфилд и Матсуширо, $M \leq 5,5$, $\Delta < 6$ км; 2 — Дагестанское землетрясение 31 мая 1970 г.; 3 — прочие землетрясения; 4 — среднее значение.

(5—6 баллов) имели место при очень близких ($\Delta=0,1$ км — 6,0 км) землетрясениях в Паркфилде и Матсуширо при $M=3,9-5,5$. Для этих землетрясений характерна малая ($t < 7$ с) продолжительность колебаний. На тех же графиках приведены значения скорости (7,5 см/с) и ускорения (0,25 g на периоде 0,19 с), зафиксированные 31 мая 1970 г. в Дагестане при $M=4,5-4,7$ и гипоцентрального расстоянии 10 км. Относительная длительность колебаний 1 с. Наблюденная интенсивность — 6 баллов. Расчетная интенсивность по шкале МСК-64 в одном случае 7, в другом — 9 баллов. По-видимому, сейсмический эффект, т. е. реакция зданий, зависит от многих факторов и не может быть точно описан любым единичным параметром. Получение количественных оценок возможного характера сотрясений почвы при сильном землетрясении, будь то оценка отдельных параметров (амплитуд, периодов, спектров колебаний) или, что еще лучше, акселерограмм, велосиграмм или сейсмограмм колебаний — наиболее важная проблема в современной инженерной сейсмологии (Proceedings, 1969). Подчас неудачными оказываются попытки использования старых данных по макросейсмике как единственного критерия «правильности» полученных инструментальных данных, что нередко имеет место при сейсмическом микрорайонировании. Очевидно, что независимо от характера колебаний грунтов в основании, реакция построенных в прошлом простых по конфигурации малоэтажных деревянных и кирпичных зданий будет не идентична реакции разнообразных сложных многоэтажных сооружений, которые воздвигаются в настоящее время и будут строиться в будущем. В этих условиях надежные количественные сейсмические данные о сотрясениях почвы при сильных землетрясениях имеют непреходящую ценность для планирования строительства в сейсмических районах.

ЛИТЕРАТУРА

- Горячев А. В., Кириллов Ф. А., Кондорская Н. В., Ландырева Н. С., Федотов С. А. Камчатка и Курильские острова.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968.
- Ершов И. А., Медведев С. В., Федотов С. А., Штейнберг В. В. Сейсмическое микрорайонирование г. Петропавловска-Камчатского.— Гр. Ип-та физики Земли АН СССР, 1965, № 36 (200).
- Ратникова Л. И., Левшин А. А. Расчет спектральных характеристик тонкослойных сред.— «Иzv. АН СССР. Физика Земли», 1967, № 2.
- Соловьев С. Л., Соловьева О. Н. Соотношение между энергетическим классом и магнитудой Курильских землетрясений.— «Иzv. АН СССР. Физика Земли», 1967, № 2.
- Федотов С. А. Об энергетической классификации Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М., «Наука», 1972.
- Федотов С. А., Шумилина Л. С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки.— «Иzv. АН СССР. Физика Земли», 1971, № 9.
- Шебалин Н. В. Балльность, магнитуда и глубина очага землетрясения. В кн.: Землетрясения СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шебалин Н. В. Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения.— В кн.: Сейсмические исследования для строительства. М., «Наука», 1971.
- Штейнберг В. В. Оценка спектров сотрясений для территории с определенными сейсмо-тектоническими и грунтово-геологическими условиями.— В кн.: Сейсмические исследования для строительства. М., «Наука», 1971.
- Ambraseys N. N. Maximum intensity of ground movements caused by faulting. Proc. IV World Conf. Earthq. Eng. Chile. 1969.
- Berg G. V., Housner G. W. Integrated velocity and displacement of strong earthquake ground motion.— «Bull. Seism. Soc. America», 1961, v. 51, № 2.
- Jennings P. C., Housner G. W., Tsai N. C. Simulated Earthquake Motion for Design Purposes. Proc. IV World Conf. Earthq. Eng. Chile. 1969.
- Kanai K. Features of strong earthquake motions at bed rock. Proc. IV World Conf. Earthq. Eng. Chile. 1969. Proceedings IV World Conference Earthquake Engineering. Chile. 1969.
- Press F., Ben-Menahem A., Toksöz M. Experimental determination of earthquake fault length and rupture velocity.— «Journ. Geophys. Res.», 1961, v. 66.
- Strong Motion Earthquake Records in Japan. 1960, vol. 1. Publ. Earthq. Res. Inst. Univ Tokyo.

С. А. Федотов

РЕАЛИЗАЦИЯ
ДОЛГОСРОЧНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА
ДЛЯ ТИХООКЕАНСКОЙ ФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ
У БЕРЕГОВ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ
НА 1965—1970 ГГ.
И УТОЧНЕННЫЙ ПРОГНОЗ НА 1971—1975 ГГ.*

В 1965 г. был составлен долгосрочный сейсмический прогноз для тихоокеанской фокальной зоны у берегов Камчатки и Курильских островов на 1965—1970, 1971—1975 и последующие годы (Федотов, 1965, 1968). Прогнозировалась сейсмичность на глубинах 0—80 км в полосе, отстоящей на расстоянии 50—150 км от оси вулканического пояса. Можно оценить эффективность первого опыта долгосрочного сейсмического прогноза, сравнивая прогноз с реальной сейсмичностью 1965—1970 гг.

В 1965—1970 гг. у берегов Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии было только два землетрясения с $M \geq 7,75$: 16 мая 1968 г. у берегов о. Хоккайдо и 12 августа 1969 г. у о. Шикотан, входящего в Малую Курильскую гряду. Оба землетрясения произошли в тех местах, где такие землетрясения считались наиболее вероятными в 1965—1970 гг.

По долгосрочному прогнозу в тихоокеанской фокальной зоне у берегов Камчатки и Курильских островов указывалось шесть мест, в которых землетрясения с $M \geq 7,75$ считались наиболее вероятными после 1964 г. (рис. 1). На основании анализа сейсмичности этих мест за предыдущие годы (1960—1964 гг., 1955—1959, 1950—1954 гг. и др.) был сделан вывод о том, что землетрясения с $M \geq 7,75$ более вероятны в районе Малых и Средних Курильских островов и Камчатского залива, чем в других местах из числа шести упомянутых. Эта оценка также оправдалась.

Сравнение долгосрочного сейсмического прогноза на 1965—1970 гг. для тихоокеанской фокальной зоны Курило-Камчатской дуги ($\Delta = 50$ —150 км, $h \leq 80$ км) с сейсмичностью, наблюдавшейся в эти годы (табл. 1). В левой половине табл. 1 приведен прогноз сейсмичности на 1965—1970 гг. для 13 участков тихоокеанской фокальной зоны у берегов Камчатки и Курильских островов. Методика прогноза подробно изложена в работе С. А. Федотова (1968). В данной работе ограничимся только одним замечанием относительно методики прогноза.

Судя по имеющимся данным о землетрясениях, тектонике, рельефе, вулканизме Курило-Камчатской дуги, средняя долговременная сейсмичность всех 13 рассматриваемых участков фокальной зоны должна быть приблизительно одинакова (Федотов, 1966, 1968). Но она меняется во времени в зависимости от того, какую стадию сейсмического цикла проходит каждый из этих участков. В долгосрочном прогнозе для 13 участков фокальной зоны указывались ожидаемые отклонения сейсмичности в 1965—1970 и последующих годах от средней долговременной сейсмичности тихоокеанской фокальной зоны у берегов Курило-Камчатской дуги.

В табл. 1 указаны номера участков, их названия, расстояния Δ км, отсчитываемые вдоль фокальной зоны (линия отсчета расстояний показана на рис. 1). Затем указаны ожидаемые стадии сейсмического цикла: I — стадия афтершоков землетрясения с $M \geq 7,75$, длящаяся около 15 лет,

* Эта работа была подготовлена к Сессии Межведомственного совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при АН СССР, которая планировалась на август 1970 г. в г. Петропавловске-Камчатском. Статья закончена в январе 1971 г.

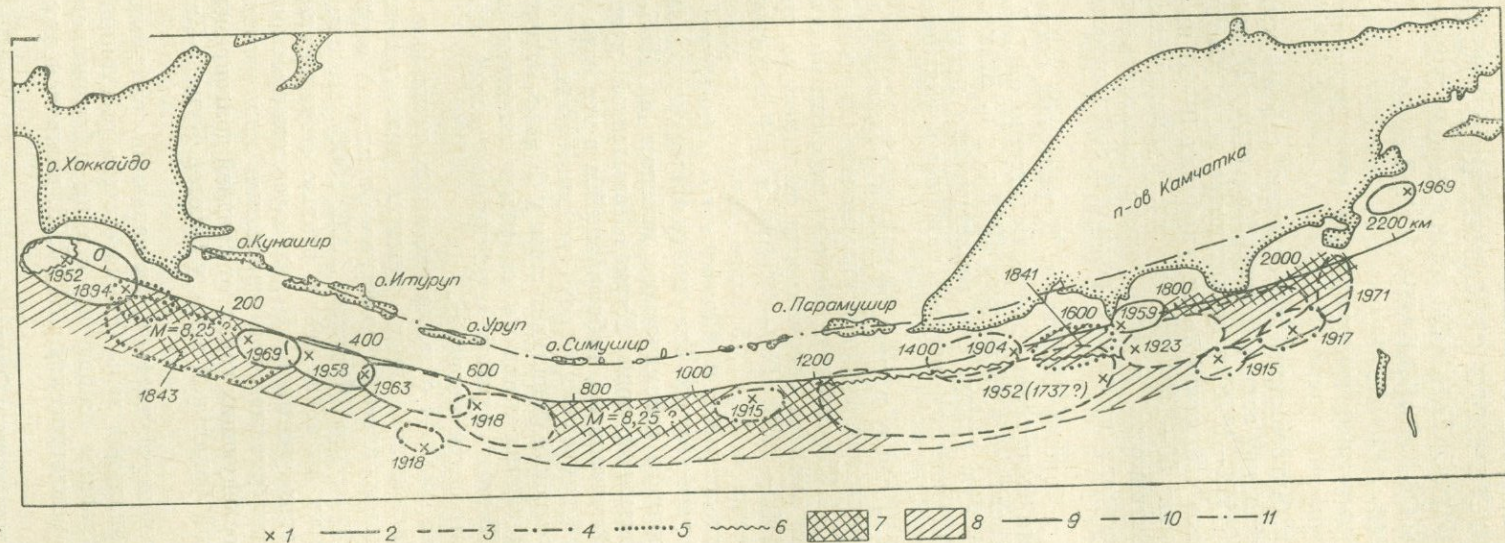


Рис. 1. Карта очагов Курило-Камчатских землетрясений 1904—1970 гг. с $M \geq 7,75$, $h < 80$ км и вероятных мест следующих таких землетрясений.

1 — инструментальные эпицентры главных толчков землетрясений с $M \geq 7,75$; 2 — границы областей очагов с $M \geq 7,75$; 3 — неуверенные участки тех же границ; 4 — вероятные области очагов землетрясений 1904—1918 гг. с $M \geq 7,75$; 5 — предполагаемые области очагов сильнейших землетрясений прошлого века; 6 — границы источников цунами; 7 — наиболее вероятные места следующих (начиная с 1971 г.) землетрясений с $M \geq 7,75$; 8 — менее вероятные места тех же землетрясений; 9 — линия выхода тихоокеанской фокальной поверхности на дно океана; она же линия отсчета расстояний вдоль дуги; 10 — оси глубоководных желобов; 11 — ось вулканического пояса Курило-Камчатской дуги.

II — стадия стабильного режима, III — стадия форшоков землетрясения с $M \geq 7,75$, которая может длиться 15—20 лет. Характеристика этих стадий дана в работе С. А. Федотова (Федотов, 1968). Сомнительные случаи отмечены знаком вопроса. Для районов 10 и 12 прогноз дан в двух вариантах, так как неясно, проходят эти участки стадию II или III.

Далее приведены прогнозируемые средние величины сейсмической активности A_{10} . В скобках даны пределы их стандартных уклонений. Сейсмическая активность A — число землетрясений энергетических классов $K_{S1,2}^{Ф68} = \lg E_S (\text{Дж}) = 10 \pm 0,5$ (или $M \approx 3,6 \pm 0,3$), происходящих в год на площади 1000 км². Затем помещены магнитуды землетрясений, ожидавшихся с вероятностью 0,8; 0,5, и магнитуды M_{\max} , которые по прогнозу были верхним пределом магнитуд, возможных в 1965—1970 гг. в 13 рассматриваемых участках.

В правой половине табл. 1 помещены величины A_{10} и магнитуды двух сильнейших землетрясений, наблюдавшихся в 1965—1970 гг. в каждом участке. В графах «Оценка прогноза» отмечен успех (+) или неудача (—) прогноза для всех тех случаев, когда прогноз давался без больших сомнений и оговорок.

Значения сейсмической активности A_{10} в шести случаях из семи оказались в пределах, которые прогнозировались с вероятностью 0,7. Землетрясения с магнитудами, ожидавшимися с вероятностью 0,8, произошли в шести случаях из семи, а магнитуды землетрясений, ожидавшиеся с вероятностью 0,5, в соответствии со значениями вероятностей, произошли в трех участках из семи, для которых прогноз считался надежным. Оба землетрясения с $M \geq 7,5$ произошли в том участке, где такие землетрясения считались возможными. Таким образом, долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на 1965—1970 гг. оказался вполне успешным. Ожидалось, что долгосрочные сейсмические прогнозы, составленные по методике (Федотов, 1968), будут давать 70—80% правильных ответов. Прогноз на 1965—1970 гг. оказался более точным.

Долгосрочный сейсмический прогноз для фокальной зоны Курило-Камчатской дуги на 1971—1975 гг. ($\Delta = 50-150$ км, $h \leq 80$ км). Аналогичный прогноз на следующие 5 лет (1971—1975 гг.) дан в табл. 2. Он несколько улучшен и дополнен по сравнению с его первым вариантом из

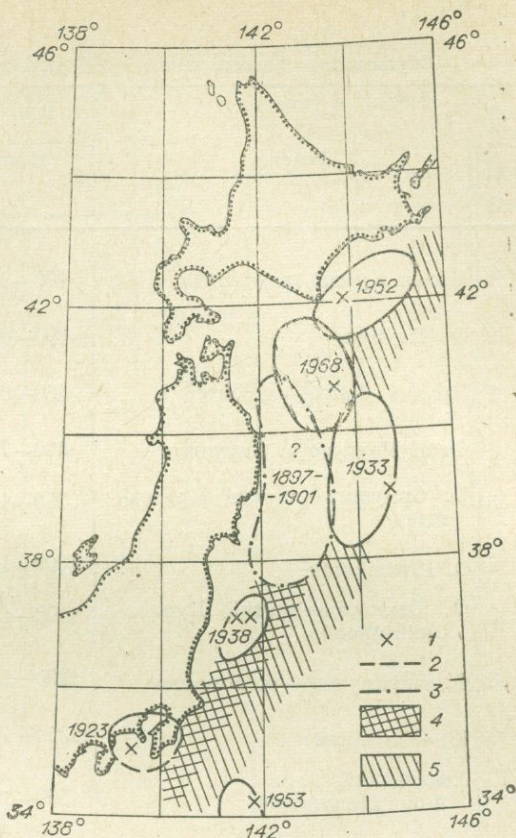


Рис. 2. Карта очагов землетрясений 1897—1970 гг. с $M \geq 7,75$, $h < 80$ км у океанского побережья Северо-Восточной Японии и вероятных мест следующих таких землетрясений (начиная с 1971 г.).

1 — инструментальные эпицентры главных толчков землетрясений с $M \geq 7,75$; 2 — области очагов землетрясений 1923—1968 гг. с $M \geq 7,75$; 3 — возможная область серии сильных землетрясений 1897—1901 гг.; 4 — наиболее вероятные места следующих (начиная с 1971 г.) землетрясений с $M \geq 7,75$; 5 — менее вероятные места таких землетрясений.

Сравнение долгосрочного сейсмического прогноза на 1965—1970 гг. для

№ участка	Районы	Δ , км	Прогноз	
			стадия	$A_{10} \pm \sigma$
1	Малая Курильская гряда	100—300	III?	1,5—3,5?
2	О. Итуруп	300—450	I	2,3(1,2—4,6)
3	Пролив Фриза—о. Уруп	450—600	I	5,3(2,7—10,6)
4	От о. Уруп до о. Симушир	600—750	I—II	1,5—5,0
5	О. Симушир—пролив Крузенштерна	750—1000	III?	1,5—3,5?
6	О. Шивашкотан	1000—1100	II	1,5(0,7—3,0)
7	О. Онекотан—третий Курильский пролив	1100—1200	III?	1,5—3,5?
8	О. Парамушир—м. Лопатка	1200—1350	II	1,5(0,7—3,0)
9	Юг Камчатки	1350—1550	II	1,5(0,7—3,0)
10	Авачинский залив п-ов Шигунский	1550—1700	II?	2,0(1—4)
			III?	1,5—3,5?
11	Кроноцкий залив	1700—1850	I—II	1,5(0,7—3,0)
12	Кроноцкий п-ов	1850—1950	II?	1,5(0,7—3,0)
			III?	1,5—3,5?
13	Камчатский залив	1950—2150	III?	1,5—3,5?

работы С. А. Федотова (Федотов, 1968). В нем учтены изменения в сейсмической обстановке в районе Малых Курильских островов, которые произошли здесь после землетрясения 12 августа 1969 г., $M=8$.

После землетрясения 12 августа 1969 г. северо-восточная половина участка 1 (табл. 1) перешла из стадии форшоков в стадию афтершоков (III). Поэтому при составлении прогноза на 1971—1975 гг. этот участок был разбит на два, и участков стало 14.

В табл. 2 указаны стадии сейсмического цикла. Для участков, в которых, по крайней мере с 1904 г., не было землетрясений с $M \geq 7,75$, предполагается худшее — стадия форшоков (III). На стадии форшоков сейсмичность в среднем возрастает во времени (Федотов, 1968). В этой же работе даны средние величины A_{10} и D — сейсмической энергии в условных единицах, — характерные для разных стадий цикла. В табл. 2 величины $P(A_{10})$ — вероятность появления на стадии стабильного режима величин A_{10} (1965—1970) $> A_{10}$ (II), где A_{10} (1965—1970) — средняя сейсмическая активность участков за 1965—1970 гг., а A_{10} (II) — средняя сейсмическая активность на стадии II. $P(D)$ в табл. 2 — вероятность слу-

Курило-Камчатской дуги с сейсмичностью, наблюдавшейся в действительности

(1965—1970 гг.)			Действительность (1965—1970 гг.)		Оценка прогноза			
$M(P \sim 0,8)$	$M(P \sim 0,5)$	M_{\max}	A_{10}	M	$A_{10}(P \sim 0,8)$	$M(P \sim 0,8)$	$M(P \sim 0,5)$	M_{\max}
	$6\frac{3}{4}?$	$8\frac{1}{4}-8\frac{1}{2}$	7,8	$8\ 7\frac{1}{2}$				++
$6-6\frac{1}{4}$	$6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{4}$	5,9	$7\frac{1}{4}\ 7$	-	+	+	
$6\frac{1}{4}-6\frac{1}{2}$	7	$7\frac{1}{4}$	4,7	$7\ 6\frac{1}{2}$	+	+	+	
$6-6\frac{1}{4}$	$6\frac{1}{2}-6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{2}$	3,5	$7\ 6\frac{1}{2}$	+	+	+	
	$6\frac{3}{4}?$	$8\frac{1}{4}-8\frac{1}{2}$	1,6	6 6				
6	$6\frac{1}{2}-6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{2}$	0,9	6 5	+	+	-	
	$6\frac{3}{4}?$	$>7\frac{3}{4}$	2,8	$6\frac{1}{2}\ 6\frac{1}{2}$				
$6-6\frac{1}{4}$	$6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{2}$	2,3	$5\frac{3}{4}\ 5$	+	-	-	
$5\frac{3}{4}-6$	$6\frac{1}{2}$	$7\frac{1}{2}-7\frac{3}{4}$	0,9	6 6	+	+	-	
$6\frac{1}{4}$	$6\frac{3}{4}-7$	$7\frac{1}{2}$	2,0	6 6				
	$6\frac{3}{4}?$	8?						
$6-6\frac{1}{4}$	$6\frac{1}{2}-6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{4}-7\frac{1}{2}$	2,7	$6\ 5\frac{3}{4}$	+	+	-	
$6-6\frac{1}{4}$	$6\frac{1}{2}-6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{4}-7\frac{1}{2}$	3,2	$6\ 5\frac{1}{2}$				
	$6\frac{3}{4}?$	8?						
	$6\frac{3}{4}?$	$8-8\frac{1}{4}$	2,8	$6\frac{1}{2}\ 6$				

чайного появления величин $D(1965-1970) > D(10-5)$, где $D(1965-1970)$ — сейсмическая энергия в условных единицах, выделившаяся на разных участках в 1965—1970 гг., а $D(10-5)$ — средняя величина D за 10—5 лет до конца сейсмического цикла, т. е. следующего землетрясения с $M \geq 7,75$.

Чем меньше произведение $P(A_{10}) \cdot P(D)$, тем, видимо, больше вероятность того, что участок проходит стадию форшоков. По этому признаку участки 14, 8 и, возможно, 13 кажутся примерно в 3 раза более опасными, чем участки 1,6 и 11*.

В столбцах \bar{A}_{10} и $\bar{A}_{10} \pm \sigma$ указаны ожидаемые значения сейсмической активности и ее стандартные отклонения. Для тех участков, где известна дата последнего землетрясения с $M \geq 7,75$, сейсмическая активность про-

* Эта оценка оказалась верной. 15 декабря 1971 г. на участке 14 в Камчатском проливе произошло землетрясение с $M=7,7$ — первое землетрясение такой силы в рассматриваемой области в период 1971—1975 гг. Область его очага показана пунктиром на рис. 1.

Долгосрочный сейсмический прогноз для фокальной зоны Курило-

№ участка	Район	Δ, км (см. рис. 1)	Стадия цикла и ее оценка по данным 1965—1970 гг.			
			стадия	$P(A_{10})$	$P(D)$	$\frac{P(A_{10})}{P(D)}$
1	Немуро—Зеленый	50—200	III?	0,4	0,8	0,32
2	О. Шикотан	200—300	I			
3	О. Итуруп	300—450	I			
4	Пролив Фриза—о. Уруп	450—600	I			
5	Мыс Кастрикум — пролив Бус-соль	600—750	I—II			
6	О. Симушир — пролив Крузенштерна	750—1000	III?	0,5	0,95	0,48
7	О. Шиашкотан	1000—1100	II			
8	О. Онекотан — третий Курильский пролив	1100—1200	III?	0,25	0,5	0,13
9	О. Парамушир — м. Лопатка	1200—1350	II			
10	Юг Камчатки	1350—1550	II			
11	Авачинский залив — п-ов Шипунский	1550—1700	II			
			III?	0,4	0,9	0,36
12	Кроноцкий залив	1700—1850	II			
13	Кроноцкий п-ов	1850—1950	II?			
			III?	0,2	0,9	0,18
14	Камчатский залив — п-ов Камчатский	1950—2150	III?	0,25	0,6	0,15

гнозируется при помощи эмпирической зависимости $A_{10}(t)$, где t — время, отсчитываемое от начала цикла. Для остальных участков предполагается худшее — сейсмическая активность стадии форшоков.

Далее помещены пять столбцов, содержащие оценки вероятности сильных землетрясений. В столбце $P \sim 0,5$ приведены магнитуды, которые можно ожидать с вероятностью $\sim 0,5$. Они оценены по эмпирическому графику $D(t)$ (Федотов, 1968). В столбцах $P \sim 0,8$ и $P \sim 0,15$ приведены магнитуды землетрясений, которые ожидаются с такими вероятностями. Эти оценки соответствуют нижнему и верхнему пределам стандартных отклонений графика $D(t)$. Для участков, которые, по нашему допущению, проходят стадию III, указаны магнитуды, характерные для стадии форшоков.

В области между тихоокеанской фокальной зоной и глубоководным курило-камчатским желобом землетрясения с $M \geq 7,75$ повторяются в одном месте в среднем через 140 ± 60 лет (Федотов, 1968). В наиболее актив-

Камчатской дуги на 1971—1975 гг. ($r=50-150$ км, $h<80$ км)

A_{10}		M					$I(\Delta=80-90$ км)			
\bar{A}_{10}	$A_{10}\pm\sigma$	$P\sim 0,8$	$P\sim 0,5$	$P\sim 0,15$	$P(M>7\frac{3}{4})$	M_{\max}	$P\sim 0,8$	$P\sim 0,5$	$P\sim 0,15$	$P(I=9)$
1,5—3,5?			$6\frac{3}{4}?$		$>5\%$	$8-8\frac{1}{4}$		6—7?		$P>1,5\%$
15—3	5—18	$6\frac{1}{2}-6\frac{3}{4}$	$7-7\frac{1}{4}$	$7\frac{1}{2}-7\frac{3}{4}$	<5		6—7	7	8	$<1,5$
5—2	1,5—7	$6\frac{1}{4}$	$6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{2}$	$\ll 5$		6	6—7	7—8	$\ll 1,5$
2,5	1,3—5	$6\frac{1}{4}$	$6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{4}-7\frac{1}{2}$	$\ll 5$		6	6—7	7	$\ll 1,5$
2	1—4	$6-6\frac{1}{4}$	$6\frac{1}{2}-6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{4}$	<5		5—6	6—7	7	$<1,5$
1,5—3,5?			$6\frac{3}{4}?$		>5	$8\frac{1}{4}-8\frac{1}{2}$		6—7?		$>1,5$
1,5	0,7—3,0	$6-6\frac{1}{4}$	$6\frac{1}{2}$	$7-7\frac{1}{4}$	<5		5—6	6	7	$<1,5$
1,5—3,5?			$6\frac{3}{4}?$		$\gg 5$	$7\frac{3}{4}-8$		6—7?		$\gg 1,5$
1,5	0,7—3,0	$6-6\frac{1}{4}$	$6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{4}$	<5		5—6	6—7	7	$<1,5$
1,5	0,7—3,0	$5\frac{3}{4}-6$	$6\frac{1}{2}$	$7-7\frac{1}{4}$	<5		5—6	6—7	7	$<1,5$
1,5	0,7—3,0	$6-6\frac{1}{4}$	$6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{4}$	<5		5—6	6—7	7	$<1,5$
1,5—3,5?			$6\frac{3}{4}?$		>5	8?		6—7		$>1,5$
1,5	0,7—3,0	6	$6\frac{1}{2}-6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{2}$	<5		6	6—7	7—8	$<1,5$
1,5	0,7—3,0	6	$6\frac{1}{2}-6\frac{3}{4}$	$7\frac{1}{2}$	<5		6	6—7	7—8	$<1,5$
1,5—3,5?			$6\frac{3}{4}?$		>5	8?				$>1,5$
1,5—3,5?			$6\frac{3}{4}?$		$\gg 5$	$8\frac{1}{4}$		6—7		$\gg 1,5$

ной части этой области, в тихоокеанской фокальной зоне, они повторяются чаще — примерно один раз в 100 лет. Средняя вероятность землетрясения с $M\geq 7,75$ в произвольном месте тихоокеанской фокальной зоны в течение пяти лет равна ориентировочно 5%. Если учесть данные о том, какую стадию цикла проходит участок и величины $P(A_{10})\cdot P(D)$, то можно различить участки, в которых вероятность землетрясений с $M\geq 7,75$ больше или меньше 5% (см. табл. 2).

Наконец, для участков на стадии III? в столбце M_{\max} приведены оценки максимальных возможных магнитуд. Они определялись по возможным размерам области очагов.

Далее даны оценки возможной силы землетрясений I в баллах. В столбцах $P\sim 0,8$, $P\sim 0,5$ и $P\sim 0,15$ указаны баллы землетрясений на побережье Камчатки и Курильских островов, соответствующие магнитудам M из столбцов $P\sim 0,8$, $P\sim 0,5$ и $P\sim 0,15$. При этом предполагается, что землетрясения происходят на эпицентральных рас-

стояниях $\Delta=80-90$ км. Больше чем в 50% случаев минимальное расстояние от берегов до эпицентров, лежащих на расстояниях 50—150 км от оси вулканического пояса, больше 80—90 км. Поэтому ожидаемая сила землетрясений I в столбцах $P\sim 0,8$, $P\sim 0,5$ и $P\sim 0,15$ в среднем завышена.

При расчетах «сотрясаемости» для Камчатки, сделанных С. А. Федотовым и Л. С. Шумиловой (1971) по методике Ю. В. Ризниченко (1966, 1969), установлено, что девятибалльные землетрясения на океанском побережье Камчатки повторяются в одном месте примерно через 300 лет, когда на расстоянии $\Delta=80-90$ км и менее в тихоокеанской фокальной зоне происходят землетрясения с $M=8,25$ (расстояние отсчитывается от средней линии оси очага). По этим данным средняя вероятность землетрясения силой 9 баллов в течение 5 лет равна примерно 1,5%. Зная стадию цикла, величину $P(A_{10}) \cdot P(D)$ и M_{\max} , можно определить, в какую сторону отличается от средней вероятность девятибалльных землетрясений в 1971—1975 гг. для разных участков. Такие оценки помещены в последнем столбце табл. 2.

В целом долгосрочный сейсмический прогноз на 1971—1975 гг. дает представление о вероятном распределении неглубоких слабых, умеренных и сильных землетрясений 1971—1975 гг. вдоль тихоокеанской фокальной зоны у берегов Камчатки и Курильских островов.

По долгосрочному сейсмическому прогнозу на 1971—1975 гг. наиболее опасным участком тихоокеанской фокальной зоны у берегов Камчатки и Курильских островов являются Камчатский залив — о. Камчатский (№ 14)*, за ним следуют районы о. Онекотан — Третьего Курильского пролива, Немуро — Зеленый (№ 1)**, Средние Курильские острова (№ 6), Кроноцкий полуостров? и с меньшей вероятностью Авачинский залив (№ 11).

Исследования сейсмостатистики, группирования, особенностей серий форшоков, спектров, связей между землетрясениями с $M \geq 6$ для камчатских землетрясений дают основание надеяться на то, что долгосрочный сейсмический прогноз сможет давать в будущем более точные оценки вероятного времени и места ожидаемых землетрясений. Долгосрочные прогнозы могут стать обоснованными и надежными после того, как станет известным поле напряжений в тихоокеанской фокальной зоне и его текущие изменения.

ЛИТЕРАТУРА

- Ризниченко Ю. В. Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей области.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1966, № 5.
- Ризниченко Ю. В. Проблемы детального изучения региональной сейсмичности.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1969, № 7, с. 1—20.
- Федотов С. А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии.— «Тр. Ин-та физики Земли АН СССР», 1965, № 36 (203), с. 66—93.
- Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 год.— В кн.: Вулканизм и глуб. строение Земли. М., 1966, с. 8—25.

* После землетрясения 15 декабря 1971 г. с $M=7,7$, область очага которого лежала в Камчатском проливе вблизи п-ова Камчатского, новые подобные землетрясения в этом месте маловероятны. Зато, к сожалению, еще более возросла вероятность землетрясения с $M \geq 7,75$ в Камчатском заливе. Участки тихоокеанской фокальной зоны в Камчатском заливе и в районе Кроноцкого полуострова вместе с районом о. Онекотан остаются, по нашим оценкам, наиболее вероятными местами следующих землетрясений с $M \geq 7,75$.

** Прогноз вероятных мест следующих землетрясений с $M \geq 7\frac{3}{4}$ оправдался четвертый раз 17 июня 1973 г., когда у п-ова Немуро и о. Зеленого произошло неглубокое землетрясение с $M=7,8$. После него резко уменьшилась вероятность подобных землетрясений здесь в 1974 и последующие годы. Однако в районе № 1 сохраняется, по-видимому, опасность землетрясений с $M \geq 7\frac{3}{4}$ вблизи глубоководного желоба (см. рис. 1).

Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968, с. 121—150.

Федотов С. А., Шумилина Л. С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1971, № 9.

А. А. Гусев

ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО СТАТИСТИКЕ СЕЙСМИЧНОСТИ

В настоящее время непрерывно накапливается обширный материал по сейсмичности как земного шара в целом, так и отдельных сейсмоактивных зон. Каталоги землетрясений охватывают до 7 порядков по энергии и включают тысячи и десятки тысяч событий. Этот материал, в частности, может быть использован для построения методов прогноза сильных землетрясений. Большой объем данных и непрерывность регистрации позволяют применить статистические методы для поиска таких методов.

Необходимость статистического подхода к задаче прогноза почти очевидна. Лишь на этом пути, естественно, вводятся такие понятия, как вероятность ошибок первого и второго рода и цены этих ошибок, эффективность прогноза, цена прогноза. Вопросы отбора разных по стоимости и эффективности методов прогноза, выбора стратегии поведения при наличии (всегда не абсолютно надежного) прогноза и, наконец, оценка экономической эффективности не могут быть рассмотрены иначе, чем на основе оценок указанного типа. Заметим, что методы прогноза могут при этом быть вполне детерминированными, однако оценка их реальности и эффективности остается статистической задачей.

Мы будем применять статистический подход и в разработке самой методики. Тем самым мы отказываемся от задачи прогноза сильнейших (и поэтому при имеющихся сроках наблюдений уникальных) землетрясений, и уровень, с которого землетрясения будут считаться «сильными», выберем исходя из необходимости получить достаточный по объему материал. Это придает работе в некоторой мере модельный характер.

В настоящей работе исследования ограничиваются лишь одномерным анализом слабой сейсмичности во времени. Статистические методы требуют существования генеральной совокупности, а в нашем случае — стационарности временных рядов для тех параметров (статистик) каталога, которые мы хотели бы использовать. Как известно, основной вклад в нестационарность вносят афтершоки сильных землетрясений. По физическому смыслу они не должны быть особенно информативными, исключая случай прогноза землетрясения в том же самом месте, что и афтершоковый рой — случай, аномальный для нашего материала. Исключить афтершоки можно либо непосредственно, выбрав некоторый критерий для их отсева, либо изучая совокупность только глубоких землетрясений. В данной работе использованы оба метода. Другой тип нестационарности — плавное нарастание или спад сейсмической активности целого района — может быть при необходимости исключен использованием безразмерных параметров.

Дискретный характер каталога не позволяет оценивать значения параметров чаще, чем происходят землетрясения. Но оценка любых осмысленных параметров требует использования нескольких событий, поэтому последовательные оценки будут сильно коррелированы. Мы предпочли поэтому оценивать параметры, как правило, по данным, полученным в последовательные неперекрывающиеся интервалы времени, допуская некоторую потерю информации при этом. При использовании скользящих интервалов результаты останутся в силе, а возможно, и улучшатся.

Выбранные для рассмотрения параметры (статистики) каталога должны компактно описывать фактический материал. Как известно, распределение землетрясений по энергиям близко к степенному, поэтому в качестве параметра можно взять оценку показателя этого распределения $\hat{\gamma}$. Оценку интенсивности потока событий $\hat{\lambda} = \frac{N}{T}$ мы будем использовать в ненормированном виде, беря стандартное T . N и γ — независимые параметры, и их оценки являются достаточными статистиками, если степенной закон справедлив. Допуская возможность отклонения от степенного закона, мы введем добавочную статистику \bar{K} — максимальный логарифм энергии землетрясения за стандартное время T , хотя эта величина заведомо зависит от γ и N . Это основные параметры; использовались также и функции от них.

Выбор стандартного периода T — единицы времени — определялся противоречивыми требованиями. Для чувствительности метода T должен быть минимален, так как изменения параметров должны сказываться тем сильнее, чем ближе землетрясение. Кроме того, чем меньше T , тем большее число независимых данных мы имеем для статистических выводов при фиксированной длительности наблюдений. Наконец, T должен быть существенно меньше периода повторяемости сильных землетрясений. С другой стороны, T должен быть достаточно велик, чтобы оценки параметров имели не слишком большую дисперсию.

Выбрав стандартный период T , мы разобьем период наблюдений на равные интервалы и преобразуем каталог в набор дискретных временных рядов параметров. Если интервал содержит хотя бы одно сильное землетрясение, припишем ему тип 1, в противном случае — тип 0. Задача сводится к узнаванию типа интервала по данным о параметрах на предыдущих интервалах. (Тип интервала, вообще говоря, также является параметром.)

Стандартным аппаратом для этой задачи служит метод отношений правдоподобия (Вопросы..., 1966). Обозначим

$$P(a_{-k}^{(i)}|1) = P(a_{-1}^{(1)}; a_{-2}^{(1)}; \dots; a_{-1}^{(2)}; a_{-2}^{(2)}; \dots | 1) \quad (1)$$

— плотность совместного распределения параметров $a^{(i)}$ с номерами 1, 2... i ... M в интервалах с относительными номерами $-1, -2, \dots, -k, \dots, -L$ при условии, что интервал с относительным номером 0 имеет тип 1 и аналогично $P(a_{-k}^{(i)}|0)$ при противоположном условии. Отношение этих вероятностей называется отношением правдоподобия

$$\Lambda(a_{-k}^{(i)}) = \frac{\bar{P}(a_{-k}^{(i)}|1)}{P(a_{-k}^{(i)}|0)} = \frac{P(1|a_{-k}^{(i)})}{P(0|a_{-k}^{(i)})} \cdot \frac{P(0)}{P(1)}. \quad (2)$$

По определению оно содержит всю информацию о типе интервала номер 0, содержащуюся в параметрах $a_{-k}^{(i)}$. Построение метода прогноза сводится тогда к оценке отношения плотностей (2). Коль скоро значения Λ для любого набора $a_{-k}^{(i)}$ известны, сам прогноз сводится к тому, чтобы найти значение Λ , соответствующее текущим значениям $a_{-k}^{(i)}$, и сравнить его с пороговым значением $\Lambda_{\text{пор}}$. При $\Lambda > \Lambda_{\text{пор}}$ следует предсказывать землетрясение, при $\Lambda < \Lambda_{\text{пор}}$ — отсутствие землетрясения. Значение $\Lambda_{\text{пор}}$, вообще говоря, произвольное, должно выбираться, исходя из цен ошибок первого и второго родов (критерий минимального риска) или других, внешних по отношению к задаче соображений.

Наиболее трудной частью описанной схемы служит оценка многомерных плотностей параметров $a_{-k}^{(i)}$. Если бы параметры были независимы, решение бы сильно упростилось. Мы пойдем на некоторую потерю инфор-

мации и, возможно, смещение оценок и будем считать $a_{-k}^{(i)}$ независимыми. Тогда Λ распадается на множители:

$$\Lambda(a_{-k}^i) = \frac{P(a_{-1}^{(1)}|1)}{P(a_{-1}^{(1)}|0)} \cdot \frac{P(a_{-2}^{(1)}|1)}{P(a_{-2}^{(1)}|0)} \dots = \lambda(a_{-1}^1) \lambda(a_{-2}^1) \dots \quad (3)$$

При этом мы можем изучить по отдельности каждый параметр, найти для него $\lambda(a_{-k}^i)$, а затем для построения рецепта прогноза перемножить эти величины.

Величины a_{-k}^i , для которых значения λ отличны от единицы, т. е. информативные, мы будем называть предикторами в соответствии с терминологией, принятой в работах по статистическому прогнозу погоды. Ограниченный объем материала позволяет нам выделить лишь «достаточно сильные» предикторы, а наши оценки λ могут быть фактически заметно искажены. Поэтому принципиально необходим контроль методики на материале, не использованном для построения оценок λ . Именно на этом независимом материале следует доказать существование и оценить эффективность прогноза.

Следует подчеркнуть важное различие этих двух понятий. На достаточно большом материале можно выявить весьма слабую статистическую связь и доказать ее существование. Однако она может быть практически бесполезной, как бесполезны для прогноза поля атмосферного давления данные о лунных приливах в атмосфере. С другой стороны, даже вполне явная связь, строго говоря, не может быть использована, если она наблюдалась в одном-двух случаях — обычно при этом мы не можем отличить ее от эффекта случайных флуктуаций.

В нашем случае для доказательства существования связи требуется установить значимость таблицы сопряженности, которая содержит числа интервалов контрольного массива, попавших в следующие 4 группы в соответствии с их типом и наличием прогноза:

Прогноз	Землетрясение			Сумма
		есть (1)	нет (0)	
Есть	N_{11}	N_{10}	$N_{1\cdot}$	
Нет	N_{01}	N_{00}	$N_{0\cdot}$	
Сумма	$N_{\cdot 1}$	$N_{\cdot 0}$	$N_{\cdot\cdot}$	

По краям стоят суммы: $N_{\cdot 1} = N_{11} + N_{01}$ и т. д. $N_{\cdot\cdot} = N_{\cdot 1} + N_{\cdot 0} = N_{1\cdot} + N_{0\cdot}$ — полное число интервалов. Математическое ожидание N_{11} при отсутствии связи между прогнозом и землетрясением

$$E(N_{11}) = \mu_{11} = \frac{N_{1\cdot} \cdot N_{\cdot 1}}{N_{\cdot\cdot}} \quad (4)$$

При наличии такой связи N_{11} значимо превышает μ_{11} .

За меру эффективности прогноза целесообразно принять следующее отношение:

$$J = \frac{P(\text{землетрясение} | \text{прогноз})}{P_{\text{безусл}}(\text{землетрясение})},$$

т. е. отношение вероятности сильных землетрясений в прогнозируемые периоды времени к их средней вероятности. В нашем случае

$$J = \frac{N_{11}}{\mu_{11}} \quad (5)$$

Дисперсия этой оценки легко вычисляется при нулевой гипотезе об отсутствии связи

$$\sigma_0^2(J) = \left(\frac{N_{..}}{N_{.1}N_{1.}} \right)^2 (N_{11}) = \frac{N_{0.}N_{.0}}{N_{1.}N_{.1}(N_{..} - 1)}, \quad (6)$$

поскольку N_{11} имеет гипергеометрическое распределение. Если же $J \neq 1$, задача усложняется. Допустим, что доля интервалов типа 1 мала, и воспользуемся методами сравнения интенсивностей пуассоновских процессов (Кокс, Льюис, 1969). Тогда распределение N_{11} имеет вид

$$P(N_{11} | N_{.1}) = C_{N_{.1}}^{N_{01}} \left(\frac{\mu_1}{\mu_1 + \mu_2} \right)^{N_{11}} \left(\frac{\mu_2}{\mu_1 + \mu_2} \right)^{N_{01}}, \quad (7)$$

где μ_1 и μ_2 — (неизвестные) средние значения N_{11} и N_{01} . Дисперсия N_{11} при этом

$$\sigma^2(N_{11}) = N_{.1} \frac{\mu_1 \mu_2}{(\mu_1 + \mu_2)^2}. \quad (8)$$

Заменяя μ и μ_2 на их оценки N_{11} и N_{01} и домножая на соответствующий коэффициент, получаем оценку

$$\sigma_1^2(J) = \frac{N_{..}^2 N_{11} N_{10}}{N_{.1}^2 N_{1.}^3}. \quad (9)$$

Предлагаемые методы доказательства существования и оценки эффективности прогноза при необходимости можно обобщить для: а) прогноза одновременно места и времени землетрясения и б) прогноза в непрерывном времени. Как видно, они не связаны с конкретным способом прогноза и могут быть применены для оценки любых, даже качественных методов. Введенная безразмерная мера эффективности J непосредственно не связана с априорной вероятностью сильного землетрясения и удобна поэтому для сопоставления методов, применяемых для прогноза землетрясений существенно разной силы, в частности, для оценки возможностей методов, обрабатываемых на моделях. Эта мера обладает также мультипликативным свойством для независимых методов (подобно λ).

Пусть Π_1 и Π_2 — независимые события «прогноз», Z — событие «землетрясение» и

$$J_1 = \frac{P(Z|\Pi_1)}{P(Z)}; \quad J_2 = \frac{P(Z|\Pi_2)}{P(Z)}. \quad (10)$$

Тогда

$$J_1 J_2 = \frac{P(\Pi_1|Z) P(\Pi_2|Z)}{P(\Pi_1) P(\Pi_2)}, \quad (11)$$

что в силу независимости равно

$$J_{12} = \frac{P(Z|\Pi_1; \Pi_2)}{P(Z)}.$$

Поэтому значения J могут быть использованы и для разработки стратегии прогноза. При этом должна также учитываться заблаговременность, локальность и характерные энергии для различных альтернативных или комбинируемых методов.

Фактическим материалом для исследования служил Каталог землетрясений Камчатки* за период 1965—1970 гг., включающий около 2500 событий энергетического класса $K \geq 8,5$.

* Каталог получен ТСЭ ИФЗ АН и ИВ СО АН и опубликован в сборниках «Землетрясения в СССР» за соответствующие годы. K — энергетический класс Федотова $K_{S1,2}^{Ф68}$.

Землетрясения с $K=8,5-10,0$ не полностью записываются на краях рассматриваемой зоны ($153-165^\circ$ в. д., $50-58^\circ$ с. ш.), что несколько искажает оценки γ ; для наших целей это несущественно. Сейсмический режим в эти годы был весьма стабилен, что позволило не переходить к безразмерным оценкам. В первом варианте мы исключили все землетрясения в радиусе 100 км в течение месяца после сильного (кроме еще более сильных), афтершоки при этом исключались с некоторым запасом. Во втором исключались все землетрясения с глубинами менее 70 км. Остальные (около 20%) афтершоков не содержат, поскольку это явление характерно лишь для поверхностных землетрясений. Единица времени была выбрана 5 суток для первого варианта и 10 суток для второго, что дает соответственно 8 и 2,5 событий (в среднем) на интервал. За сильные при-

Т а б л и ц а 1

Сводка данных о перспективных параметрах.
Каталог с исключенными афтершоками

№ п/п	Параметр	№ рисунка	Опережение в сут	Среднее значение	Значения с повышенной P (1)	Значения с повышенной P (0)
1	N — число событий на интервале	1, а	1, 2	8	0—4	14
2	γ — по данным на интервале	1, б	1, 2, 3	0,43	0,2—0,3 0,6—0,8	0,35—0,50
3	$N^{(3)}$ — число событий на трех последовательных интервалах	1, в	1, 2	24	0—15	35
4	$d(N)$ — размах N на трех последовательных интервалах	1, г	1, 2	7	11	1—2
5	\bar{K} — максимальный энерг. класс на интервале	1, д	1, 2	11	12	—
6	γ — минимальное из значений γ на трех последовательных интервалах	1, е	1, 2, 3	0,33	0,55	—
7	$\gamma_{\text{ср}}$ — среднее значение γ за три интервала	1, ж	1, 2, 3	0,43	0—0,35 0,65?	0,35—0,40
8	Π , $\Pi=1$, если нарастает энергия максимального землетрясения в интервале: $\bar{K}_{-3} < \bar{K}_{-2} \leq \bar{K}_{-1}$, в противном случае $\Pi=0$	—	2, 3	—	1	0

нимались землетрясения с $K \geq 12,0$ в первом и $K \geq 12,5$ во втором вариантах. Первые 4,5 года использованы как материал обучения, а последние 1,5 — для контроля. Соответственно имеем: в первом варианте материал обучения — 343 интервала (из них 43 типа I), контроль — 92 интервала (из них 18 типа I); во втором варианте обучение — 147 интервалов (из них 21 типа I), контроль — 37 интервалов (из них 8 типа I).

Величины γ мы оцениваем методом максимального правдоподобия для группированной выборки (Куллдорф, 1966)

$$\hat{\gamma} = \log_{10} \left(1 + \frac{N}{\sum_{i=0}^{\infty} i \cdot n_{K_0+i}} \right), \quad (12)$$

где N — размер выборки, n_{K_0+i} — число землетрясений класса K_0+i , K_0 — нижний используемый класс. Дисперсия этой оценки довольно проста

в асимптотическом случае

$$\sigma_{as}^2(\hat{\gamma}) = \frac{1}{N} e^{\gamma} (1 - e^{\gamma})^2 \approx \frac{\gamma^2}{N}, \quad (13)$$

что дает $\sigma(\hat{\gamma}) \approx 0,14$ для первого варианта при среднем значении $\gamma = 0,4$. Во втором варианте мы оцениваем γ по данным на двух последовательных интервалах, $N_{op} = 5$, $\sigma(\hat{\gamma}) \approx 0,18$. Заметим, что наше определение γ отличается от общепринятого знаком; это сделано из соображений удобства.

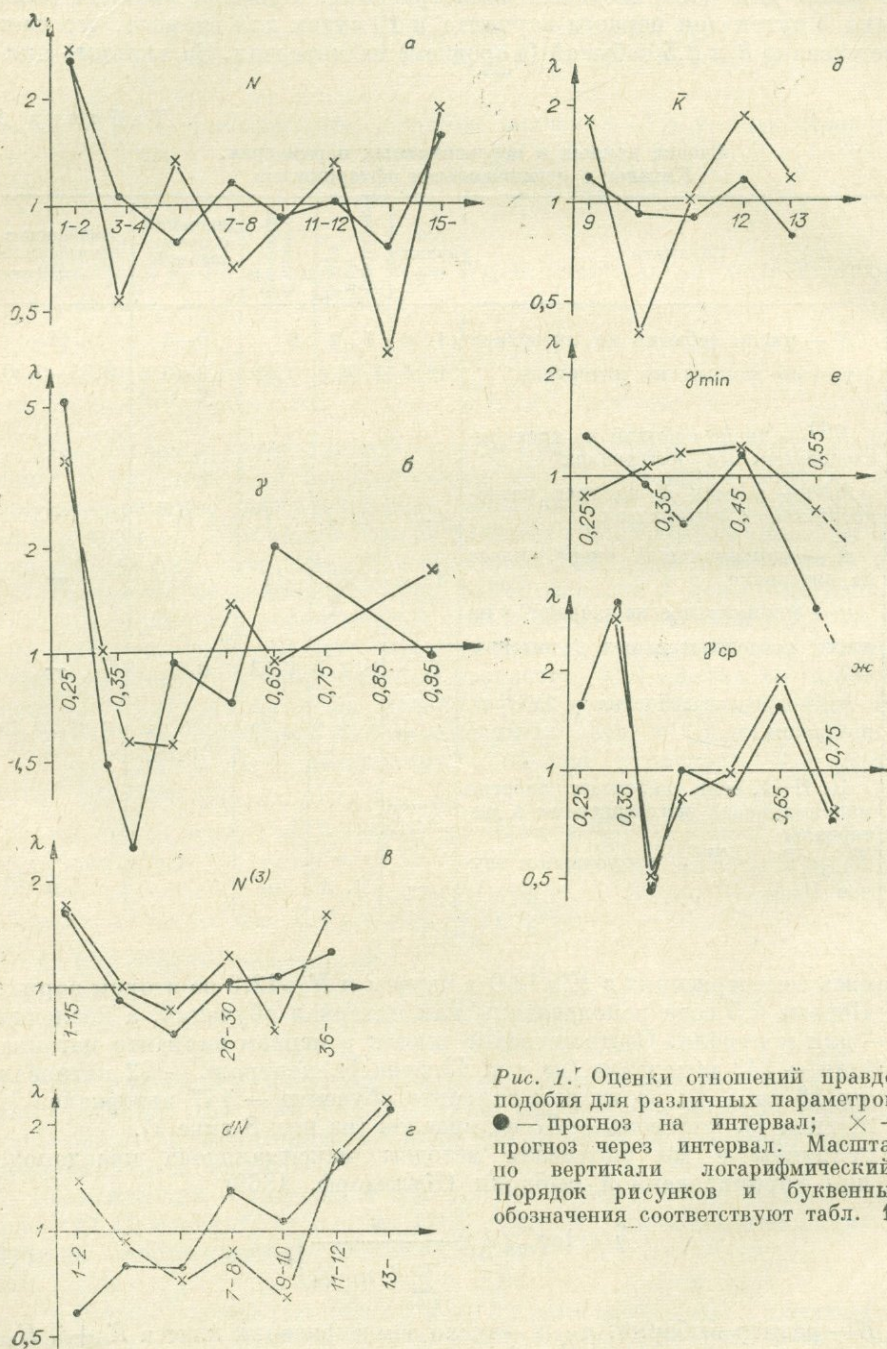


Рис. 1. Оценки отношений правдоподобия для различных параметров. ● — прогноз на интервал; × — прогноз через интервал. Масштаб по вертикали логарифмический. Порядок рисунков и буквенные обозначения соответствуют табл. 1.

Одномерные отношения правдоподобия для шести предикторов

γ	(0-0,30)	(0,31-0,35)	(0,36-0,4)	(0,4-0,5)	(0,5-0,6)	(0,61-0,7)	(0,71-0,8)	(0,81-∞)
$\lambda(\gamma_{-1})$	4	0,5	0,5	1	1	2	0,5	1
$\lambda(\gamma_{-2})$	1,5	1,5	1	1	1,5	2	0,5	1

d	0-2	3-10	11-12	13
$\lambda(d_{-1})$	0,5	1	2	1
$\lambda(d_{-2})$	1	1	2	2

\bar{K}	9-11	12	13
$\lambda(\bar{K}_{-1})$	1	2	1
$\lambda(\bar{K}_{-2})$	1	2	1

В среднем каждый седьмой интервал имеет тип 1, поэтому все значения параметров рассматривались не более чем на трех предшествующих интервалах. В противном случае возникает много перекрытий, недопустимых по логике работы.

Изложим подробно первый вариант исследования по каталогу с исключенными афтершоками. По данным массива обучения были построены распределения для ряда параметров, которые по тем или иным соображениям мы сочли перспективными (табл. 1). Для некоторых параметров проверялась только связь типа последующего интервала с тем, превышает или нет данный параметр некоторое критическое значение, отличающееся от среднего на величину порядка стандартного отклонения. Распределения строились отдельно для интервалов, предвещающих или не предвещающих сильное землетрясение.

Из испробованных вариантов параметра и опережения были отобраны те, для которых связь достаточно сильная и взаимная корреляция отобранных параметров мала. Кроме того, были отбракованы параметры, дававшие противоречивые результаты на отдельных подмножествах массива обучения. Оставшиеся шесть параметров, называемых далее предикторами, мы сочли достаточно надежными. Их эффективность проверялась уже на контрольном массиве. Оценки отношений правдоподобия для предикторов и некоторых других параметров приведены на рис. 1. Округленные значения отношений правдоподобия для шести предикторов, которые и были использованы в дальнейшем, сведены в табл. 2.

Для каждого интервала контрольного массива мы вычислили значения предикторов, а по ним — произведения отношений правдоподобия Λ . Таблицы сопряженности для двух вариантов критического значения $\Lambda_{\text{пор}}$ ($\Lambda_{\text{пор}}=2,5$ и $\Lambda_{\text{пор}}=8$) приведены ниже (табл. 3).

Таблица 3

Результаты контроля на независимом материале

		Землетрясение					Землетрясение		
		есть	нет	сумма			есть	нет	сумма
Прогноз	Есть	11	7	18	Прогноз	Есть	4	14	18
	Нет	16	58	74		Нет	3	71	74
	Сумма	27	65	92		Сумма	7	85	92

$$J = 2,1 \pm 0,39$$

$$P_{\text{случ}} = 0,2\%$$

$$J = 2,9 \pm 1,28$$

$$P_{\text{случ}} = 3\%$$

Под таблицами сопряженности выписаны значения J (формула (5)), $\sigma_1(J)$ (формула (9)) и уровень значимости по таблицам (Большев и Смирнов, 1970). В целом прогноз можно считать успешным.

Представляет интерес рассмотреть зависимость от $\Lambda_{\text{пор}}$ значений вероятностей ошибок I и II родов, а также значений J . Соответствующие кривые приведены на рис. 2. Одновременно мы попытались оценить те же параметры, если считать, что мы предсказываем интервалы с землетрясениями класса $K \geq K_1 = 13,0$, а не 12,0, как предполагалось до сих пор. Видно, что значения J действительно более устойчивы к изменениям априорной вероятности, чем P_I и P_{II} .

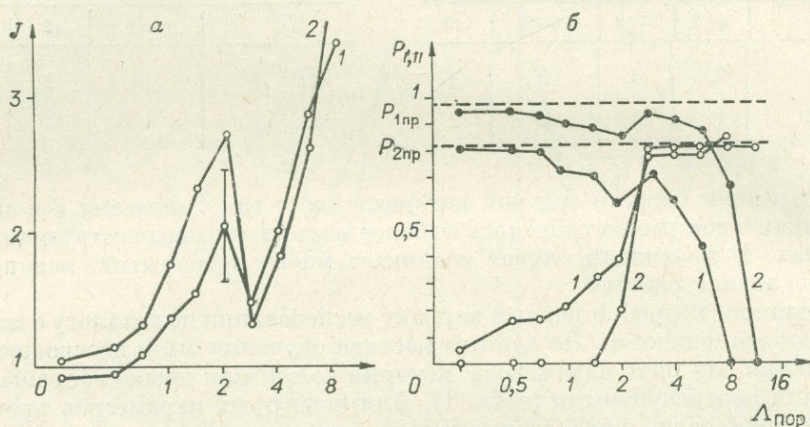


Рис. 2. Различные оценки эффективности в функции порогового значения Λ . а — значение J ; б — значения вероятностей ошибок I (o) и II (x) рода. Цифры относятся к вариантам прогноза землетрясений: с $K_1=12,0$ (1) и $K_1=13,0$ (2). Штриховые линии — априорные вероятности ошибок I или II рода для этих случаев.

Мы попытались также использовать корреляционные связи между параметрами и построили двумерные распределения для некоторых пар параметров, а на их основе — двумерные отношения правдоподобия. Недостаток данных не позволил сделать определенные выводы, но некоторые отклонения этих отношений от произведения одномерных отношений правдоподобия все же наблюдались.

Аналогичная процедура была применена ко второму массиву данных ($H > 70$ км), однако проверка на контрольном массиве дала результат, не отличающийся от случайного угадывания. Проверить, обусловлен ли этот результат отсутствием связи или он случаен, невозможно из-за ограниченности контрольного материала. Надеюсь на первое, мы все же приведем таблицу (табл. 4) и для этого случая.

Заметим, что одной из возможных причин отрицательного результата является нестабильность во времени тех корреляционных связей, которые мы пытаемся использовать. Подобное явление наблюдал Аки; в его работе (Аки, 1961) автокорреляционные функции величины «приведенной активности» —

$$n(t) = n(t) - \frac{N}{T} t,$$

где N — число землетрясений за весь изучаемый период T , — оказались существенно разными для последовательных периодов времени.

Мы попробовали применить наш метод прогноза и к каталогу землетрясений Курильских островов за 1966 г. (Землетрясения Курильских островов, 1970).

Сводка данных о перспективных параметрах.
Каталог землетрясений с глубинами свыше 70 км

№ п/п	Параметр	Опережение, $\times 10$ сут	Среднее значение	Значения с повышенной P (1)	Значения с повышенной P (0)
1	$\gamma^{(2)} - \gamma$, оцененная по двум интервалам	1	0,40	0,25—0,30 0,8	0—0,25?
2	$\gamma^{(1)} - \gamma$, оцененная по одному интервалу	1	0,40	0—0,25	—
3	$d\gamma = \gamma_{-1}^{(2)} - \gamma_{-2}^{(2)}$ — разность последовательных оценок γ	1	0	(-0,5)—(0,1)	—
4	\bar{K}	1	10—11	12—13	—
5	$N^{(3)}$ — сумма чисел землетрясений на трех последовательных интервалах	1	8	10	6

Здесь сейсмический режим менее стабилен, а интенсивность потока событий ниже (6 штук в 5 дней, низший уровень $K=9$). Поэтому мы не ожидали особенно хороших результатов. Сначала мы использовали 10-дневный единичный интервал (всего 3 предиктора), откорректировав соответственно таблицу значений λ . Прогноз не отличался от случайного. Тогда мы решили проверить принципиальную возможность прогноза: мы оставили сильнейшие предикторы γ_{-1} и γ_{-2} , сократили интервал до 5 дней, и если раньше границы интервалов определялись независимо от сильных землетрясений, то теперь мы отсчитываем две пятidineвки назад от сильного землетрясения ($K \geq 13$), ослабляя таким образом помехи, связанные с дискретизацией по времени. Используя табл. 2, мы получили $\lambda(\gamma_{-1}) \cdot \lambda(\gamma_{-2}) = \Lambda > 1$ в 5 случаях из 6. Следовательно, найденные нами закономерности подтверждаются на материале соседнего района, хотя и не проявляются достаточно сильно, чтобы построить прогноз. Подобным же образом был обработан каталог землетрясений Средней Азии за 1967 г. (Землетрясения Средней Азии, 1970б). Снова $K_0=9$, $K_1=13$, единичный интервал 5 дней, 17 событий на интервал, 22 случая. Величина Λ оказалась выше единицы всего в 6 случаях. Однако распределения γ_{-1} и γ_{-2} , которые по 22 случаям можно было грубо оценить (рис. 3), резко отличаются от камчатских, что вполне объясняет безуспешность нашей попытки. Мы построили другую таблицу λ на основе этих данных (табл. 5) и проверили на аналогичных данных по Средней Азии за 1966 г. (Землетрясения Средней Азии, 1970а), снова не делая сплошного перебора, а проверяя только две пятidineвки перед каждым землетрясением с $K \geq 13$. Теперь $\Lambda > 1$ в 8 случаях из 9. Наконец, мы попытались применить ту же таблицу λ (табл. 5) к промежуточным землетрясениям Памиро-Гиндукушской зоны (Лукк, Нерсесов, 1970). Нижний приведенный в каталоге класс — 11, за сильные приняли землетрясения с $K \geq 14$, а единичный интервал был взят 10 суток, так что использовались средние по столбцам табл. 5. Величина λ превышает единицу в 5 случаях из 7. Все эти результаты подтверждают эффективность предлагаемой методики и в других районах, не являясь, однако, вполне строгим доказательством. Последнее может быть получено только с помощью сплошного просмотра каталога, как это было сделано для Камчатки.

Различие в зависимостях λ (γ) для разных районов (Камчатки, Курил и Средней Азии) — факт довольно неожиданный, и сейчас трудно объяснить его. Общая тенденция повышения вероятности сильного землетрясения при малых γ , по-видимому, существует лишь с большими оговорками. Тем не менее при предельно малых γ вероятность землетрясения

максимальна в обоих случаях. Смысл такой закономерности, возможно, просто в том, что при постоянной активности (т. е. интенсивности потока землетрясений) при уменьшении γ вероятность сильного землетрясения растет. Однако это отнюдь не формальный результат, поскольку само сильное землетрясение в статистику не включается. Дело, видимо, в том, что по каким-то физическим причинам функция $\gamma(t)$ непрерывна слева перед моментом сильного землетрясения, в который ее можно считать близкой к нулю слева (рис. 4).

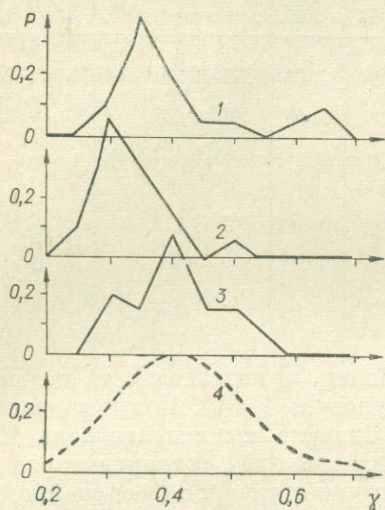


Рис. 3. Распределения значений γ для каталога Средней Азии в интервалах 0—5 (1), 5—10 (2), 10—15 (3) сут до землетрясения с $K > 13$; 4 — нормальное распределение для оценок γ при среднем 0,4 и размере выборки $n=12$ — модель распределения $\hat{\gamma}$ в генеральной совокупности.

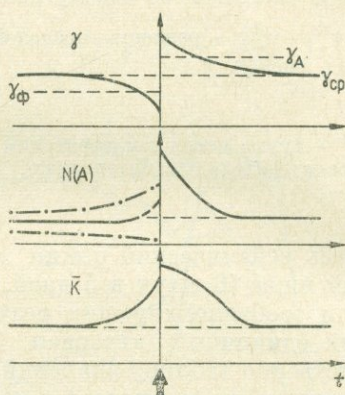


Рис. 4. Схема поведения предикторов в интервале времени, включающем сильное землетрясение (стрелка). γ_{Φ} и γ_A — средние значения γ для форшоков и афтершоков. Штрих-пунктир — границы разброса.

Возможность использования для прогноза параметра γ (или аналогичной величины σ для распределения по магнитудам) отмечалась и ранее. Обычно перед землетрясением наблюдались низкие значения γ (Suetsuhiro, 1966; Федотов и др. 1969; Bufe, 1970). Наши данные в основном подтверждают эти результаты, хотя фактический характер связи оказывается несколько сложнее.

Поведение других предикторов интерпретировать несколько проще. Разность последовательных значений γ является предиктором как оценка производной $d\gamma/dt$. Величина \bar{K} коррелирована с γ и активностью (интенсивностью). Однако она имеет самостоятельный физический смысл и ее большие значения могут сигнализировать о повышенном значении вероятности сильного землетрясения в текущий период времени.

Разброс d оценок интенсивности N — естественная мера нестабильности процесса, и зависимость $\lambda(d)$ вполне согласуется с ее физическим

Таблица 5

Одномерные отношения правдоподобия для двух предикторов по Средней Азии

γ	0—0,30	0,31—0,35	0,36—0,40	0,41—0,50	0,51—0,60	$\frac{0,61}{0,70}$	$>0,71$
$\lambda(\gamma_{-1})$	4	2	1,5	1	0,7	1,5	0,7
$\lambda(\gamma_{-2})$	4	2	1,5	1	0,7	0,7	0,7

смыслом — при высоких d сильное землетрясение вероятнее. Отметим, что немонотонность зависимости отношения правдоподобия от наиболее мощного предиктора γ потребовала бы в случае использования линейных методов учета, по крайней мере, квадратов параметров как независимых переменных, что резко усложнило бы модель. К сожалению, невозможно оценить, в какой мере построенный нами метод останется эффективным при прогнозе землетрясений с $M > 7,0$ ($K_{81,2}^{Ф68} > 15$). Единственный пример такого рода — землетрясение 22 ноября 1969 г. в зал. Озерном, $M=7,7$. Значение Λ для него равно четырем, т. е. землетрясение оказалось бы предсказанным при выборе $\Lambda_{пор}=2,5$.

Предлагаемая методика прогноза построена в виде, готовом для непосредственного использования, но желательнее комплексирование с другими методами из-за низкой эффективности. Неясно, возможно ли улучшить результаты, используя в статистике землетрясения более низкой энергии. Хотя оценки параметров станут точнее, их связь с сильными землетрясениями может ухудшиться. Результаты, по-видимому, улучшатся при использовании скользящего интервала времени даже при имеющихся оценках λ . Трудоемкая работа по уточнению λ для этого варианта требует дополнительных исследований. Однако нет оснований полагать, что при использовании скользящих интервалов эффективность увеличится существенно.

Важнейшей очередной задачей служит прогноз в нестационарном случае нарастающей вспышки сейсмической активности.

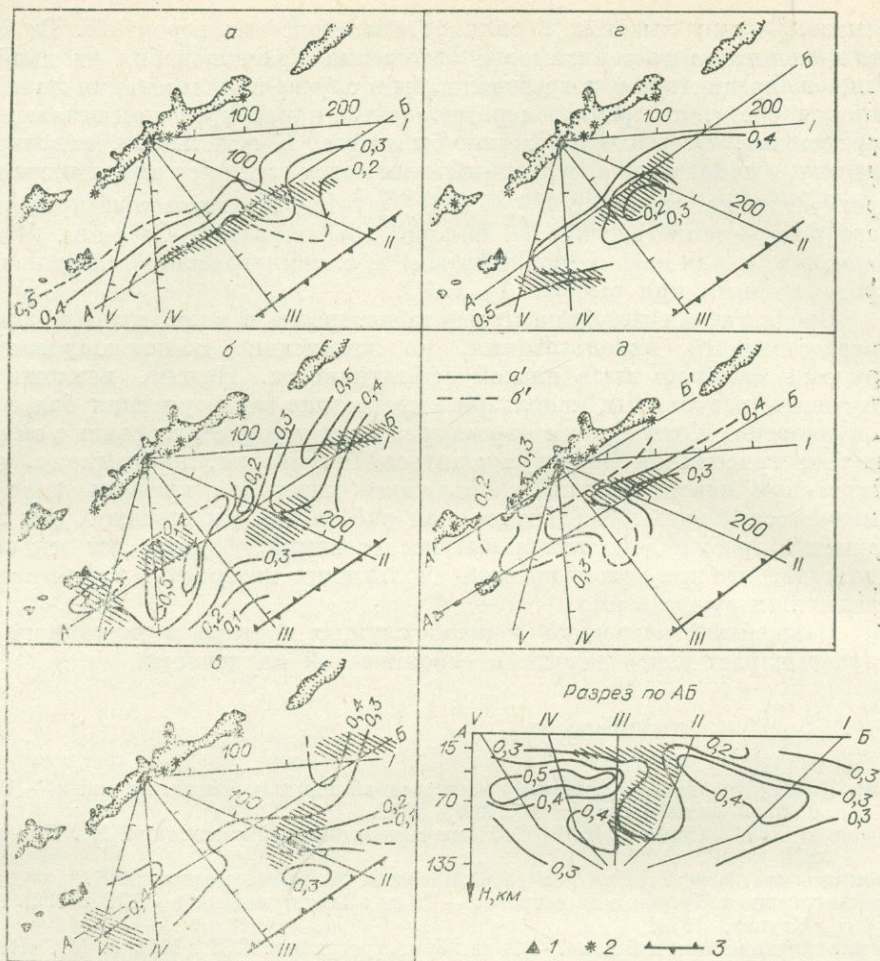
ЛИТЕРАТУРА

- Аки К. Предсказание количества землетрясений как случайной величины. — В кн.: Слабые землетрясения. М., ИЛ, 1961.
- Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М., Изд-во ВЦ АН СССР, 1968.
- Вопросы статистической теории распознавания. М., «Сов. радио», 1967.
- Землетрясения Курильских островов. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1966 г. М., «Наука», 1970.
- Землетрясения Средней Азии. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1966 г. М., «Наука», 1970а.
- Землетрясения Средней Азии. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1967 г. М., «Наука», 1970б.
- Кокс Д., Льюис П. Статистический анализ последовательностей событий. М., «Мир», 1969.
- Куиллдорф Г. Вопросы теории оценивания. М., «Наука», 1966.
- Лукв А. А., Нерсесов И. Л. Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1966 г. М., «Наука», 1970.
- Федотов С. А., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. Землетрясения и глубинное строение Курильской островной дуги. М., «Наука», 1969.
- Bufe Ch. G. Frequency — magnitude variations during the 1970 Danville Earthquake Swarm. Earthquake Notes. — «Eastern Sect. of Seismol. Soc. Amer.», 1970, vol. XLI, № 3.
- Suyehiro S. Foreshocks and aftershocks, and low-powered unattended seismic observation. Proc. of 2nd US-Japan conf. on Earthquake Prediction. Palisades, 1966.

С. А. Болдырев

СПЕКТРЫ БЛИЗКИХ КУРИЛЬСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ИЗМЕНЕНИЕ ВО ВРЕМЕНИ

Динамические характеристики сейсмических колебаний определяются большим количеством факторов. Изучение различных закономерностей изменения динамики сейсмических волн в принципе может дать



новую информацию как о среде, в которой возникают и распространяются упругие колебания, так и о процессах, связанных с изменением этой среды во времени. Поэтому выявление влияния сейсмического режима на характер тонкой структуры динамических параметров представляет несомненный интерес с точки зрения прогноза места и времени катастрофических землетрясений. На то, что такая связь возможна, указывает замеченное отличие формы спектров форшоков и афтершоков Итурупского землетрясения 1958 г. (Гостев, Федотов, 1964).

Не меньший интерес представляет изучение самой эпицентральной зоны сильных землетрясений. В работах К. В. Пшеннигова (1965), И. Г. Симбиревой (1969), М. Тадаиси (1969) и др. указывается, что в области регистрации слабых толчков, сопровождавших Аляскинское (1965 г.) и Алеутское (1964 г.) землетрясения, выделяются устойчивые ограниченные участки со сходным механизмом афтершоков. Причем такие элементарные зоны отличаются преобладающими периодами упругих волн, вызванных слабыми толчками. Очевидно, что пространственно-временные изменения динамических параметров сейсмических волн могут определяться и спецификой проявления сейсмического режима этих зон. В настоящей работе рассматриваются эмпирические закономерности пространственно-временного распределения динамических характеристик P и S волн и их связь с сейсмической деятельностью в южнокурильской части Тихоокеанского подвижного пояса за 1958—1967 гг.

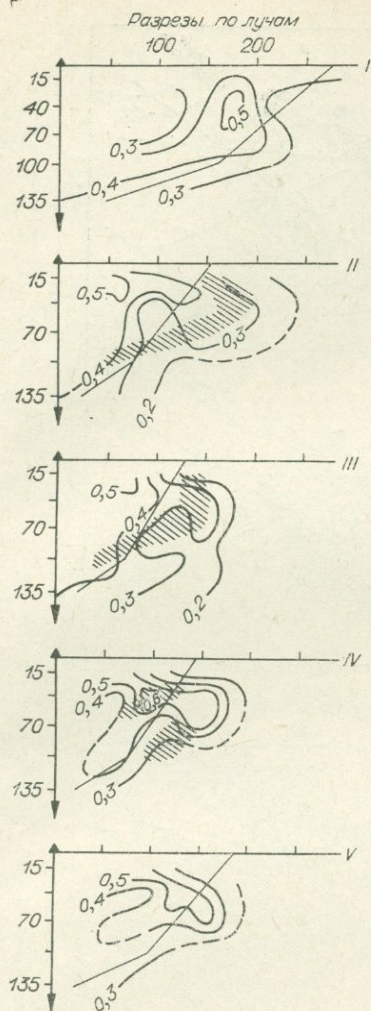
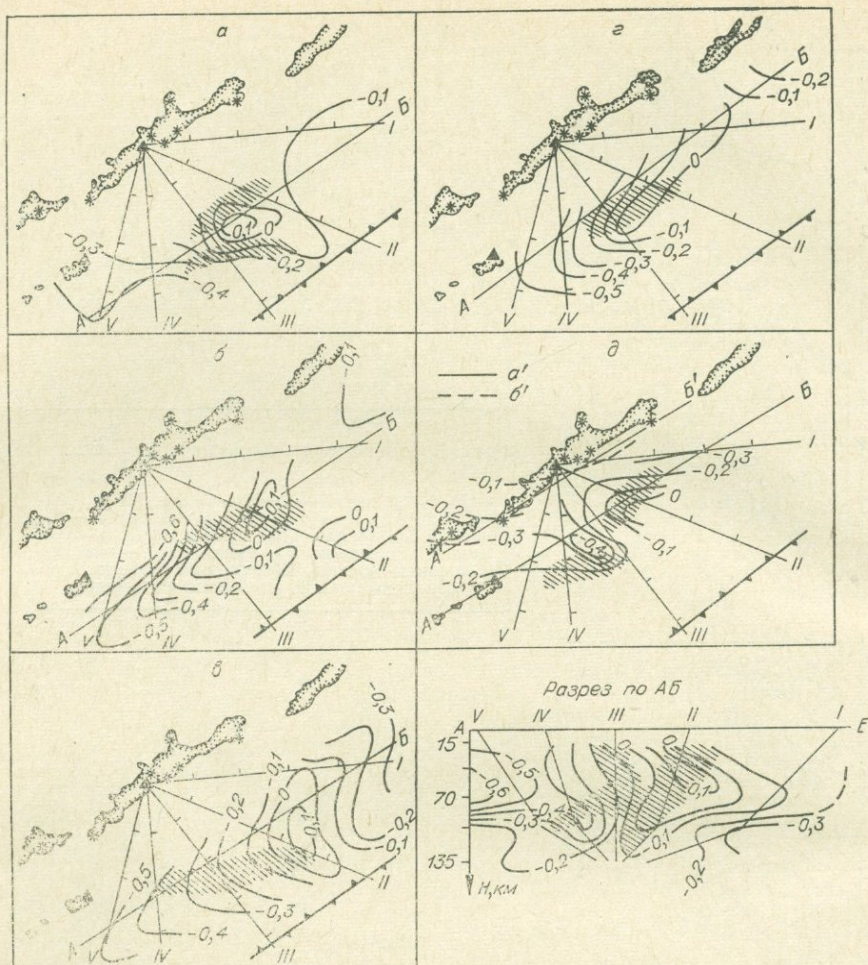


Рис. 1. Изменение параметра $\lg \frac{P_{2,5}}{P_{1,25}}$.

a — $H=0-25$ км; *б* — $H=26-55$ км, $K=10$; *в* — $H=26-55$ км; $K=11$; *г* — $H=56-85$ км; *д* — $H=86-120$ км (*а'*), $H=120-160$ км (*б'*). 1 — сейсмические станции; 2 — вулканы; 3 — ось глыбоводного желоба. Штриховкой выделены области повышенной дисперсии параметра.

Предлагаемая работа выполнена на основе статистического изучения спектров продольных и поперечных волн, вызванных слабыми $E=10^{10}-10^{11}$ Дж (Бюллетень..., 1964—1968; Федотов, и др., 1969) курильскими землетрясениями, зарегистрированными в ближайшей зоне. Анализировались записи аппаратуры ЧИСС (Запольский, 1960) ст. Горный, расположенной на о. Итуруп. Период регистрации (1958—1967 гг.) совпал с периодом активизации сейсмической деятельности изучаемого района. За это время сейсмическими станциями Тихоокеанской сейсмической экспедиции Института физики Земли АН СССР и СахКНИИ СО АН СССР было зарегистрировано более 6000 землетрясений с $M \geq 3$ ($K \geq 10$), в том числе два землетрясения с $M \geq 8$ и более 150 с $M \geq 5,5$. В работе использованы записи более 2000 землетрясений с глубиной очага 0—160 км. Методика наблюдений и обработки подробно изложена в работе С. А. Федотова, С. А. Болдырева (1969).

Частотно-избирательная аппаратура, установленная на ст. Горный, представляет собой набор пяти октавных полосовых фильтров, непрерывно перекрывающих диапазон 0,8—30 Гц. Анализировались записи вертикальной составляющей, причем рассматривались только простейшие характеристики записей ЧИСС — максимальные амплитуды, измеренные в четырехсекундном интервале после вступления волн групп *P* и *S*. Значения амплитуд, приведенные к абсолютному уровню с помощью калибровочных сигналов, приписывались резонансной частоте фильтров. Такой амплитуд-



ный график (ЧИСС-спектр), построенный для обоих типов волн, представлял собой приближенное значение спектральной функции колебательной скорости.

В качестве рабочих параметров использовались величины, характеризующие наклон огибающей такого ЧИСС-спектра упругих волн в разных интервалах частот (т. е. отношение амплитуд на двух соседних каналах), а также отношение спектральных составляющих P - и S -волн для разных фиксированных частот (отношение амплитуд в группах P и S , записанных одним каналом). Таким образом, динамические характеристики изучаемых землетрясений определялись комбинацией 13 рабочих параметров. Для краткости дальнейшего изложения обозначим амплитуды частотных составляющих продольных и поперечных волн соответственно P и S , а индексом при них — частоту, например, $P_{2,5}$, S_{10} и т. д. Тогда наши параметры можно записать в виде $\frac{P_{2,5}}{P_{1,25}}$; $\frac{P_{1,25}}{S_{1,25}}$ и т. п. В дальнейших построениях использованы логарифмы этих параметров.

Первоначальным объектом изучения являлось пространственное распределение наших параметров. Для его построения использовались данные от землетрясений узкого диапазона энергий (в пределах одного порядка) и ограниченного интервала глубин очага: в коре $H=0-25$ км и в мантии — 25—55; 55—85; 85—120 и 120—160 км. По осредненным на небольших пло-

Разрезы по лучам

100 200

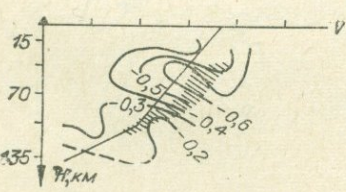
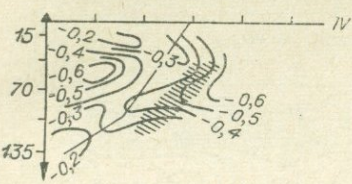
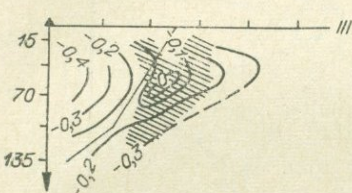
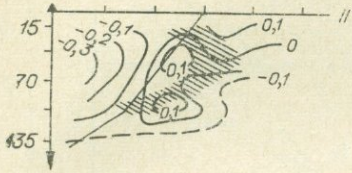
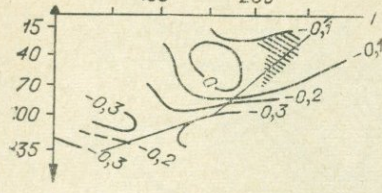
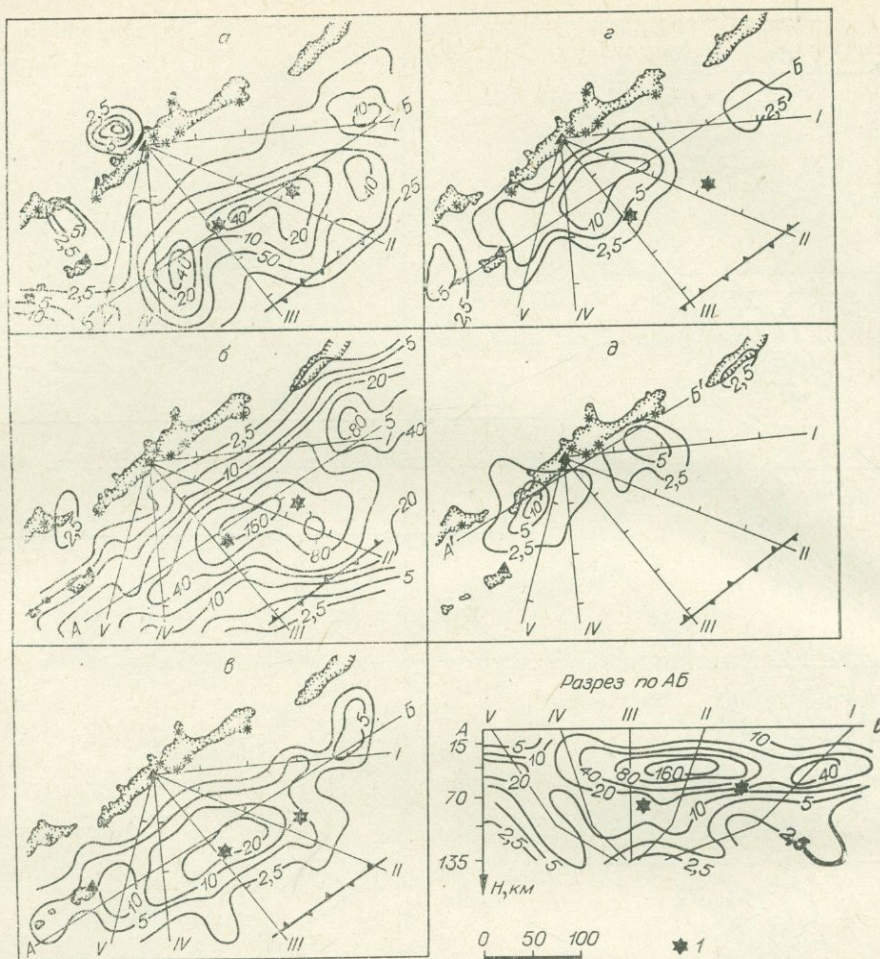


Рис. 2. Изменение параметра $\lg \frac{P_{1,25}}{S_{1,25}}$. Усл. обозн. см. на рис. 1.

щадках значениям индивидуальных землетрясений ($n=5 \div 30$ штук) для каждого горизонта строились карты изменения этих параметров. Пространственное распределение каждого из 13 параметров иллюстрировалось совокупностью таких карт и шести разрезов — пяти вертикальных лучевых, исходящих из регистрирующей станции, и одного наклонного, примерно соответствующего осевой плоскости фокальной зоны. Данные рис. 1 характеризуют изменение низкочастотного среза ЧИСС-спектра продольных волн. Изолинии соединяют равные значения $\lg \frac{P_{2,5}}{P_{1,25}}$. На рис. 2

приводится распределение параметра $\lg \frac{P_{1,25}}{S_{1,25}}$.

Плавное изменение осредненных параметров свидетельствует о том, что спектры упругих волн от слабых землетрясений определяются довольно общими для данного района закономерностями. Вариации динамических характеристик сейсмических волн, зарегистрированных одной станцией, в основном определяются какими-то условиями излучения, а также поглощающими свойствами среды на путях распространения. При изучении пространственного распределения изучаемых спектров было принято, что монотонная составляющая изменения параметров с расстоянием определяется поглощением, а осцилляция на фоне этой зависимости —



следствие изменений условий в очаговой зоне. Поскольку изучение неоднородностей условий излучения составляет главную задачу настоящей работы, для анализа были выбраны именно распределения двух низкочастотных параметров $\lg \frac{P_{2,5}}{P_{1,25}}$ и $\lg \frac{S_{1,25}}{S_{1,25}}$ (см. рис. 1 и 2), так как влияние поглощения на них сказывается в меньшей степени. По этой же причине и для краткости распределение более высокочастотных параметров не приводится.

Особенности сейсмической деятельности изучаемого района за 1958—1967 гг. видны на рис. 3 и 4. На рис. 3 приводится изменение плотности землетрясений с $K \geq 10$, приходящихся на 1000 км^2 , зарегистрированных южнокурильской сетью сейсмических станций. При таком формальном подсчете землетрясения, отличающиеся по энергии в пределах $10^{10} - 10^{18} \text{ Дж}$, входили с равным весом. Рис. 4 иллюстрирует изменение по площади соотношения сильных и слабых землетрясений в верхней 60-километровой толще. Изолиниями на рис. 4 показано значение параметра $\gamma = \frac{\Delta \lg \Sigma n_E}{\Delta \lg E}$,

где γ — тангенс угла наклона графика повторяемости, n_E — число землетрясений одного класса. Из рис. 3 и 4 видно, что в таком ограниченном по протяженности отрезке Курило-Камчатской островной дуги сейсмическая активность крайне неравномерна. Число землетрясений существенно

Нарезы по лучам

100 200

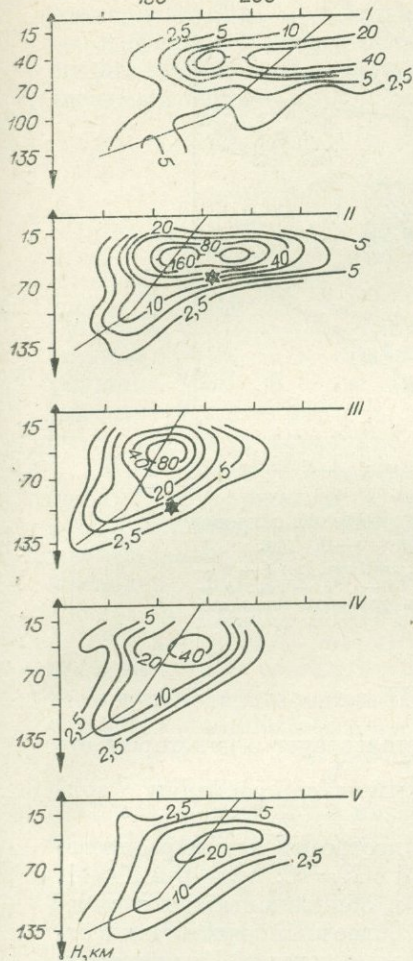


Рис. 3. Изменение плотности землетрясений с $K \geq 10$, зарегистрированных в 1958—1967 гг. южнокурильской сетью станций. На изолиниях указана плотность эпицентров на 1000 км^2 в каждом горизонте. Глубина равна 0—25 км (а), 26—55 км (б), 56—85 км (в), 86—120 км (г), 120—140 км (д). 1 — инструментальные эпицентры землетрясений с $M > 8$. (Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.)

изменяется по простиранию фокальной зоны, причем максимум не всегда приурочен к осевой части фокальной зоны*.

Основная часть очагов землетрясений, как и в целом по Курило-Камчатской дуге (Федотов и др., 1969), приурочены к самым верхам мантии, хотя инструментальные гипоцентры сильнейших землетрясений зоны с $M \geq 8$ расположены несколько глубже. Следует отметить, что большая часть зарегистрированных землетрясений произошла в периоды активизации и связана с афтершоковыми роями этих двух событий и ряда других с $M \geq 6$. В дальнейшем, сопоставляя распределение динамических параметров и характер сейсмической деятельности, будем рассматривать два участка. Это, во-первых, область луча II, где в двух верхних горизонтах зарегистрирована максимальная плотность гипоцентров (см. рис. 3) при относительном увеличении значений γ (см. рис. 4), т. е. сейсмическая разрядка здесь происходила за счет большого количества относительно слабых землетрясений. И, во-вторых, область луча III, характеризующаяся типичным для изучаемого района уровнем сейсмичности.

Сравнивая данные рис. 1, 2, 3 и 4, можно заметить, что в области луча II из очагов излучаются колебания, обогащенные низкочастотными составляющими. Это лучше всего заметно на разрезе AB (см. рис. 1) вдоль фокальной зоны, где область пониженных значений $\lg \frac{P_{2,5}}{P_{1,25}}$ простирается

* Надо заметить, что в течение 1958—1967 гг. энергетические классы землетрясений Южных Курильских островов определялись по разным номограммам. Это не учтено при построении рис. 3, 4, из-за чего они носят в значительной мере качественный характер (Прим. отв. ред.).

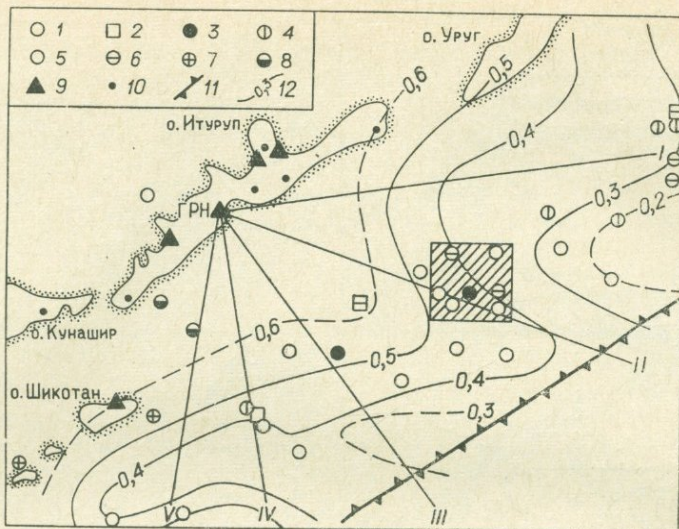


Рис. 4. Данные о землетрясениях южнокурильских островов в 1958—1967 гг. для интервала глубин 5—60 км. Магнитуда: 1 — 6 — 6,75; 2 — 7 — 7,75; 3 — ≥ 8 ; глубина, км: 4 — 0 — 25, 5 — 26 — 55, 6 — 56 — 85, 7 — 86 — 120, 8 — 120 — 160; 9 — сейсмические станции; 10 — вулканы; 11 — ось глубоководного жёлоба; 12 — изолинии значений γ . Заштрихована область детальных исследований.

на значительную глубину. Для района луча II также отмечается устойчивый максимум $\lg \frac{P_{1,25}}{S_{1,25}}$ (см. рис. 2), что свидетельствует о некотором относительном увеличении интенсивности волн сжатия по сравнению с волнами сдвига.

Для интервала глубин 25—55 км удалось построить карты распределения параметров не только для землетрясений с $K=10$, но и для $K=11$. Сопоставляя эти данные, можно отметить, что в общих чертах их распределение сходно. Однако землетрясения с $K=10$ более высокочастотны, а отношение спектров P и S волн (см. рис. 2) несколько меньше. Количественно эти особенности по-разному сказываются в районе лучей II и III. Если по лучу II преобладающие периоды P и S волн от землетрясений 10 и 11 классов значительно разнятся, то аналогичные отличия в районе луча III не существенны. Что же касается отношения спектров F этих двух типов волн, то в районе луча II энергетическая зависимость слабо сказывается, в то время как по лучу III различие наших параметров 10 и 11-го классов превосходит погрешности осреднения.

При сопоставлении карт для землетрясений 10 и 11-го классов (см. рис. 1 и 2) заметно, что осцилляции осредненных параметров землетрясений с $K=10$ значительнее, чем для более сильных толчков с $K=11$. Эти особенности лучше всего заметны на распределении низкочастотных составляющих продольных волн.

При статистическом изучении таких сложных функций, как динамические параметры сейсмических волн, большой интерес представляют не только их средние значения, но и эмпирические дисперсии этих средних, причем не только как оценки достоверности и точности проводимых исследований, но и как возможные характеристики различных процессов. Во втором случае задачу исследований можно сформулировать следующим образом: во всяком эксперименте имеются систематические погрешности, определяемые точностью измерений, которые не должны значительно отличаться от некоторых средних значений. Если же отличия все-таки наблюдаются, то полученные эмпирические дисперсии не являются оценками одной и той

же генеральной дисперсии. При этом подразумевается, что генеральная дисперсия определяется равновероятными для всех групп серии характеристиками: точностью определения координат и энергетической классификации, погрешностями построения спектров и т. п. В качестве оценки генеральной дисперсии в работе была принята средневзвешенная дисперсия серии

$$\bar{S}^2 = \frac{\sum_{i=1}^k S_i^2 f_i}{\sum_{i=1}^k f_i},$$

где $i=1, 2, 3, \dots$ — номера групп, а S_i^2 — эмпирическая дисперсия этой группы; $f_i = (n_i - 1)$ — количество степеней свободы каждой группы (Пустыльник, 1968). В серии наблюдений обычно объединялись осредненные значения какого-нибудь параметра для землетрясений одного энергетического класса и горизонта.

При сравнении средневзвешенных дисперсий различных серий (табл. 1) обнаруживаются определенные тенденции. Оказалось, что параметры землетрясений 10-го класса рассеяны сильнее, чем 11; дисперсии спектральных параметров продольных волн выше, чем соответствующих компонент поперечных волн. Наименьшие значения средневзвешенных дисперсий наших параметров отмечаются для горизонта $H=55-85$ км, причем для неглубокофокусных землетрясений (до $H=80$ км) рассеяние низкочастотных составляющих наибольшее. Замеченные различия могут быть весьма показательны, если предположить, что они отражают меру изменчивости (нестабильности?) условий излучения.

На рис. 1 и 2 штриховкой выделены участки, где эмпирическая дисперсия осредняемых параметров значимо превосходит средневзвешенные значения. Дисперсия в них определяется не только равновероятными для данных серий погрешностями, но и какими-то дополнительными факторами. Примечательно, что такие участки группируются в пространстве, что увеличивает вероятность неслучайности, и, кроме того, они главным образом приурочены к зонам высокой сейсмичности, в которых располагаются инструментальные гипоцентры сильных ($M \geq 6$) землетрясений.

Такое совпадение участков повышенной сейсмичности и повышенной дисперсии наших параметров позволяет предположить, что величина рассеяния излучаемых параметров каким-то образом связана с сейсмическим режимом. Для проверки подобного предположения нами анализирована

Таблица 1

Значения средневзвешенных дисперсий спектральных параметров
(в сантилогарифмах)

H, км	Количество групп	Количество спектров	$P_{2,55}$	$P_{5,0}$	$P_{10,0}$	P_{20}	$S_{2,5}$	$S_{5,0}$	S_{10}	S_{20}	$P_{1,25}$	$P_{2,5}$	$P_{5,0}$	P_{10}	P_{20}
			$P_{1,25}$	$P_{2,5}$	$P_{5,0}$	P_{10}	$S_{1,25}$	$S_{2,5}$	S_{5}	S_{10}	$S_{1,25}$	$S_{2,5}$	$S_{5,0}$	S_{10}	S_{20}
5—25	17	93	20	20	21	18	18	15	16	15	20	23	20	16	16
25—55а	44	429	22	20	20	20	20	18	18	20	23	23	22	18	18
25—55б	34	265	20	20	18	17	18	18	18	17	24	21	20	19	17
55—85	49	144	19	17	17	13	16	17	17	13	25	23	24	17	17
85—120	14	80	20	19	22	20	17	17	13	15	31	30	28	20	10
120—160	4	25	22	19	30	21	21	15	20	22	40	33	29	24	25

Изменение спектральных параметров и их дисперсий во времени (в сантилогарифмах)

Период	Количество землетрясений (n)	P _{2,5} /P _{1,25}		P ₅ /P _{2,5}		P ₁₀ /P ₅		P ₂₀ /P ₁₀		S _{2,5} /S _{1,25}		S ₅ /S _{2,5}		S ₁₀ /S ₅		S ₂₀ /S ₁₀		P _{1,25} /S _{1,25}		P _{2,5} /S _{2,5}		P ₅ /S ₅		P ₁₀ /S ₁₀		P ₂₀ /S ₂₀		
		\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}	D	\bar{X}
1	27	26	23	12	31	-17	23	-50	22	34	27	8	25	-20	20	-60	21	6	33	-4	35	2	31	4	23	12	19	
2	24	26	34	-4	23	-22	17	-57	10	36	13	7	28	-38	17	-62	12	16	25	8	22	-4	25	15	23	18	29	
3	25	43	39	21	36	-12	29	-75	28	56	38	12	29	-17	27	-75	17	9	35	-3	31	4	26	10	33	7	27	
3а				21	25	26	26	21	21	25	25	23	23	27	27	16	16	15	15	15	15	20	20	20	15	15	16	16
4	14	30	28	2	22	-34	18	-74	13	35	17	3	29	-41	18	-74	18	-1	31	4	23	7	23	12	19	6	26	
5	9	35	36	8	31	-19	30	-55	24	36	31	16	31	-32	28	-72	16	7	21	9	24	2	26	14	16	31	16	
5а				21	25	26	26	29	29	22	22	22	22	16	16	16	16	17	17	13	13	18	18	13	13	14	14	
6	12	31	25	-4	19	-20	33	-88	15	19	21	16	23	-47	22	-69	21	-4	28	7	23	-13	31	19	21	3	26	
7	24	38	29	8	26	-30	35	-65	28	34	28	14	31	-36	19	-64	26	7	32	8	36	2	31	8	26	5	29	
Среднее	135	38	41	8	36	-22	38	-64	30	38	43	10	34	-31	33	-70	31	7	46	3	42	5	44	11	38	9	37	

лись изменения во времени спектральных параметров землетрясений с $K=10$, очаги которых расположены в небольших объектах (примерно $40 \times 40 \times 40$ км). Положение одного из таких объектов показано на рис. 4 вертикальной штриховкой. Сейсмический режим выделенного участка в 1958—1967 гг. проявлялся в резких вспышках активизации, сопровождавших сильные ($M \geq 6$) землетрясения, когда регистрировалось большое количество афтершоков. Такие вспышки продолжительностью один-два месяца сменялись периодами более «спокойного» режима, при котором в исследуемом объеме регистрировалось не более 3—6 землетрясений с $K \geq 10$. Периоды активизации отмечались в октябре — ноябре 1958 г., ноябре — декабре 1963 г., ноябре — декабре 1964 г. и в июле 1965 г. Смена периодов активизации «спокойным» режимом весьма условна и выбиралась произвольно на глаз.

Первоначально землетрясения, очаги которых расположены в изучаемом объеме, были разбиты по хронологическому принципу на группы. В каждом отрезке времени, разделенном нами по уровню сейсмической активности, производилось осреднение наших параметров. Результаты осреднения приведены в табл. 2. В колонке 1 индексами указаны интервалы времени: периоды активизации 1963, 1964 и 1965 гг. соответствуют строчкам 1, 4 и 6; заключенные между ними интервалы «спокойного» режима — строчки 3

и 5. Периоды с 1958 по октябрь 1963 и с августа 1965 по сентябрь 1967 гг. приведены в строчках 1 и 7. В последней строке таблицы 2 осреднены значения параметров за все время наблюдений. В периоды 3 и 5 между соседними вспышками активности осреднение производилось в двух вариантах: 1) в предположении, что параметры не меняются во времени ($f = \text{const}$) — строчки 3 и 5 и 2) спектры P - и S -волн изменяются со временем ($f = f(t)$) — строчки 3а и 5а. Количество землетрясений, использованных в каждом периоде, приведено в колонке 2. В колонках 4—16 приведены осредненные значения спектральных параметров (\bar{X}) и их дисперсии (D).

На рис. 5 графически изображены вариации спектральных параметров за период с октября 1963 по август 1965 г., включающий три вспышки активности и два интервала между ними. На графиках рис. 5 слева указаны изучаемые параметры, а сверху — шкала времени, где стрелками указаны моменты сильных землетрясений и указан энергетический класс. 14—15 классы примерно соответствуют магнитуде около 6 по стандартной шкале сейсмической службы СССР (Бюллетень..., 1964—1968; Федотов, 1963).

Из данных табл. 2 и рис. 5 видно, что каждый период активизации начинается и кончается сильным землетрясением, и за это время значения осредненных параметров ниже, чем в среднем за весь период наблюдений, т. е. спектры P - и S -волн более низкочастотны. Для периодов 2, 4 и 6 характерны и сравнительно низкие дисперсии осредняемых параметров, близких по уровню к средневзвешенным значениям (см. табл. 1). Для интервалов 3 и 5 («спокойной» сейсмичности) средние значения спектральных функций выше среднего уровня и характеризуются высоким рассеянием, существенно отличающимся от средневзвешенных значений.

Визуально между соседними вспышками активности на рис. 5 можно заметить некоторое уменьшение во времени изучаемых параметров, которое в первом приближении можно осреднить функцией вида $X = a + bt$, где $\bar{X}(t)$ — логарифм спектральных параметров, а коэффициенты « a » и « b » отражают изменение каждого параметра во времени. Для таких зависимостей подсчитаны среднеквадратичные погрешности.

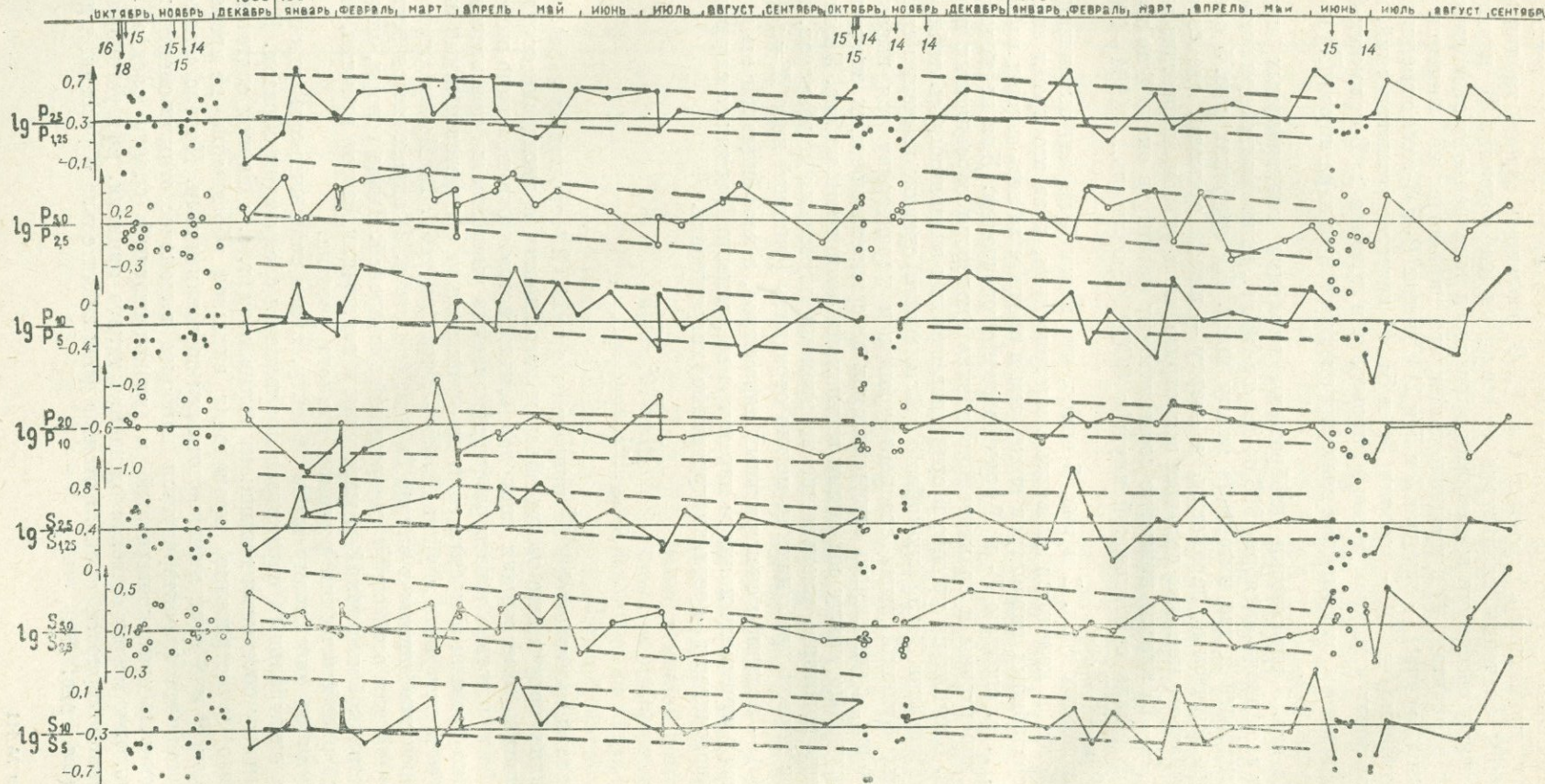
$$S^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\bar{X}(t)^2 - \bar{X}_i^2)}{n-1}$$

Результаты вычислений $\sqrt{S^2}$ приведены в табл. 2 (строчки 3а и 5а). Сопоставляя полученные таким образом погрешности и дисперсии соответствующих параметров для периодов «спокойного» режима, можно видеть, что в большинстве случаев рассеяние значимо уменьшается при введении функции времени и практически не отличается от средневзвешенных значений для интервала глубин $H = 25-55$ км (см. табл. 1). Можно считать, что рассеяние данных в случае 3а и 5а (см. табл. 2) определяется равновероятной для всей серии генеральной дисперсией. Иначе говоря, подобной методикой мы в какой-то мере учли и исключили фактор времени, связанный с сейсмическим режимом данного участка.

Судя по описанному выше эффекту, связь сейсмического режима и наших спектральных параметров проявляется следующим образом. В период между соседними вспышками активности (т. е. в период подготовки сильного землетрясения) происходит заметное обогащение во времени спектров P и S волн низкочастотными составляющими. Начало «спокойного» периода характеризуется наиболее высокочастотными спектрами. Определение «высокочастотный» и «низкочастотный» спектр следует понимать, как математическое ожидание такого явления, ибо установленные закономерности проявляются на фоне значительного рассеяния данных (см. рис. 5).

1963|1964

1964|1965



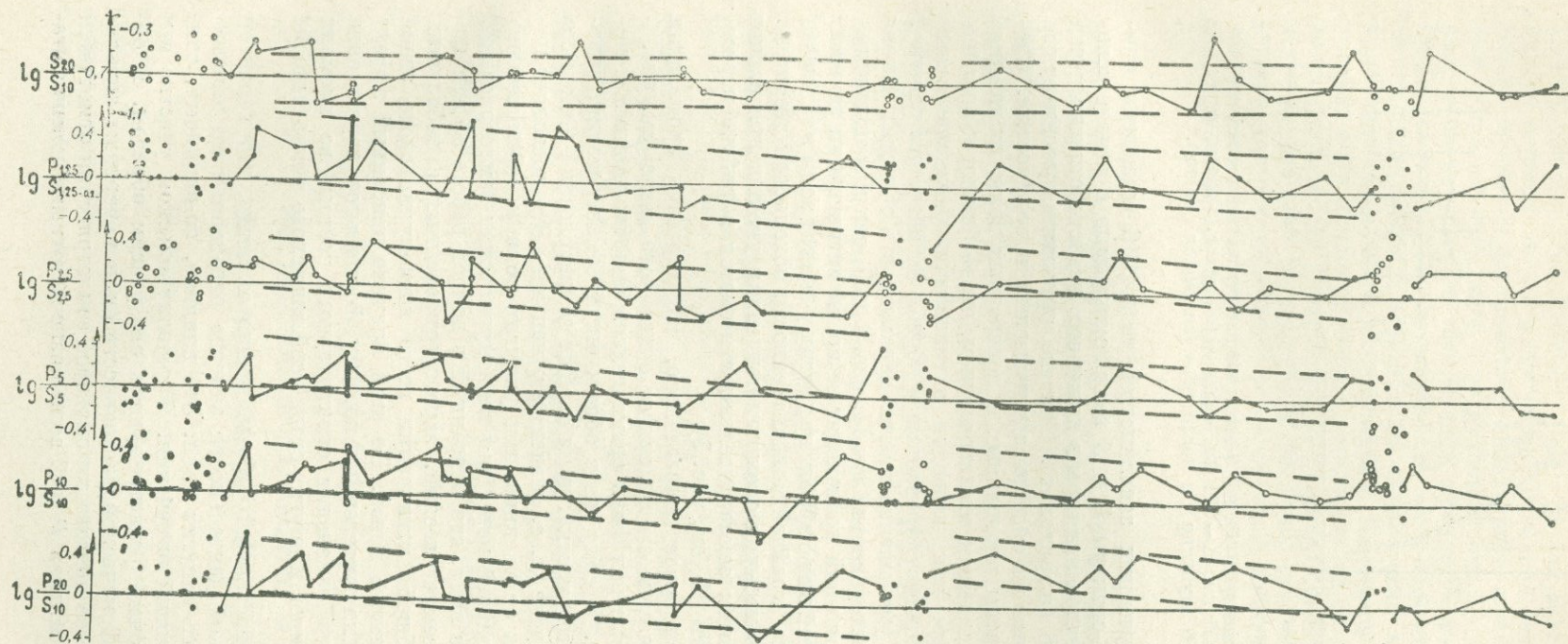


Рис. 5. Изменение спектральных параметров землетрясений с $K=10$ во времени (данные ЧИСС ст. Горный).

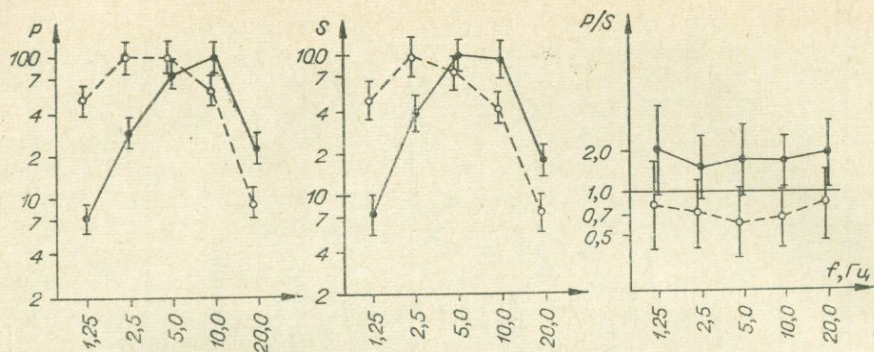


Рис. 6. Форма ЧИСС-спектров P - и S -волн южнокурильских землетрясений с $K=10$, $H=25-55$ км, $\Delta \sim 150$ км, ожидаемая на ст. Горный перед событием с $M \geq 6$ (пунктир) и после него (сплошная линия).

На основании полученных зависимостей на рис. 6 приведены наиболее вероятные ЧИСС-спектры P и S волн, ожидаемые в начале «спокойного» периода (сплошная линия) и в конце его, непосредственно перед землетрясением с $M \geq 6$ (штриховая). Там же приводятся стандартные отклонения, вычисленные по среднеквадратическим погрешностям. Следует отметить, что спектры продольных и поперечных волн, ожидаемые непосредственно перед сильным землетрясением, очень близки к средним значениям, характерным для периодов активизации. Низкочастотные спектры P и S волн, зарегистрированные в период активизации режима, видимо, и определяют уменьшение наших параметров в областях интенсивной сейсмической деятельности (луч II, рис. 1 и 2), так как подавляющее количество землетрясений происходит за время активизации режима.

Проверить описанный выше эффект на других участках зоны в таком же объеме не удалось из-за крайней малочисленности исходного материала. Однако качественно по четырём спектрам тенденция уменьшения наших параметров перед сильным землетрясением отмечается в районе пересечения луча I и плоскости AB (см. рис. 3).

Это совпадение тем более показательное, что характер проявления сейсмичности в этом участке отличается от описанного выше (см. рис. 3 и 4). Здесь афтершоковые рои были сравнительно малочисленными и менее продолжительными. К тому же в общем числе землетрясений, зарегистрированных из этого участка, доля слабых землетрясений несколько ниже, чем в первом случае (т. е. значения γ меньше). Это позволяет надеяться, что описанная связь динамики упругих волн и сейсмического режима типична, по крайней мере, для южнокурильских землетрясений. Однако следует иметь в виду, что описанный в данной работе эффект получен при изучении землетрясений, зарегистрированных с небольших участков, в период общей активизации всего южнокурильского звена Тихоокеанского подвижного пояса. По этой причине описанный эффект в какой-то степени исключителен, и поэтому формальное перенесение выделенной зависимости изменения спектрального состава во времени на структуры других типов и других стадий сейсмического цикла было бы неоправданным.

Резюмируя итоги настоящей работы, можно отметить, что характер проявления сейсмической деятельности заметно отражается на динамических характеристиках упругих волн. Это влияние, по-видимому, связано с изменением условий излучения. В южнокурильском участке эти изменения в области очага регистрируются следующим образом. В областях интенсивной сейсмической деятельности (или в периоды активизации режима) в процессе подготовки сильного землетрясения отмечается заметное обогащение спектров P и S волн низкочастотными компонента-

ми. Проводя аналогию с уже известными зависимостями (Антонова и др., 1968; Соловьев, Пустовитенко, 1964), можно связать эти увеличения видимого периода либо с увеличением размеров очаговой зоны и, следовательно, временем вспарывания, характерным для механизмов более сильных землетрясений, либо с погружением очага в область высоких давлений, температур, т. е. изменением прочности вещества очаговой зоны. Во всяком случае описанный эффект, если он подтвердился в других сейсмоопасных районах, может быть использован как один из признаков приближения сильного землетрясения. Изменение спектрального состава упругих волн можно проверить предложенной методикой даже без частотно-анализирующей аппаратуры. Достаточно сопоставления записей комплектов с разными полосами пропускания: увеличение видимого периода регистрируемых колебаний перед сильным событием должно вызвать отсительное увеличение магнитуды землетрясения, вычисленной по данным длиннопериодного комплекта.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонова Л. В., Аптикаев Ф. Ф., Курочкина Р. Н., Пересов И. Л., Раутиан Т. Г., Халтурин В. И. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М., «Наука», 1968.
- Бюллетень сети сейсмических станций дальнего Востока. СахКНИИ СО АН СССР, Новоалександровск, 1964—1968.
- Гостев М. А., Федотов С. А. Спектральные характеристики форшоков и афтершоков катастрофического землетрясения 6 ноября 1958 г.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1964, № 5.
- Запольский К. К. Частота сейсмических колебаний.— «Тр. ИФЗ АН СССР». 1960, № 9.
- Пустульник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., «Наука», 1968.
- Пшенин К. В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М., «Наука», 1965.
- Симбирцева И. Г. Пространственно-временные особенности распределения механизмов очагов слабых землетрясений Гармского и Нарынского районов Средней Азии. Автореф. канд. дисс. 1969.
- Соловьев С. Л., Пустовитенко А. И. О возможном уменьшении периода продольных волн с глубиной очага.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1964, № 10.
- Тадаэси М. Механизм последовательности Аляскинского землетрясения 1964 г.— «Geophys. Bull. Hokkaido Univ.», 1969, № 21.
- Федотов С. А. О поглощении поперечных волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 6.
- Федотов С. А., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М., «Наука», 1969.
- Федотов С. А., Болдырев С. А. О зависимости поглощения объемных волн от частоты в коре и верхней мантии Курильской островной дуги.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», 1969, № 9.
- Korkman K. Aftershock P-wave spectra and dynamic feature of the Aleutian Islands earthquake sequence of February 4, 1965.— «Tectonophysics», 1968, vol. 5, № 3.

О. В. Потапова, С. А. Федотов

ИССЛЕДОВАНИЕ ПАРАМЕТРА $\Theta = \lg \frac{E_S}{E_P}$ ДЛЯ КАМЧАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В данном сообщении рассматриваются свойства и возможности нового динамического параметра Θ , введенного С. А. Федотовым в 1970 г., для изучения свойств среды и физики землетрясений. Параметр Θ определяется как логарифм отношения энергий короткопериодных поперечных и продольных волн в очаге землетрясения. Для камчатских

землетрясений $\Theta = \lg \frac{E_S, \text{ Дж}}{E_P, \text{ Дж}} = \lg E_{S, \text{ Дж}} - \lg E_{P, \text{ Дж}} = K_S - K_P$, где K_S и K_P — энергетические классы, определяемые с помощью шкал $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ и $K_{P1,2}^{\Phi 69}$, построенных С. А. Федотовым для оценки энергии волн S и P камчатских землетрясений (Федотов, 1972)*. Шкалы $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ и $K_{P1,2}^{\Phi 69}$ одинаковые систематические ошибки. Разностная величина Θ свободна от них и должна определяться много точнее, чем E_S и E_P в отдельности. Параметр Θ дает, по-видимому, представление о среде в области очага и может служить мерой отклонения свойств среды в источнике от свойств идеально упругого тела.

Изучение динамических характеристик землетрясений связано с большими трудностями. Их большой разброс вызван нестабильностью сейсмического режима, несовершенством регистрирующей аппаратуры и многими другими факторами. Все это делает отдельные результаты малоинформативными. В этом отношении параметр Θ не составляет исключения. Однако с помощью статистических методов удается получить при всех несовершенствах определений достаточно надежные качественные результаты и дать им некоторые количественные оценки.

Исходным материалом в данном сообщении являются величины Θ приблизительно для 2000 камчатских землетрясений 1967—1970 гг. с $K_{S1,2}^{\Phi 68} \geq 8,5$. С помощью этих данных более обстоятельно изучались зависимости отношения энергий поперечных и продольных волн от глубины очага, энергетического класса землетрясения, а также распределение этого параметра по площади. Так как первые два вопроса (влияние глубины очага и энергии землетрясения на Θ) довольно подробно рассмотрены в работе С. А. Федотова (1972), то в данной статье они будут изложены кратко с добавлением новых фактических данных.

Зависимость параметра Θ от энергетического класса землетрясения $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ была построена первоначально по выборке объемом в 300 землетрясений с $K_S \geq 9$ за 1965—1968 гг. (рис. 1). Методом наименьших квадратов были найдены уравнения регрессии в виде $\Theta = a + bK_S$. Ввиду того, что наклон графиков слабо варьирует с глубиной, сочли возможным объединить эти четыре случая и получили зависимость для $h = 0-400$ км в виде

$$\Theta = 0,36 K_{S1,2}^{\Phi 68} - 2,64.$$

Из полученного соотношения формально следовало, что при $K_S = 7,3$ значение $\Theta = 0$, т. е. энергии продольных и поперечных волн равны между собой. Чтобы проверить это обстоятельство, другой вариант графика $\Theta = f(K_S)$ строился для землетрясений с $K_S \geq 7$ по данным за 1968 и 1970 гг. (рис. 2). Для $K_S \geq 9$ зависимость практически не изменилась, а при $7 < K_S < 9$ график явно выполаживается, т. е. энергия волн S в очагах камчатских землетрясений этого диапазона K_S все же в среднем больше энергии волн P .

Более подробные данные о поведении Θ при $K_S < 9$ приведены на рис. 3. Все землетрясения с $K_S \leq 9$ разбиты на две группы: $h < 100$ км (рис. 3, а) и $h \geq 100$ км (рис. 3, б). Характер графиков почти одинаков. Правда, уровень графика для землетрясений с $h \geq 100$ км ниже уровня графика для $h < 100$ км в среднем на 0,3. Отрезок графика, пересекающий ось абсцисс на рис. 3, б, из-за недостатка данных нельзя считать вполне надежным, поэтому он изображен штриховой линией.

* Классы шкалы $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ и магнитуды M , определяемые ЕССН по поверхностным волнам, связаны эмпирическим соотношением $K_{S1,2}^{\Phi 68} \approx 4,6 + 1,5 M_{\text{ЕССН}}$.

К сожалению, ничего нельзя сказать о землетрясениях с $K_S < 7$, так как они регистрируются обычно только малым числом ближайших станций камчатской сети и величины Θ для них ненадежны.

Зависимость $\Theta = f(h)$. На рис. 4 приведен график зависимости $\Theta = f(h)$ за 1967—1970 гг. для $0 \leq h \leq 200$ км. На большие глубины продлить график не удалось из-за малочисленности данных на этих глубинах. Ввиду значительной зависимости величины Θ от K_S в значения Θ вводилась поправка за класс. Все значения Θ приводились к $K_S = 10$ с помощью соотношения

$$\Theta_{10} = \Theta_i + 0,36 (10 - K_S).$$

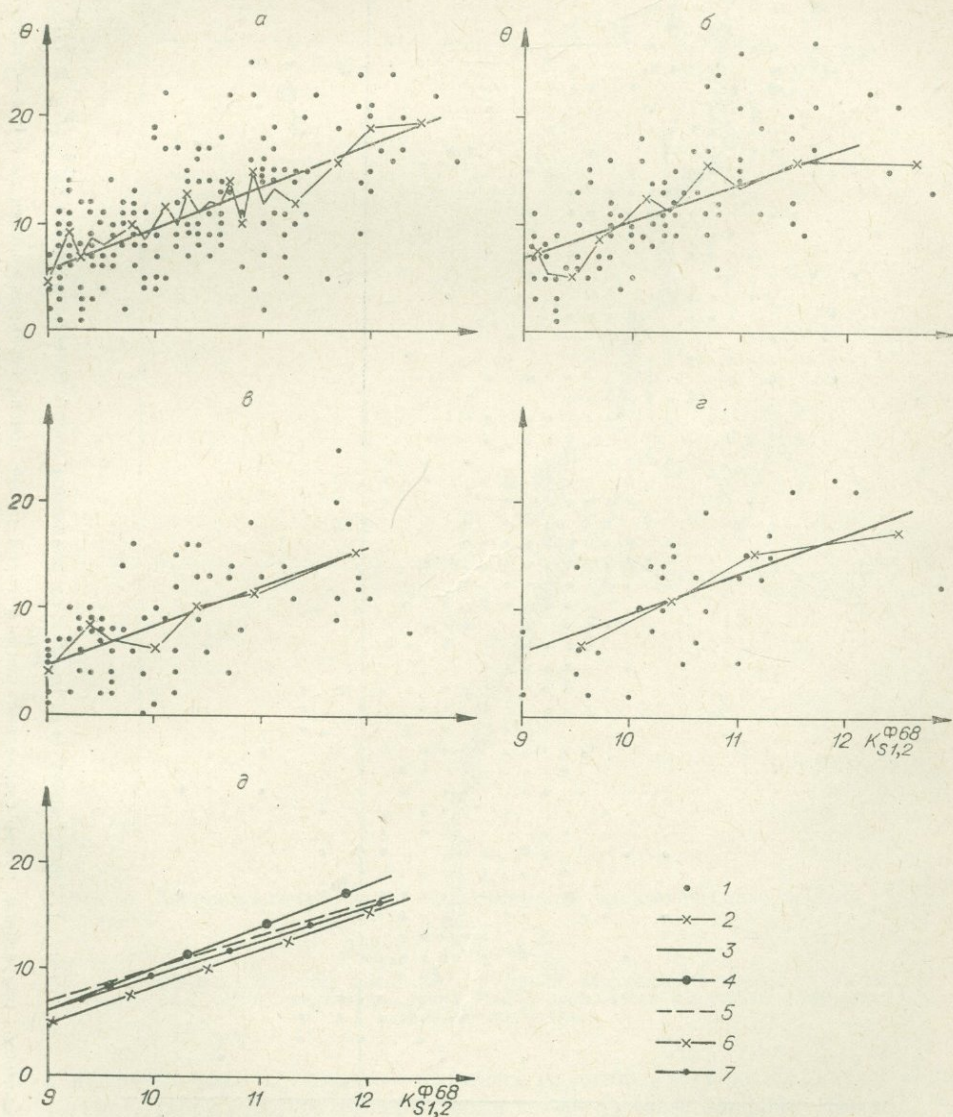


Рис. 1. Зависимость $\Theta = \lg \frac{E_S}{E_P}$ от величины энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ ($K_S \geq 9$) и глубины очага h , км: а — 0—70; б — 70—120; в — 120—200; г — более 200 км; д — сравнение средних зависимостей от K для всех указанных интервалов глубин. 1 — экспериментальные точки; 2 — центры групп по 10 точек; 3 — линия, соединяющая центры групп; 4—7 — средние зависимости для глубин, км: 4 — 0—70, 5 — 70—120, 6 — 120—200, 7 — >200.

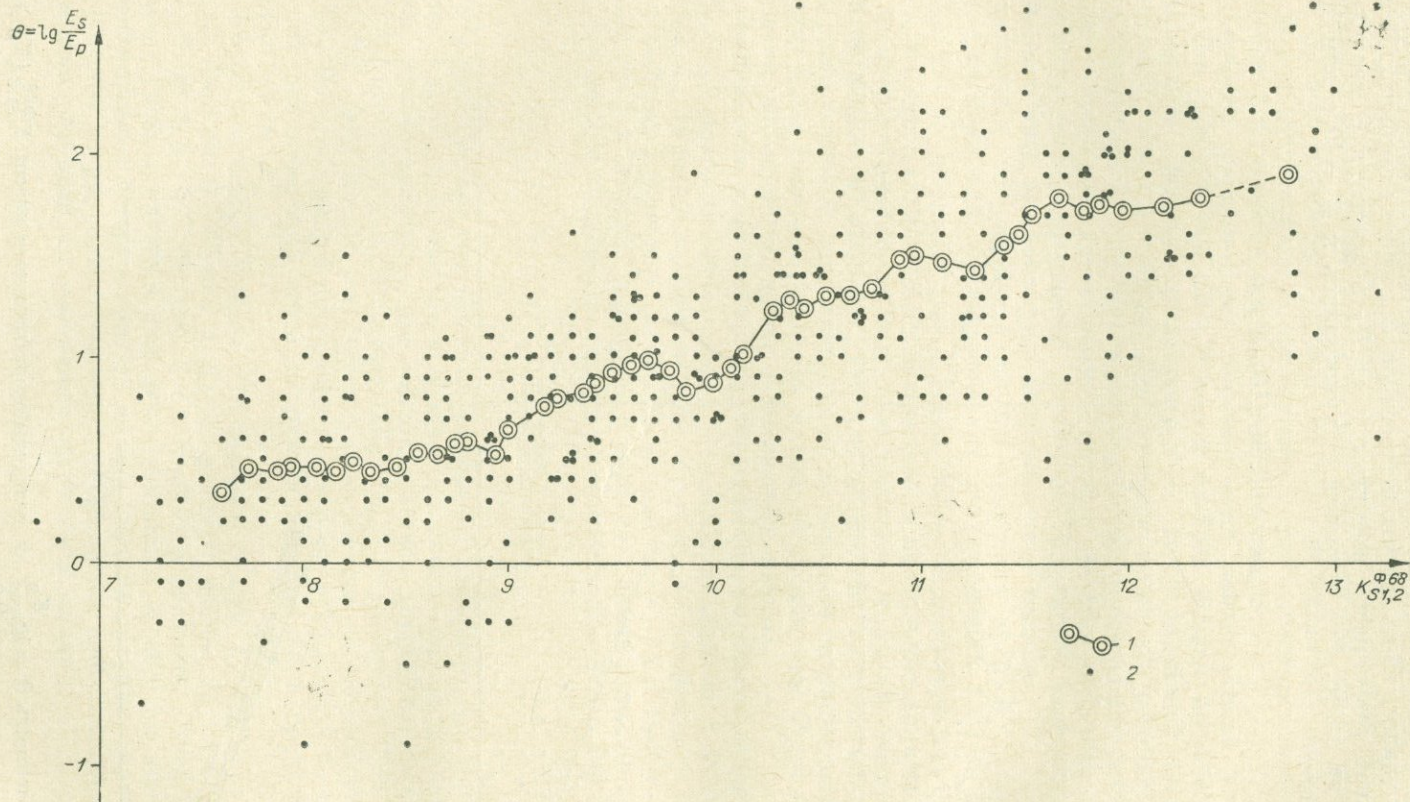


Рис. 2. Зависимость $\Theta = \lg \frac{E_S}{E_P}$ от величины энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ ($K_S \geq 7$).

1 — средняя зависимость, полученная путем соединения центров групп до 40 точек, перекрывающихся на 3/4; 2 — экспериментальные точки, $h=0+400$ км.

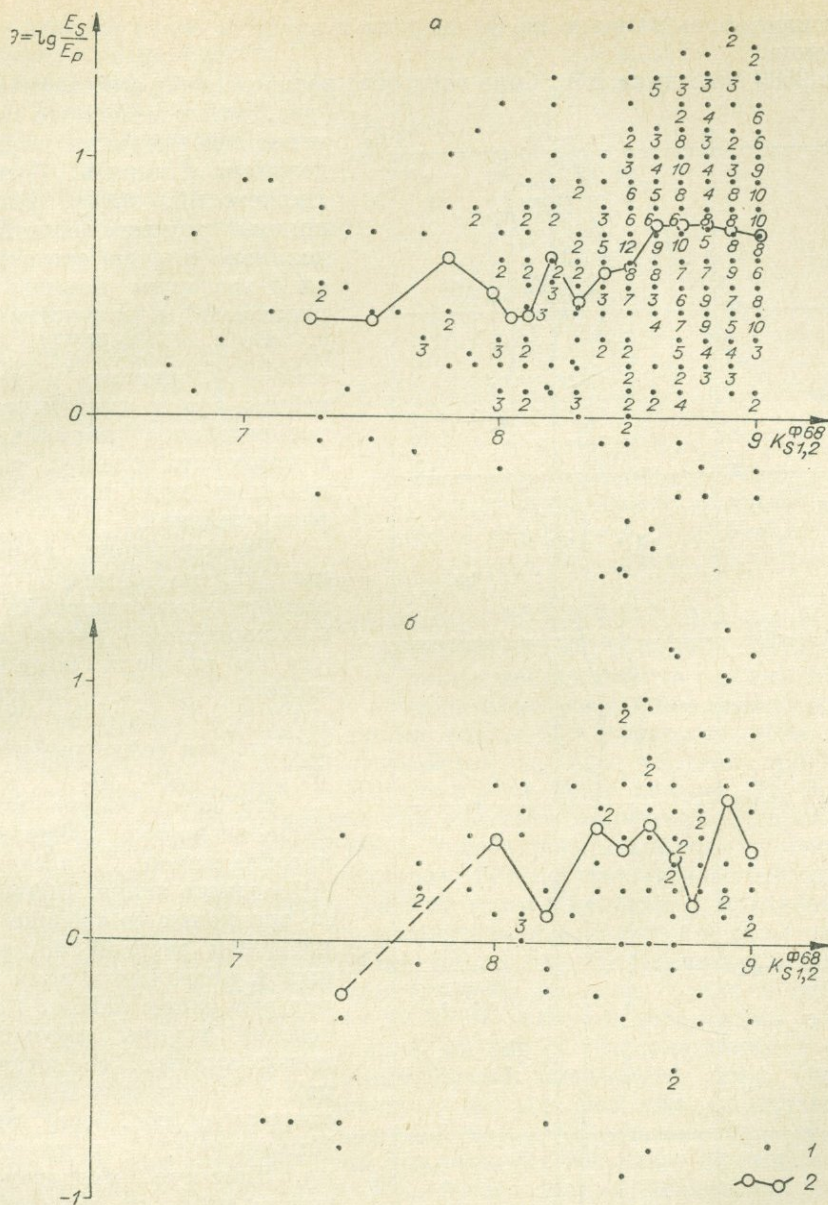


Рис. 3. Зависимость $\theta = \lg \frac{E_S}{E_P}$ от величины энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ ($7 < K_S \leq 9$).

а — для $h < 100$ км; б — для $h > 100$ км. 1 — линия, соединяющая центры групп по 10 точек; 2 — экспериментальные точки. Числа около точек указывают количество совпадающих точек.

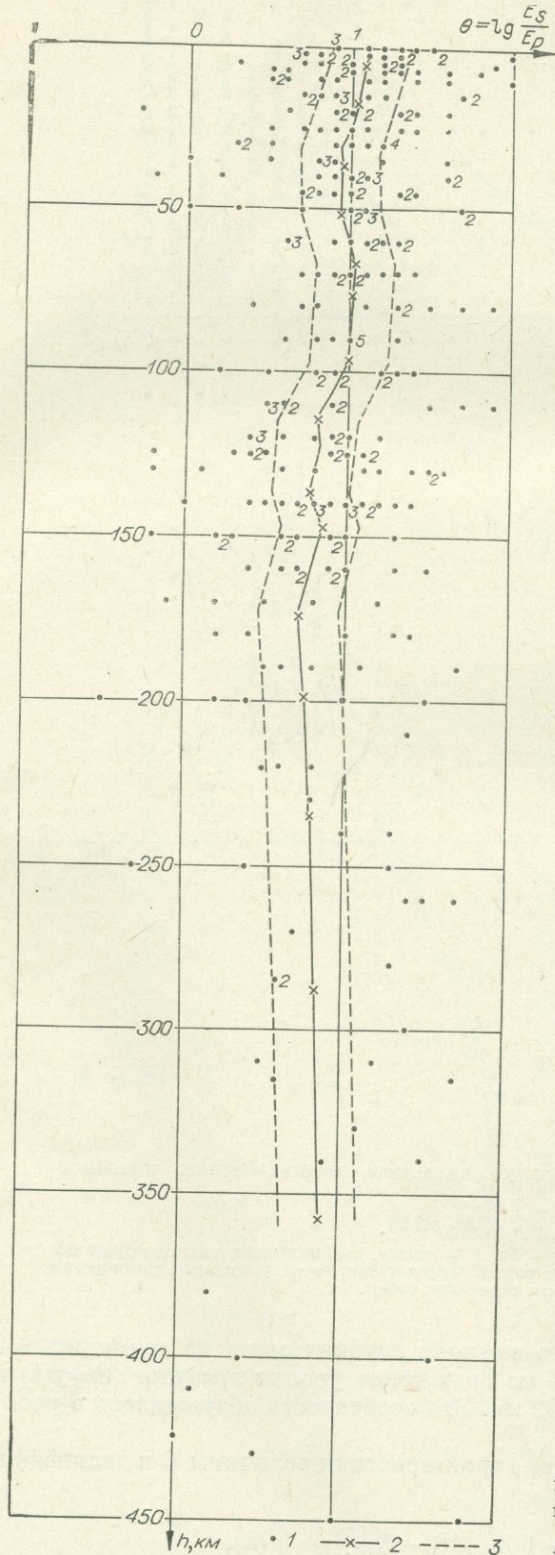
Как видно из рис. 4, сильного влияния глубина очага на величину θ не оказывает. Представляет интерес понижение уровня графика $\theta = f(h)$ на 0,2 для землетрясений с $h > 100$ км. Эта особенность обсуждалась в работе С. А. Федотова (1972).

Величина $\Delta\theta_{10}$. В качестве характеристики величины θ в дальнейшем использовались значения

$$\Delta\theta_{10}^i = \theta_i + 0,36 (10 - K_{S1,2}^{\Phi 68}) - \bar{\theta}(h),$$

т. е. исключалось влияние на Θ_i энергии и глубины очага данного землетрясения.

По 2500 значениям $\Delta\Theta_{10}$ было построено



распределение этой величины (рис. 5) и проведено его сравнение с нормальным распределением (Смирнов, Дуини-Барковский, 1965). Гистограмма распределения $\Delta\Theta_{10}$ довольно хорошо согласуется с графиком нормальной плотности вероятности $n(z, 0, 1)$ при $a \approx \Delta\bar{\Theta}_{10} = +0,1$; $\sigma \approx s = 0,4$, поэтому в дальнейшем будем считать наше распределение нормальным и применять оценки, справедливые для нормального распределения.

Распределение величины $\Delta\Theta_{10}$ по площади. Для проверки существования закономерностей распределения по площади была построена карта значений $|\Delta\Theta_{10}| > \sigma$ ($\sigma = 0,4$) за 1967—1970 гг. для землетрясений с $K_s \geq 8,5$ (рис. 6).

На карте можно выделить несколько районов с преобладанием значений $\Delta\Theta_{10}$ одного знака. Большим по сравнению со средним отношением энергий поперечных и продольных волн характеризуются районы Ключевской группы вулканов, поверхностных землетрясений Козыревско-Быстринского свода (пос. Эссо), мыса Шипунского, подводного хр. Шатского, протягивающегося на юг от него, и области устойчивого минимума сейсмичности вблизи юго-западного побережья Камчатки. В этих районах $\Delta\Theta_{10}$ в основном положительно.

Рис. 4. Зависимость $\Theta = \lg \frac{E_s}{E_p}$ от

глубины очага h для камчатских землетрясений энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 10$.

1 — исходные экспериментальные точки; 2 — линия, соединяющая центры групп по 40 точек с перекрытием в 3/4; 3 — пределы $\pm \sigma$.

В районах мысов Камчатского и Кроноцкого, глубоководного желоба и вулканического пояса преобладают отрицательные значения $\Delta\Theta_{10}$, т. е. доля энергии поперечных волн в суммарной энергии очага в этих районах меньше средней.

Имеется корреляция между сгущениями отрицательных и положительных значений $\Delta\Theta_{10}$ и известными сеймотектоническими структурами, вулканическими районами, максимумами и минимумами сейсмичности, наблюдавшимися в течение последних 40 лет при де-

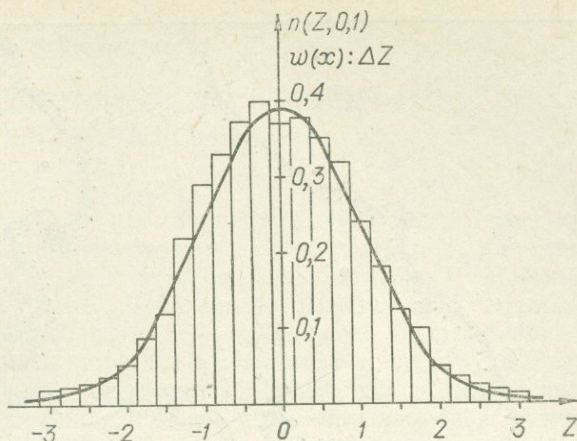


Рис. 5. Гистограмма распределения $\Delta\Theta_{10}$, совмещенная с графиком нормальной плотности вероятности при $\Delta\Theta_{10} = +0,1$ и $\sigma = 0,4$.

тальных сейсмологических исследованиях на Камчатке. Это значит, что, хотя в среднем по всей Камчатке величина $\Delta\Theta_{10}$ распределена по нормальному закону, все же существуют неслучайные связи ее со строением и процессами. В этом отношении примечательно скопление отрицательных значений $\Delta\Theta_{10}$ (относительно слабые волны S и, возможно, более сильное уклонение свойств среды от свойства идеально упругого тела) юго-восточнее мыса Камчатского. Именно в этом месте позднее, 15 декабря 1971 г., оказался инструментальный эпицентр землетрясения с $M=7,7$. Если эта особенность действительно имеет прогностическое значение, то потенциальными местами следующих больших землетрясений на Камчатке являются прежде всего районы мыса Кроноцкого и глубоководного желоба юго-восточнее Кроноцкого залива. В связи с этим следует отметить, что те места сейсмогенной зоны у берегов Камчатки, в которых землетрясения с $M \geq 7^{3/4}$ в нашем столетии не происходили и которые, по данным С. А. Федотова (1965, 1968), являются вероятными местами следующих подобных землетрясений, на рис. 6 располагаются в зонах сгущения землетрясений с отрицательными значениями $\Delta\Theta_{10}$. Опасные места по долгосрочному прогнозу — это как раз уже упоминавшиеся Кроноцкий полуостров и Камчатский залив с Камчатским мысом, нижняя часть склона глубоководной впадины юго-восточнее Кроноцкого залива, а также северная часть Кроноцкого залива, Авачинский залив и участок тихоокеанской фокальной зоны к юго-востоку от мыса Лопатка.

Исходя из приведенных в этом сообщении данных, можно заключить, что использование параметра Θ дает новые интересные сведения о строении среды и сейсмических процессах. Вполне целесообразно продолжать исследования. Одной из очередных задач может быть изучение изменений Θ во времени перед сильными землетрясениями.

ЛИТЕРАТУРА

- Смирнов Н. В., Дунип-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. М., «Наука», 1965.
 Федотов С. А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии. — «Тр. ИФЗ АН СССР», 1965, № 203 (36).

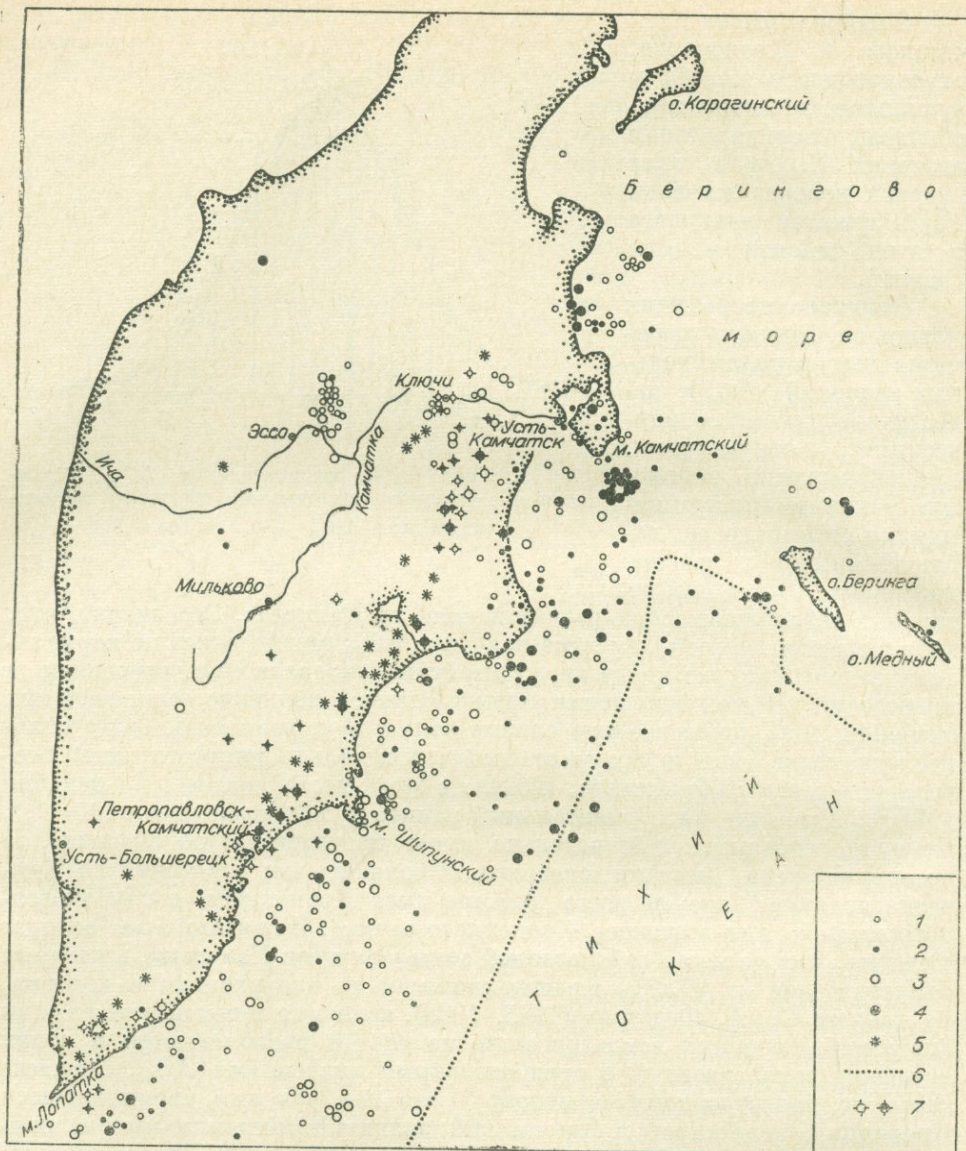


Рис. 6. Карта Камчатского полуострова с эпицентрами землетрясений, для которых $|\sigma_{\theta_{10}}| > \sigma$.

Эпицентры землетрясений: 1 — $\sigma < \Delta\theta_{10} < 2\sigma$; 2 — то же $\sigma < \Delta\theta_{10} < -2\sigma$; 3 — $\Delta\theta_{10} > 2\sigma$; 4 — $\Delta\theta_{10} < -2\sigma$; 5 — действующие вулканы; 6 — ось глубоководного желоба; 7 — эпицентры землетрясений с глубиной очага $h \geq 100$ км.

Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968.

Федотов С. А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М., «Наука», 1972.

ПОИСК ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
В ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКОМ ПОЛЕ

Начиная с 1965 г. на Восточном побережье Камчатки установлена сеть станций, предназначенная для регистрации электротеллурического поля и в отдельных пунктах — геомагнитных вариаций в инфранизкочастотном диапазоне. Полученные данные дали возможность проанализировать особенности электромагнитного поля в данном районе переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану (Соболев и др., 1970; Морозов, 1970). Настоящая работа посвящена анализу электротеллурического поля в области длинных периодов (сутки) в его связи с сейсмической активностью.

Методика постановки работ и используемая аппаратура. В пределах Курило-Камчатской фокальной зоны аппаратура устанавливалась в максимальной близости к зонам повышенной сейсмической активности (рис. 1). При этом учитывались рекомендации Тихоокеанской сейсмической экспедиции ИФЗ АН СССР и долгосрочный прогноз сейсмичности для этой части Курило-Камчатской дуги (Федотов, 1968). При анализе полевых материалов использовались также данные ионосферной станции Паратунка Института вулканологии СО АН СССР и сводки гидрометеослужбы. В районе расположения станций регистрировалось время работы электрических промышленных установок, радио- и световых маяков, радиотелеграфа для выяснения их влияния на записи электротеллурического поля.

Станции, предназначенные для регистрации теллурических токов, были оснащены стандартной аппаратурой типа УЗТ-22 (Троицкая и др., 1959), гальванометрами М-17 с токовой постоянной $10^{-9} \frac{A}{мм/м}$ и периодом собственных колебаний 18—20 с. Регистрация осуществлялась на фотобумаге со скоростью протяжки 22 мм/ч. Датчиками служили свинцовые пластины $500 \times 300 \times 3$ мм, заложенные во взаимно перпендикулярных направлениях, соответствующих направлениям меридиана и широты в пункте наблюдения. Разносы приемных электродов на станциях составляли 200 м, электроды были заложены на глубину 2 м. Сопротивление заземлений на всех станциях не превышало 1,5 кОм. В климатических условиях Восточного побережья Камчатки сопротивление заземлений было достаточно стабильным. По-

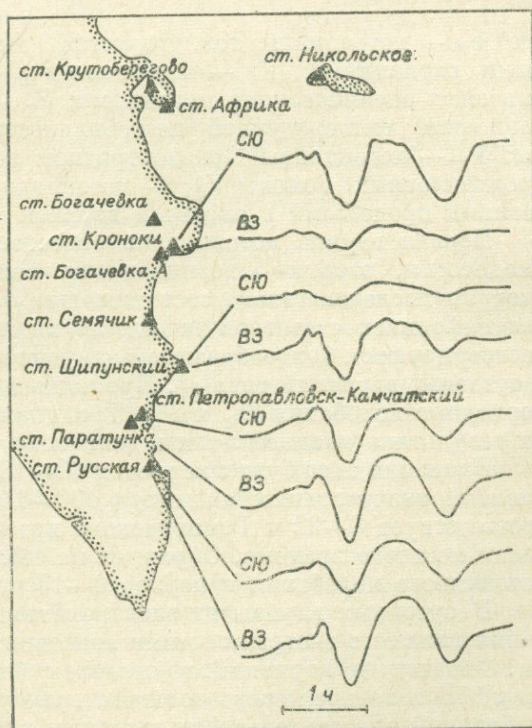


Рис. 1. Система станций наблюдения электромагнитного поля Земли на Камчатке и пример одновременной записи на них возмущений типа бухт в поле земных токов.

сколькx балластное сопротивление на входе измерительной цепи в десятки раз превышало межэлектродное сопротивление, практически на всех станциях измерялась разность потенциалов между электродами.

Для записей возмущений магнитного поля Земли применялись трехкомпонентные магнитовариационные станции МВС-У системы Боброва, а также аппаратура ИЗМИРАН-4М со скоростью развертки 200 мм/ч. В процессе полевых наблюдений ежедневно определялась чувствительность каналов УЗТ-22 (в среднем по станциям 1 мВ/км) и магнитовариационных установок (в среднем 1—2 γ/мм). Чувствительность была, как правило, стабильной. Контроль за нанесением марок времени осуществлялся один раз в сутки по сигналам точного времени, в результате чего ошибка в маркировке не превышала 40 с. Смена лент на станциях производилась одновременно в 00 ч по Гринвичскому времени.

Фоновое электротеллурическое поле в районе исследований. Район наблюдений является составной частью зоны перехода от материка к океану. Известно, что влияние океанических масс воды, верхней хорошо проводящей мантии, геотермальные условия и целый ряд других факторов изменяют структуру электромагнитного поля Земли в переходных зонах по сравнению с полем континентальных районов. Выделение предполагаемых предвестников землетрясений в электромагнитном поле невозможно без анализа общего фонового поля помех, отражающего специфические особенности района.

Учитывая опыт регистрации теллурических токов в континентальных районах и переходных зонах, представим совокупность регистрируемых потенциалов в виде

$$\Sigma V = \overbrace{V_{II} + V_o + V_T}^I + \overbrace{V_{II} + V_{пр} + V_{фх}}^{II},$$

где V_{II} — потенциалы теллурических токов, индуцируемых геомагнитными вариациями; V_o — потенциалы электродинамических полей, вызываемых океаническими приливами; V_T — фиктивные потенциалы, обусловленные температурной нестабильностью регистрирующей аппаратуры; V_{II} — потенциалы приэлектродной поляризации; $V_{пр}$ — потенциалы промышленных помех; $V_{фх}$ — потенциалы, связанные с физико-химическими процессами в океане и верхней части геологического разреза.

Первая группа потенциалов относится к числу повторяющихся периодически, вторая — к возникающим более или менее случайно. Рассмотрим последовательно составляющие фонового поля. В интересующем нас инфранизкочастотном диапазоне из потенциалов V_{II} наиболее часто регистрируются бухтообразные возмущения с периодами $60 \leq T \leq 180$ мин и суточные вариации типа *sq*. Проявляющиеся также регулярно короткопериодные колебания P_{i1} и P_{i2} (Троицкая, 1964) практически не влияют на результаты анализа поля в диапазоне часы — сутки.

Вариации типа бухт с периодом 60—180 мин достигают в районе исследований значительных амплитуд 100—150 мВ/км. Максимум числа их соответствует 8—22 ч Гринвичского времени, т. е. дневным и вечерним часам местного времени. Обращает на себя внимание появление довольно устойчивого колебания в период 9—13 час местного времени.

В суточных вариациях электромагнитного поля преобладают колебания типа *sq* с экстремальными значениями в 6 и 18 ч местного времени. Амплитуда вариаций в пределах береговой полосы составляет до 50 мВ/км в летние месяцы и значительно уменьшается зимой, так что при выбранной чувствительности в зимнее время вариации данного типа на записях практически не проявляются. Возмущения обоих указанных типов обнаруживают хорошее морфологическое подобие на расстояниях по крайней мере в сотни километров с севера на юг в районе расположения станций побережья, в то время как ориентировка векторов напря-

женности поля меняется в зависимости от места расположения станции (см. рис. 1).

При исследовании поляризации и преобладающего направления возмущений электротеллурического поля был использован известный метод построения эллипсов поляризации с определением среднестатистического параметра M отношения полуосей эллипсов поляризации. Среднестатистический параметр, определенный в каждом пункте расположения станций, в среднем составляет 0,03—0,05, т. е. поляризацию поля в пределах береговой полосы в диапазоне 60—180 мин можно считать линейной. Поле геомагнитных вариаций в этом же диапазоне поляризовано нелинейно ($M \approx 0,3$). Угол между главными осями эллипсов поляризации возмущений теллурических токов и геомагнитных вариаций отличен от 90° и не равен по величине в разных районах. Этот вопрос неоднократно обсуждался (Рокитянский, 1963; Турлыгин, 1962), и можно считать установленным, что ориентация преобладающего вектора напряженности поля теллурических токов определяется направлением градиента максимальной проводимости среды. При определении направления вектора напряженности нами были использованы синхронные записи на нескольких станциях. В среднем, для каждого пункта было обработано 50—60 возмущений (табл. 1).

Преобладающее направление в среднем совпадает с нормалью к береговой полосе; возле станций Кронаки, Богачевка-А, Семячик, Петропавловск-Камчатский разность азимутов φ_a и φ_0 не превышает $6-8^\circ$. Однако вблизи островов (Беринг—Никольское), а также на ст. Крутоберегово направления векторов напряженности электротеллурического поля строго выдержаны вдоль береговой полосы. Интересно отметить, что разница в направлениях φ_a на станциях Кронаки и Богачевка, расположенных в 35 км одна от другой, составляет 41° . Таким образом, совокупность геоэлектрических особенностей береговой полосы и прилегающей акватории Тихого океана, является основным фактором, влияющим на поляризацию и ориентацию теллурических токов в диапазоне периодов 60—180 мин.

В отличие от описанных выше вариаций, колебания типа sq в районе Восточного побережья Камчатки поляризованы нелинейно. Сравнение вариаций sq , записанных береговой и континентальной станциями, расположенными на одной и той же широте, показывает, что на береговой полосе (ст. Кронаки) вариации более интенсивные. В районе удаленной от берега станции (Верхне-Камчатск) среднестатистический годограф вариаций sq близок к эллиптическому с направлением большой оси вдоль широты, тогда как на береговой станции годограф более сложен и вектор E направлен вдоль меридиана. В этих пунктах наблюдений, так же как и на большинстве остальных, преобладающие направления векторов для вариаций sq отличаются от представленных в табл. 1 не больше, чем на 20° .

Таблица 1

Сопоставление азимутов векторов напряженности электротеллурического поля и максимального градиента погружения океанического ложа

Станция наблюдения	φ_a	δ	φ_0
Никольское	166	6	—
Крутоберегово	22	7	—
Богачевка	129	8	—
Кронаки	170	7	171
Богачевка-А	175	7	170
Семячик	106	6	108
Шишунский	107	6	115
Петропавловск-Камчатский	147	7	149
Русская	76	8	73
Верхне-Камчатск	122	12	118

Примечание. φ_a — азимут преобладающего направления вектора напряженности электротеллурического поля, δ — среднее отклонение от преобладающего направления, φ_0 — азимут максимального градиента погружения океанического ложа в районе станции наблюдения.

Отметим, что наиболее существенные отклонения наблюдаются в первых и последних стадиях возмущений sq , т. е. в утренние и вечерние часы по местному времени.

Изученное на основании записей земных токов и геомагнитных вариаций явление «берегового эффекта» в данном районе изложено ранее (Морозов, 1970) и здесь не рассматривается. Отметим, что все поля ионосферного происхождения группы I уверенно регистрируются на магнитовариационной аппаратуре, что позволяет отличать их по значению импеданса от искомым аномальных электрических возмущений, связанных с сейсмической активностью.

Влияние суточных колебаний температуры воздуха наиболее сильно сказывается на разности потенциалов электродов в верхнем 10-сантиметровом слое (Семенов, 1968); с углублением электродов до 60—80 см эти колебания практически исчезают. При расположении электродов в глинистых породах со сравнительно низкими значениями коэффициента теплопроводности влияние температуры на записи земных токов не ощущается при неглубоком заложении электродов, а для ряда пород исчезает на глубине 2—3 м (Бухникашвили и др., 1968). При анализе наших данных на Восточном побережье Камчатки не обнаружено корреляции в изменении температуры и вариациях земных токов. Следует отметить, что суточный перепад температуры в условиях Камчатки не превышает 10° . В зимние месяцы устойчивый снеговой покров способствует стабильности работы установок.

Сопоставление изменений уровня электротеллурического поля с сезонными изменениями температуры воздуха проведено на ст. Шипунский. В табл. 2 даны значения коэффициентов корреляции между изменением уровня компонент электротеллурического поля и температурой в течение 1969 г., причем бралось одно среднее значение этих параметров за 15-суточный цикл наблюдений (24 в год) по ежечасовым отсчетам.

Как видно из табл. 2, наиболее высокие коэффициенты корреляции соответствуют опережению значений температуры воздуха на 0,5—1,5 месяца относительно момента регистрации поля, а коэффициенты корреляции в среднем меньше 50%, т. е. прямой связи между этими явлениями не обнаружено.

Возникновение электрических полей при океанических приливах и волнении моря отражено в работах (Takeshi, 1959; Hessler, 1966), но эффект мало исследован. На записях теллурических токов данной системы станций в пределах береговой полосы обнаружены колебания с суточным периодом, достигающие амплитуды 70 мВ/км. Аналогичные колебания были обнаружены нами на ст. Горячие Ключи (о. Итуруп). Вариации данного типа регистрируются независимо от времени года и имеют определенную цикличность с возрастанием и уменьшением амплитуд в пределах одного цикла от 7 до 12 суток. Отсутствие вариаций этого типа в магнитных колебаниях и закономерная цикличность позволяют предположить связь отмеченных вариаций с циклами океанических приливов в районе исследований. Так как вариации типа sq наименее интенсивны в зимнее

Т а б л и ц а 2

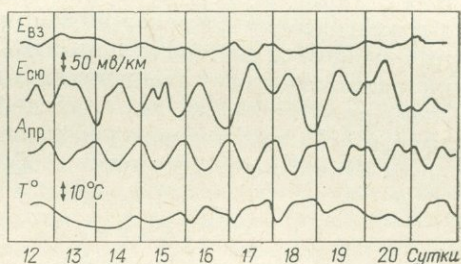
Коэффициент корреляции изменений уровня электротеллурического поля с сезонными изменениями температуры воздуха ($\times 100$)

	Сдвиг во времени между значениями температуры и потенциалов, мес.							
	0	0,5	1,0	1,5	2,0	3	4	5
Север — Юг	43	62	53	51	49	49	34	04
Восток — Запад	26	32	34	32	28	07	14	19

время, а снежный покров устраняет возможные температурные колебания, зимние месяцы наиболее удобны для изучения данного типа колебаний. Типичный пример регистрации этого эффекта, сопоставленного с циклом океанического прилива, показан на рис. 2. Описываемый тип колебаний почвы полностью отсутствует на побережье Камчатки на компонентах В-З. Видимое совпадение формы записи компоненты электротеллурического поля $E_{\text{СЮ}}$ и прилива подтверждается довольно высоким коэффициентом корреляции между ними (76% — среднее значение, полученное при вычислении коэффициентов корреляции по суткам).

В периоды сильных ветров и штормов в изменении амплитуд электрических колебаний наблюдаются отклонения, предположительно связанные с нагоном воды в прибрежные районы. Можно считать, что электрические помехи, связанные с влиянием океана, интенсивно затухают при удалении от берега, так как подобных колебаний не обнаружено на ст. Петропавловск-Камчатский (12 км от берега) и на ст. Богачевка (35 км).

Рис. 2. Сопоставление записей компонент теллурических токов, океанического прилива и температуры воздуха на береговой станции.



Существенным фоновым эффектом, проявляющимся на записях земных токов, являются потенциалы собственной поляризации электродов, наиболее сильно меняющиеся на станциях Восточного побережья Камчатки в мае, июне и октябре вследствие сезонных изменений в приэлектродных зонах. Период колебаний приэлектродной поляризации примерно составляет три месяца. Процессы приэлектродной поляризации исследовались при установке линий на станциях Шипунский, Крутоберегово, Африка (основные и дублирующие линии). При заложении свинцовых электродов на глубину 2 м, подборе размеров электродов и качества свинца в парах, тщательной изоляции находящихся в земле спаев свинца с медным проводом, разность потенциалов в парах сразу после установки линий не превышает 30—40 мВ и в течение месяца на всех линиях закономерно уменьшается до 10—20 мВ. Быстрого изменения потенциалов электродов в зависимости от выпадения осадков не было обнаружено.

Отсутствие вблизи станций наблюдения крупных энергетических установок создает благоприятные условия для наблюдений. Типичных промышленных помех не было обнаружено ни на одной станции, исключая наводки от радиотелеграфа, световых маяков и токов утечек при пробое осветительной сети. Для такого рода помех характерны резкие отбросы бликов гальванометров с последующим возвращением к исходному уровню после выключения соответствующих установок. Механические помехи, связанные с вибрацией постаментов, как правило, имеют вид пилообразных импульсов длительностью 1—2 мин. При проведении экспериментальных взрывов вблизи электродов установлено их действие на запись. Изменение приэлектродного сопротивления, воздействие взрывной волны на двойной слой электрод-почва и сейсмoeлектрические эффекты второго рода являются причиной возникновения сдвигов в записях.

В моменты прихода упругих волн сильных землетрясений в район расположения станции сотрясение постаментов и аппаратуры сопровождается синфазным срывом трасс по каналам с последующим возвращением

на исходный уровень в течение 1—3 мин. Этот эффект не позволяет выделить на используемой аппаратуре электрические возмущения, возможные, возникающие в момент образования разрывных нарушений в земле.

Аномальные изменения в структуре электротеллурического поля перед землетрясениями с $M \geq 4,5$. За период исследований 1965—1968 гг. наиболее сильным землетрясением в районе наблюдения было землетрясение 19 декабря 1968 г. ($M=6$), ощущавшееся в районе ст. Шипунский как 7—8-балльное. Отметим общие черты сейсмического режима в районе Кроноцкого залива с ноября 1968 г. В районе ($\varphi=53-54^\circ$, $\lambda=160-161^\circ$), непосредственно прилегающем к ст. Шипунский, в декабре 1968 г. произошло несколько землетрясений ($K > 8$, глубина очагов 20—50 км), вытянутых цепочкой вдоль фокальной зоны. Первое из них относится к 12 декабря и знаменует некоторое оживление сейсмичности (табл. 3) после спокойного режима в ноябре.

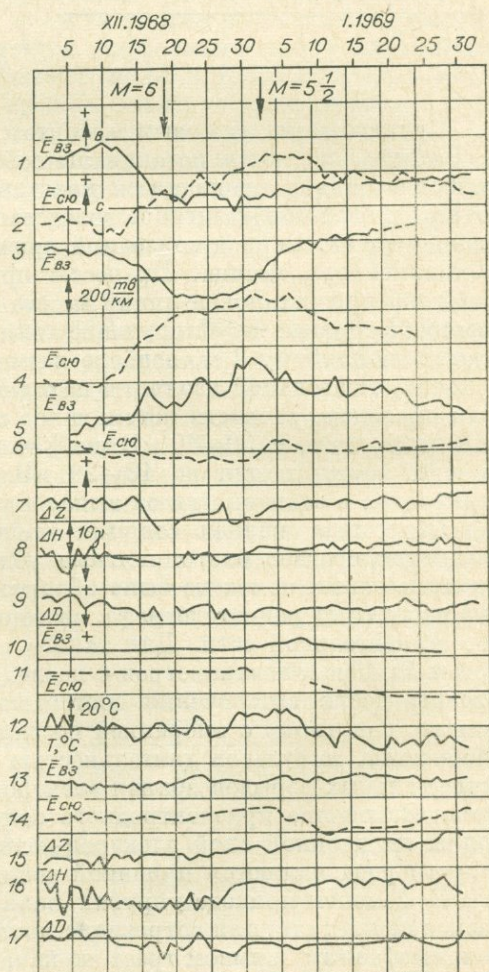
В указанный период времени на станциях Шипунский и Семячик резко изменился уровень электротеллурического поля (рис. 3). Первая из этих станций расположена наиболее близко (30 км) к эпицентру сильного землетрясения 19 декабря и вторая — 100 км. Максимальные изменения отмечаются на компонентах В-З обеих станций. Полярность изменения напряженности электрического поля на этих станциях — противоположная. Изменения на компонентах С-Ю менее значительны. Дублирующая станция, которая работала в указанный период времени в районе мыса Шипунского (Шипунский 2) дала по обеим компонентам в целом

Т а б л и ц а 3
Параметры землетрясений в Кроноцком заливе с 12 по 19 декабря 1968 г.

Дата	Координаты		Глубина очага, км	Энергетический класс
	φ	λ		
12. XII	53°45'	160°40'	40	9,3
13 »	53 30	160 34	40	8,8
15 »	53 22	160 26	20—30	8,3
15 »	53 22	160 34	40—50	8,0
16 »	53 20	160 34	30	9,1
17 »	53 21	160 30	30	7,5
17 »	53 37	160 40	10—50	8,5
19 »	53 53	160 59	20	7,8
19 »	53 16	160 22	40—50	13,4

Примечание. Данные обработаны в ТСЭ ИФЗ АН СССР.

Рис. 3. Записи в период сильных землетрясений 19 декабря 1968 г. и 2 января 1969 г. электротеллурического поля E на станциях Шипунский (1, 2 — основной; 3, 4 — дублирующей), Семячик (5, 6), Кроноки (10, 11), Паратунка (13, 14); геомагнитных вариаций Δ на станциях Шипунский (7—9) и Паратунка (15—17); температуры воздуха на ст. Шипунский (12).



записи, аналогичные основной станции (см. рис. 3), что повышает достоверность зарегистрированной аномалии. В районе ст. Семячик дублирующей станции не было.

В этот же период на ст. Шипунский зарегистрировано изменение вертикальной составляющей Z геомагнитного поля; на компонентах H и D эти изменения не прослеживаются. Относительное изменение в компоненте Z начинается 12—13 декабря и достигает максимума 14—17 декабря, изменение составило 10—12γ. Этот эффект в сочетании с эффектом в электротеллурическом поле представляет определенный интерес, несмотря на температурную нестабильность станции ИЗМИРАН-4М. При сопоставлении изменений геомагнитного поля в районе ст. Шипунский с геомагнитным полем обсерватории Паратунка (170 км от эпицентра) установлено, что аномалия на записях ст. Паратунка отсутствует при общей схожести записей компонент H и D обеих станций. На обсерватории Паратунка, так же как на ст. Кроноки (120 км от эпицентра), эффекта в электротеллурическом поле не обнаружено. Можно лишь заметить некоторую тенденцию к изменению напряженности поля на компоненте С-Ю ст. Кроноки с 13 по 16 декабря. В момент землетрясения на всех станциях зарегистрирован эффект воздействия его на аппаратуру. Начиная с 19 декабря поле в районе ст. Шипунский постепенно возвращается к исходному уровню, в то время как на ст. Семячик продолжают интенсивные возмущения вплоть до начала января, когда к северу от землетрясения 19 декабря произошло в районе ст. Семячик второе достаточно сильное землетрясение с $M=5,5$. Сейсмическая активность в районе Кроноцкого залива в период с 19 декабря по 2 января перемещается на север вдоль фокальной зоны. С 23 по 30 декабря зарегистрировано большое число землетрясений с эпицентрами, расположенными в 50—70 км от ст. Семячик. Максимальные градиенты напряженности электротеллурического поля на ст. Семячик наблюдаются за сутки до землетрясения 2 января. В это же время происходит интенсивное изменение уровня электротеллурического поля на ст. Кроноки, причем на компоненте С-Ю блик неоднократно уходит за пределы фотобумаги, так что запись становится нечитаемой. Совокупность полученных на системе станций записей земных токов в сопоставлении с данными о геомагнитных вариациях и метеорологических условиях позволяют предположить, что перед сильными землетрясениями 19 декабря и 2 января отмечались локальные изменения электротеллурического поля на станциях наблюдения, расположенных на расстоянии до 100 км от эпицентральных зон. В январе 1969 г. записи на всех станциях возвращаются на нормальный уровень.

Аналогично проведенный анализ поля теллурических токов по синхронным записям нескольких станций в сопоставлении с геомагнитными вариациями, а также с учетом метеорологических факторов и различного рода помех позволил выделить аномальные изменения в электротеллурическом поле перед рядом землетрясений (табл. 4). При обработке были использованы данные за описываемый период наблюдений и материалы ст. Петропавловск-Камчатский за 1959 г., когда в районе мыса Шипунский произошло землетрясение с $M=7\frac{3}{4}$.

Аномальные изменения напряженности поля теллурических токов, подобные представленным в табл. 4, по данным предварительной обработки зарегистрированы также перед землетрясениями 12, 15 сентября, 22 октября и 12 ноября 1969 г.

Рассмотрим пространственное расположение очагов землетрясений, сопровождавшихся предварительными изменениями в структуре электротеллурического поля. С этой целью на карту и разрез (рис. 4), проходящий через ст. Шипунский, вынесены эпицентры и гипоцентры землетрясений, зарегистрированных в период с 1 августа 1968 г. по 31 декабря 1969 г. при непрерывном цикле наблюдений за уровнем электротеллурического поля на ст. Шипунский. Эпицентры и гипоцентры землетрясений, сопро-

**Сопоставление результатов обработки записей
электротеллурического поля с землетрясениями**

Дата землетрясения	Глубина очага, км	Магнитуда	Время от начала аномалии до момента землетрясения, сут	Станция наблюдения и ее расстояние от эпицентра, км
4. V. 1959	—	$7\frac{3}{4}$	15	Петропавловск, 100
16. XII. 1967	40—70	6	9	Шипунский, 270
22. XII. 1965	—	$5\frac{3}{4}$	14	Петропавловск, 80
8. I. 1967	0	$5\frac{1}{2}$	8	Кроноки, 220
16. VII. 1969	60	$5\frac{1}{2}$	13	Шипунский, 115 Паратунка, 105
19. VI. 1969	40	$5\frac{1}{2}$	17	Шипунский, 5
4. IX. 1968	40	5	16	Шипунский, 50
11. II. 1969	0	$4\frac{1}{2}$	7	Шипунский, 60
17. II. 1969	10—20	$4\frac{1}{2}$	4	Шипунский, 130 Русская, 40
25. II. 1969	40	$4\frac{1}{2}$	4	Шипунский, 130 Семячик, 105 Кроноки, 85
24. IV. 1969	50—70	$4\frac{1}{2}$	4	Паратунка, 115 Русская, 70

Пр и м е ч а н и е. 8. I. 1967 г. в районе землетрясения с $M=5\frac{1}{2}$ произошло еще 13 землетрясений энергетического класса от 12 до 10.

воздавшихся предварительными аномальными изменениями в электротеллурическом поле, показаны темным цветом.

Из приведенного распределения землетрясений видно, что большинство их энергетического класса >11 с очагами глубиной до 50 км, расположенными западнее глубоководного желоба, отмечаются предварительными эффектами в поле земных токов. На рис. 4 приведены также более далекие землетрясения 14 класса, которые вызвали электрические возмущения.

Для формулировки критериев аномальности может быть использован анализ формы аномальных возмущений, что также дает возможность трактовать природу эффекта. На рис. 5 приведены аномальные изменения уровня электротеллурического поля перед некоторыми сильными землетрясениями, очищенные при обработке от высокочастотных эффектов и построенные в фазе. Как можно видеть, изменение электротеллурического поля перед землетрясениями с $M>5$ при расстоянии станций наблюдения от эпицентров до 100—120 км начинается в среднем за две недели до момента толчка, причем чаще происходит резкое изменение уровня поля в первые трое-четверо суток с достижением максимума и последующей релаксацией к моменту землетрясения. Перед землетрясениями более

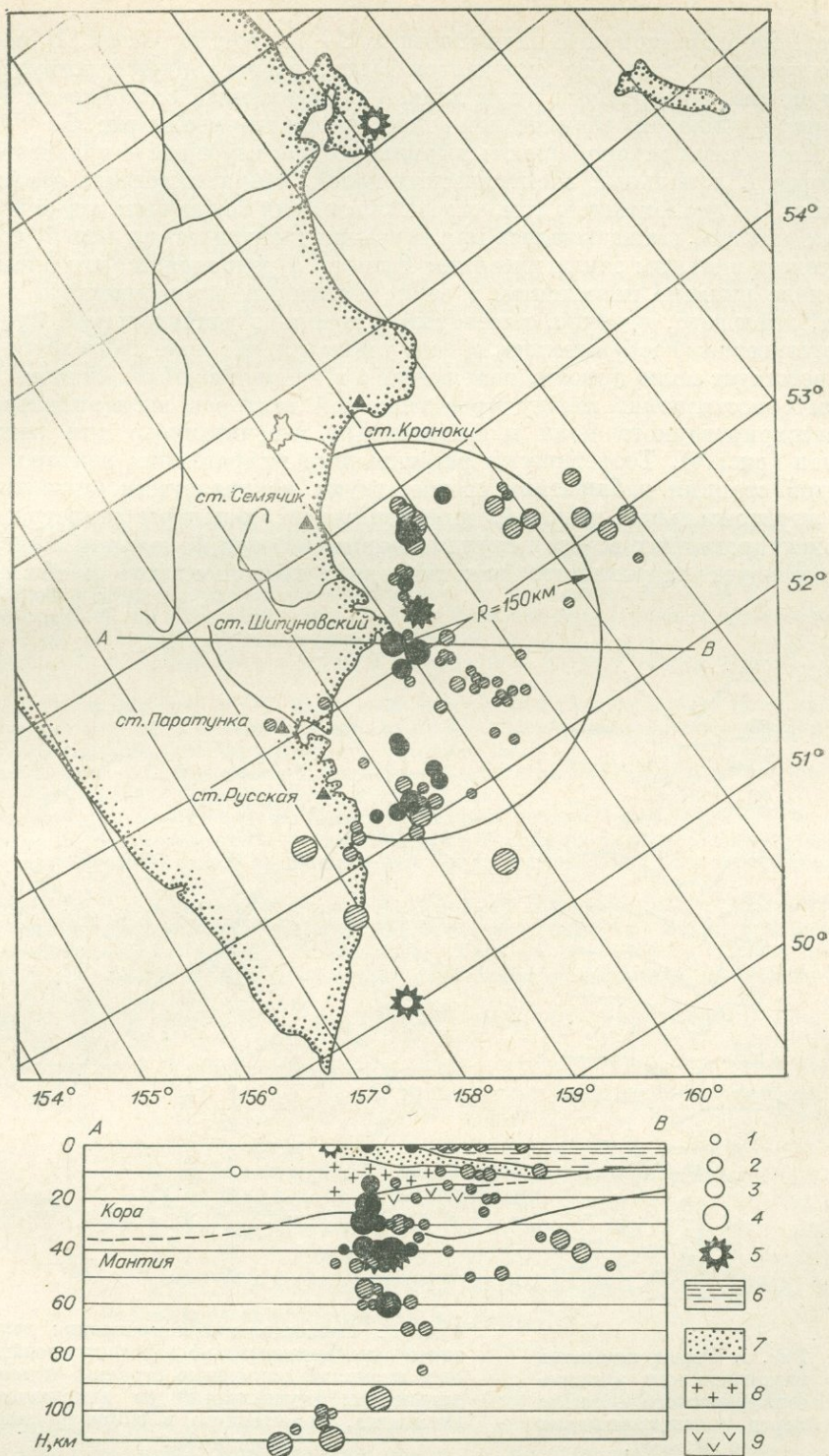


Рис. 4. Карта эпицентров и разрез вкост фокальной зоны с гипоцентрами землетрясений.

1—5 — энергетический класс землетрясений, соответственно, от 10 до 14; 6—9 — слой морской воды, осадки, «гранитный» и «базальтовый» слои, схематично нанесенные на разрезе.

низкой энергии аномалии начинаются за 3—5 суток до толчка. В момент землетрясения, как уже отмечалось выше, регистрируется импульсное возмущение одновременно (при данной разрешающей способности аппаратуры) с приходом сейсмической волны, не показанное на рис. 5.

Интересная закономерность выявляется при изучении направленности векторов E локальных электрических полей, предшествующих землетрясениям. Предположение о том, что источник поля может быть аппроксимирован диполем, высказывалось при изучении электрических полей, сопутствующих сильным землетрясениям Японии. Предположив, что аномальное поле вызвано появлением в земле активного электрического источника, имеющего, конечно, некоторый и довольно значительный, судя по энергетическим соображениям, объем, и полагая, что поле этого источника соответствует полю диполя, помещенного в эпицентр землетрясения, проведем сопоставление между ориентировкой векторов экспериментально зарегистрированного поля и теоретически рассчитанного для каждого случая (рис. 6). Теоретически рассчитанные направления для каждой станции наблюдения соответствуют направлениям силовых линий горизонтальных диполей, помещенных в эпицентры землетрясений и ориентированных во всех случаях нормально оси фокальной зоны, что соответствует направлению максимального тектонического сжатия для

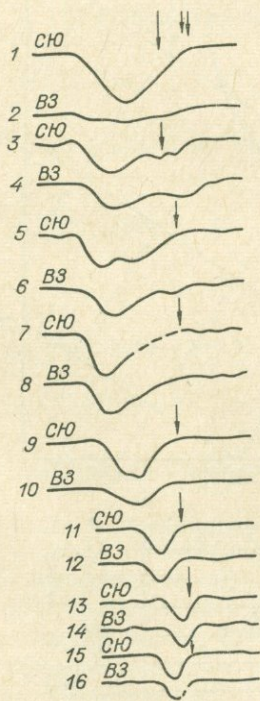


Рис. 5. Форма аномалий напряженности электро-теллурического поля перед землетрясениями с $M \geq 4\frac{1}{2}$.

1 — 10 ноября 1959 г., $M=7\frac{3}{4}$; 2—4 — 22 декабря 1965 г., $M=5\frac{3}{4}$; 5 — 4 сентября 1969 г., $M=5$; 6—8 — 19 июня 1969 г., $M=5\frac{1}{2}$; 9—10 — 16 июля 1969 г., $M=5\frac{1}{2}$; 11—12 — 11 февраля 1969 г., $M=4\frac{1}{2}$; 13 — 14 — 17 февраля 1969 г., $M=4\frac{1}{2}$; 15—16 — 3 ноября 1969 г., $M=4\frac{1}{2}$.

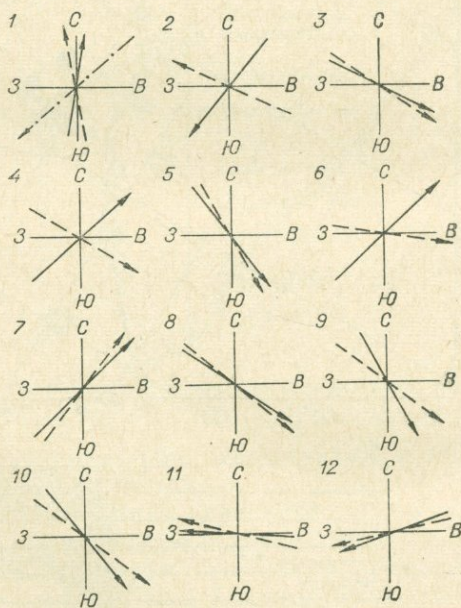


Рис. 6. Сопоставление направления векторов экспериментально зарегистрированных аномалий (сплошные стрелки) и теоретических (пунктирные) от дипольного источника, помещенного в эпицентр землетрясения.

Ст. Петропавловск-Камчатский: 1 — 4 мая 1959 г., $M=7\frac{3}{4}$; 2—21—22 декабря 1965 г., $M=5$, $5\frac{1}{4}$, $5\frac{1}{2}$. Ст. М. Шингунский: 3 — 19 декабря 1968 г., 2 января 1969 г., $M=6$, $K=15$; 4 — 4 сентября 1968 г., $K=12$; 3; 5 — 25 февраля 1969 г., $K=11$; 6 — 8 июня 1969 г., $K=13$; 7 — 19 июня 1969 г., $K=13$; 8 — 11 февраля 1969 г., $K=11$; 9 — 17 февраля 1969 г., $K=11$; 10 — 16 июля 1969 г., $K=13$. Ст. Семьячк: 11 — 19 декабря 1968 г., 2 января 1969 г., $M=6$, $K=13$; 12 — 25 февраля 1969 г., $K=11$.

данного района. Среда при этом принимается электрически однородным полупространством. В подавляющем большинстве случаев наблюдается согласие теоретически построенных и экспериментально зарегистрированных направлений. Наиболее значительное расхождение относится к случаю самого сильного землетрясения 4 мая 1959 г. Лучшее соответствие при этом получено при переносе диполя из эпицентра землетрясения (район мыса Шинунского) в центр Авачинского залива (штрихпунктирная линия на рис. 6), т. е. в район фокальной зоны, наиболее близко расположенной к станции наблюдения.

Учитывая определенное сходство в форме зарегистрированных аномалий в электротеллурическом поле и ориентировке их векторов, можно полагать, что аномальные возмущения перед землетрясениями имеют одну и ту же механоэлектрическую природу.

ЛИТЕРАТУРА

- Бухникашвили А. В. и др. Электротеллурическая съемка и магнитотеллурические зондирования на территории Восточной Грузии. Тбилиси, 1968.
- Морозов В. Н. Некоторые особенности электромагнитного поля Земли в переходной зоне континент—океан.— «Геомagnetизм и аэрономия», 1970, № 6.
- Рокитянский И. П. Береговой эффект в вариациях электромагнитного поля Земли.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1963, № 12.
- Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., «Недра», 1968.
- Соболев Г. А., Морозов В. Н. Локальные возмущения электрического поля на Камчатке и их связь с землетрясениями.— В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., «Наука», 1970.
- Троицкая В. А. Классификация быстрых вариаций магнитного поля и земных токов.— «Геомagnetизм и аэрономия», 1964, № 3,4.
- Троицкая В. А., Барсуков О. М. Советские станции земных токов. М., «Наука», 1959.
- Турлыгин С. Я., Карелина Н. А. Влияние суши и моря на распределение природных электрических токов на поверхности Земли.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.» 1962, № 4.
- Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе.— В кн.: Сейсмическое районирование в СССР. М., «Наука», 1968.
- Hessler V. P., Jekobs S. A telluric current experiment on Antarctic.— «Nature», 1966, № 5032, vol. 210.
- Takeshi K. On the electric field due to tides.— «Mem. Fac. Edu. Kyoto Univ.», 1959, vol. 21, № 1.

В. И. Мячкин, Н. А. Долбилкина, Г. С. Кушнир,
О. А. Максимов, А. М. Паленов,
В. Б. Преображенский, Р. П. Соловьева

СЕЙСМИЧЕСКОЕ «ПРОСВЕЧИВАНИЕ» ОЧАГОВЫХ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА КАМЧАТКЕ

С 1966 г. на Восточном побережье Камчатки и прилегающей акватории Тихого океана проводятся исследования поведения характеристик упругих волн, проходящих через фокальную область. Цель экспедиционных работ — установить, существуют ли временные вариации кинематических и динамических параметров сейсмических волн в период подготовки или после сильного землетрясения, которые можно зарегистрировать современной аппаратурой. Исследования ведутся как составная часть общесоюзных работ по проблеме прогноза времени сильных землетрясений.

Предпринятые работы основываются на анализе результатов лабораторных опытов, экспериментов в шахтах и сейсмологических наблюдений, показывающих, что скорость и амплитуда упругой волны зависит от давления и процессов микроразрушения в горной породе, в которой эта волна распространяется (Ю. В. Ризниченко и др., 1956; С. Д. Виноградов и др., 1966; А. Н. Семенов, 1969).

Выбор района работ определился главным образом его высокой сейсмичностью. Кроме того, важными обстоятельствами были, во-первых, существование долгосрочного сейсмического прогноза (С. А. Федотов, 1968), во-вторых, наличие развитой сети сейсмических станций Тихоокеанской сейсмической экспедиции ИФЗ на территории Камчатки.

Большая часть землетрясений Камчатки происходит в пределах фокальной области, под океаном. Для зондирования такой области можно предложить две системы наблюдений: 1) взрывы проводятся в океане, регистрируются на побережье; 2) взрывы проводятся на побережье, регистрируются в океане.

Воспользоваться второй системой наблюдений в настоящее время нельзя из-за отсутствия морской регистрирующей аппаратуры. Поэтому нами была выбрана первая.

Одно из основных требований, предъявляемых к данной системе наблюдений — постоянство во времени взаимного расположения пунктов взрывов и регистрирующих станций. Постоянство расположения регистрирующих станций на берегу не представляет трудностей. Многократное повторение взрывов в одних и тех же точках в открытом океане на значительных расстояниях требует применения специальных высококачественных радионавигационных систем (РНС).

Взрывы производятся с корабля на скорости от 12 до 18 узлов и на глубине $h \approx 100$ м. Местоположение корабля в момент взрыва определяется с помощью РНС «Координатор». Между кораблем и береговыми сейсмическими станциями поддерживается двусторонняя радиосвязь. С корабля по радио передаются команды готовности, сигналы единой службы времени и сигналы отметки момента взрыва (О. А. Максимов и др., 1969).

Сейсмические станции оснащены комплектами аппаратуры, состоящими из сейсмоприемников ВЭГИК ($T_0=1$ с) и НС-3 ($T_0=0,2$ с), усилителей сейсмической станции СС-30/60 с несколько видоизмененной схемой для расширения частотной характеристики в сторону низких частот и осциллографа типа Н-700 с гальванометрами М001-1 ($f_0=120$ Гц). Амплитудно-частотные характеристики аппаратуры (рис. 1) постоянны по скорости в диапазоне 0,07 — 0,2 с, максимальное увеличение на частоте 10 Гц — 300 000.

Для калибровки усилителей в поле используются магнитные генераторы постоянной амплитуды (МГПА). После регистрации взрыва вход усилителей переключается с маятников на МГПА и на сейсмограмме прописывается сигнал генератора. Такая калибровка производится на всех станциях после каждого взрыва.

Кроме регистрации упругих волн, вызванных взрывом, на станции ведется запись сигнала момента взрыва и марок времени, принимаемых по радио с корабля, и запись марок времени собственного хронометра станции. Образец сейсмограммы береговой сейсмической станции приведен на рис. 2.

Во время полевых работ 1966—1969 гг. было сделано 386 взрывов. Значительная часть проводилась для решения следующих методических задач:

1. Выбор опорных точек проведения взрывов в Авачинском заливе и мест регистрации их на побережье Камчатки, взаимное расположение которых давало бы возможность просвечивать эту активную сейсмическую зону.

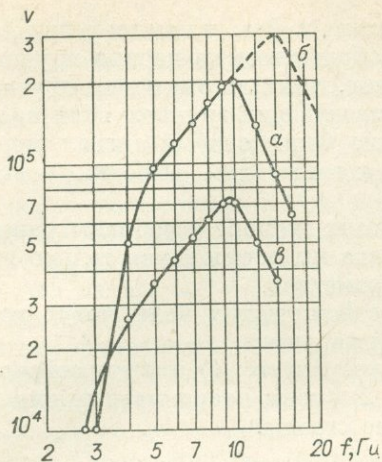


Рис. 1. Амплитудно-частотные характеристики сейсмической аппаратуры.

a, б — сейсмограф ВЭГИК с разными частотными фильтрациями, *в* — сейсмограф ПС-3.

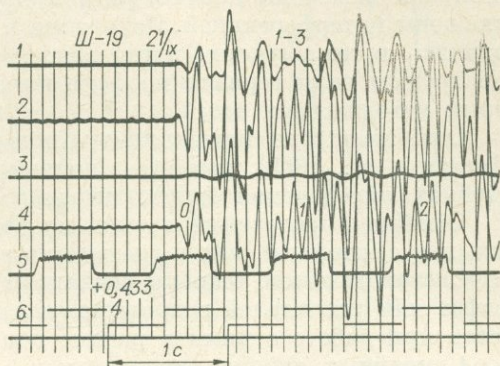


Рис. 2. Образец записи взрыва береговой сейсмической станции.

1, 2, 3, 4 — каналы записи взрыва аппаратурой разного типа, 5 — канал регистрации марок времени с пункта взрыва, 6 — канал марок времени стационарного хронометра.

2. Оценка максимально возможной дальности регистрации волн в районе работ.

3. Оценка повторяемости волновой картины при многократном проведении взрывов в одних и тех же точках.

Сложившаяся в 1968 г. сеть сейсмических станций и пунктов взрывов (ПВ) показана на рис. 3. В качестве опорных были выбраны пункты взрывов 4, 6, 8, 10, 12. Траектории распространения волн из этих точек охватывают большой диапазон расстояний и глубин и позволяют относительно равномерно просветить очаговую зону в окрестностях мыса Шипунского и вблизи г. Петропавловска-Камчатского. Взрывы достаточно хорошо записываются на расстояниях до 220 км. Однако есть принципиальная возможность наблюдать и на больших расстояниях. Так, при работе в пункте взрыва 16 вблизи мыса Козлова (Кроноцкий залив) взрывы были зарегистрированы на расстоянии 280 км на сеймостанции.

Волновая картина на сейсмограммах в целом неплохо сохраняется от взрыва к взрыву (рис. 4). По материалам 1966 г. мы изучили повторяемость формы записей на сеймостанции 2 при взрывах в пунктах 4, 6, 8. Для этого подсчитывались коэффициенты корреляции всевозможных пар записей, совмещенных по начальной фазе, для одних и тех же точек взрыва. Интервал сравнения был выбран равным 5 с. Коэффициент корреляции r_{xy} (рис. 5), как правило, повышается с уменьшением интервала корреляции.

Уже беглый просмотр сейсмограмм обнаруживает крайне сложную волновую картину. Продолжительность записи взрыва, как правило, значительно больше 2 мин, так как на многих станциях фиксируется и звуковая волна, так называемая *T*-фаза. Сейсмограммы взрывов дают хорошую информацию о временном ходе разнообразных волновых характеристик.

Контроль за условиями взрыва осуществляется при регистрации его на корабельной сейсмической станции (рис. 6), где записывается прямая волна взрыва, импульсы, связанные с пульсацией образующегося при взрыве газового пузыря, и волны, отраженные от дна океана.

Мы можем ожидать, что процессы подготовки землетрясения вызовут изменения во временах прихода, амплитудах, частотном составе и всей картине сейсмических волн, пути которых пересекут область подготовки. В соответствии с этим на сейсмограммах взрывов измерялись времена

прихода (t) первых и последующих отчетливых фаз, их амплитуда (A) и периоды (T). Главное внимание при этом обращалось на первые группы волн, а в них — на первые фазы в группах, так как они менее других искажены интерференцией. Измерения в последующих группах волн проводились в тех случаях, когда относительно более слабый сигнал первой группы волн терялся на фоне помех, а также для решения некоторых методических задач.

Ошибки определения амплитуд при работах на море разобраны ранее (Галкин и др., 1969), поэтому в данной статье мы остановимся только на ошибках определения кинематических параметров.

Ошибки определения времени пробега сейсмических волн могут носить как случайный, так и систематический характер.

Систематические ошибки возникают в результате: 1) замены сейсмографов или усилителей в процессе работы; 2) смены координатных планшетов при работе с ними в разные полевые сезоны.

Случайные ошибки вызываются:

1. Погрешностями измерений на сейсмограммах.

2. Погрешностями расчета поправок δt за пробег волны от места взрыва до корабля (вследствие погрешностей величин, используемых в расчете поправки δt координат и скорости корабля, времени и скорости погружения заряда, скорости звука в воде).

3. Несовершенством взрывателей, приводящим к разбросу взрывов по глубине.

4. Неточностью выхода корабля в расчетное место взрыва. При отсутствии сбоев в работе координатной системы, ошибка выхода корабля на точку складывается из ошибки привязки корабля к координатной сетке, систематической для каждого выхода, и случайной ошибки в координате

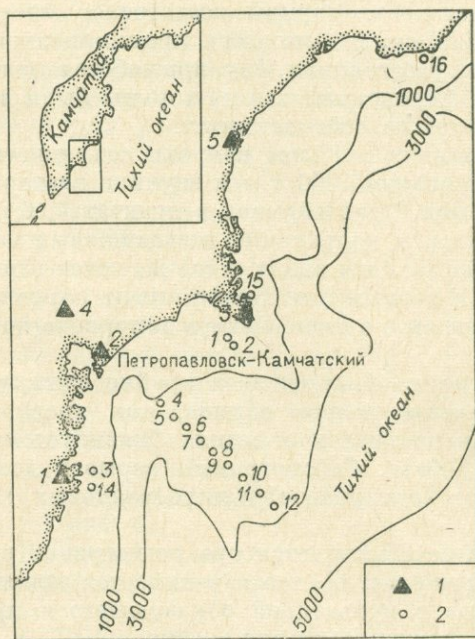


Рис. 3. Схема района работ.
1 — сейсмические станции, 2 — пункты взрывов.

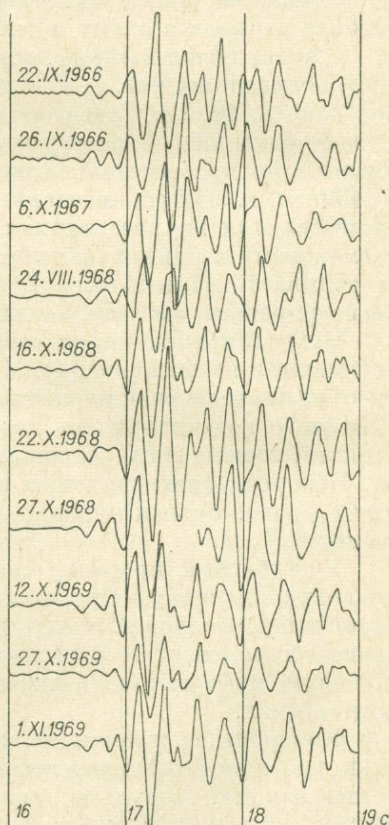


Рис. 4. Копии сейсмограмм, полученных сейсмической станцией № 2 («Синичка») в течение 1966—1969 гг., пункт взрыва № 6.

взрыва. При повторении выходов в другие дни ошибка привязки переводится в разряд случайной.

Сначала оценим влияние систематических ошибок.

1. Аппаратурные систематические ошибки. Непременное условие проводимого нами эксперимента — постоянство в использовании и установке одной и той же аппаратуры, особенно сейсмографов и усилителей. Когда из-за неисправностей в работе замена их все же необходима, она протоколируется, и если затем фазовые изменения имеют место, их легко обнаружить и исключить из рассмотрения. Неизменность характеристик станционного комплекса аппаратуры контролируется в полевых условиях при снятии постоянных.

2. Смена координатных планшетов может приводить к сдвигу мест бомбометания от года к году на величину до 50 м. В наихудшем случае, при увеличении (уменьшении) расстояния в направлении приемной станции на 50 м и при условии, что весь этот дополнительный отрезок пути волна пробегает со средней $V \sim 5$ км/с, систематический сдвиг по времени не превысит 0,01 с. Использование с 1969 г. одного и того же твердого планшета исключило систематические погрешности такого рода.

Оценим теперь максимально возможную величину случайной ошибки единичного определения t .

1. Ошибка измерений dt_1 не превышает $\pm 0,01$ с (скорость развертки ~ 40 мм/с, наблюдаемые частоты $f \sim 5$ Гц). Этот результат был проверен многократными измерениями одних и тех же фаз, проведенными разными интерпретаторами: разброс измерений всегда укладывался в пределы $\pm 0,01$ с.

2. Ошибка dt_2 расчета поправки δt составляет $\pm 0,015$ с. Расчет δt ведется по формуле (рис. 7):

$$\delta t = t_{\text{взр}} \frac{\sqrt{V_k^2 + V_h^2}}{V_p},$$

где $t_{\text{взр}}$ — время, протекшее от момента приведения заряда до момента удара взрывной волны по кораблю; V_h — скорость погружения заряда в воде; V_k — скорость корабля; V_p — скорость звука.

3. Для выяснения влияния разброса взрывов по глубине на результаты измерения t было изучено распределение h за все время работ. Сред-

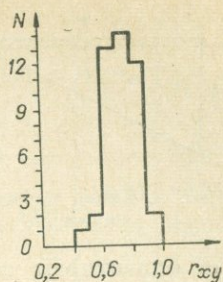


Рис. 5. Гистограмма коэффициентов корреляции r_{xy} .

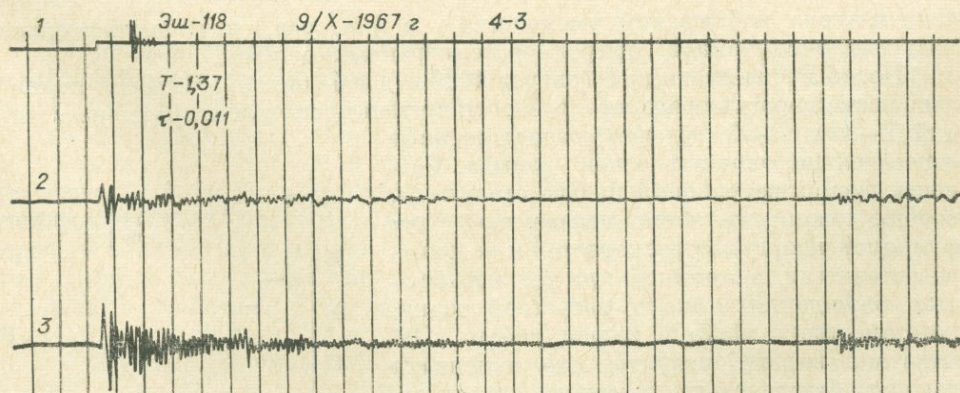


Рис. 6. Образец сейсмограммы взрыва, записанного вблизи источника.

1 — момент взрыва; 2—3 — запись на разной фильтрации.

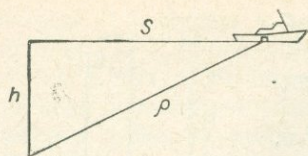


Рис. 7. Схема расчета поправки δt .

вым ориентирам составляет ± 50 м и является систематической для каждого отдельного выхода в море. Если отсутствуют сбои в работе координатора, которые могут приводить к очень грубым промахам, то к ошибке привязки добавится еще ошибка приведения заряда. Ее мы можем оценить по результатам разброса мест взрывов в различных сериях относительно расчетной точки (рис. 8). Всего 5% взрывов сбрасываются с ошибкой, заметно превышающей 100 м. Такие взрывы отбрасываем, считая эти промахи грубыми. Максимально допустимая ошибка приведения не должна превышать ± 100 м и в сумме вместе с ошибкой привязки мы можем промахнуться не более, чем на ± 150 м. Если предположить, что при этом путь волны на приемную станцию изменился на 150 м, а средняя скорость распространения продольных волн в этом районе ~ 5 км/с, то $dt_4 = \pm 0,030$ с.

Следовательно, максимально возможная величина ошибки единичного определения времени $dt = \sum_{i=1}^4 dt_i = \pm 0,065$ с.

Основной разброс, очевидно, связан с ошибками выхода корабля в заданное место. Уменьшить случайную ошибку можно только увеличением числа наблюдений. Поэтому взрывы проводились по возможности сериями, а серии повторялись в разные дни сезона.

Наблюдения показали, что при взрывах 3—5 зарядов в серии среднеквадратическая ошибка S_j среднесерийного времени обычно не превышает $\pm 0,03$ с. Так, например, при взрывах в пункте взрыва № 4 значения S_j ($n_j = 3 \div 5$) за все годы работы станций 1, 2, 3 распределились следующим образом:

до 0,01 с	—4
от 0,01 до 0,02 с	—9
от 0,02 до 0,03 с	—9
от 0,03 до 0,04 с	—1
0,04 с и более	—0

Максимально возможная ошибка единичного наблюдения с увеличением числа наблюдений уменьшилась в $\sqrt{n_j}$ раз, что подтверждает постулат о случайной природе рассмотренных ошибок.

После пуска станций 5 (август 1968 г.) и 4 (октябрь 1968 г.) появилась возможность определить разности времен прихода волн на пары станций 2—4 и 3—5, удачно расположенные относительно опорных точек взрыва. Разность времен вступлений на две станции Δt , вообще говоря, является неизвестной нам функцией координат и скоростей и не должна оставаться постоянной при тех неизбежных блужданиях около расчетной точки, которые имеют место в нашей работе. Однако мы вправе ожидать, что изменения разности будут меньше, чем изменения ее отдельных членов. Мы попытались проверить устойчивость величины Δt при заранее за-

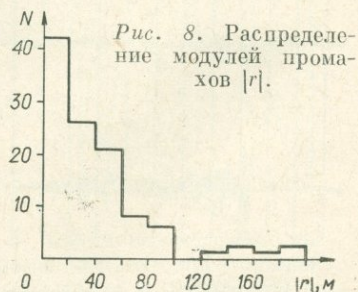


Рис. 8. Распределение модулей промахов $|r|$.

Т а б л и ц а

Пункт взрыва	$ \Delta r $, м	Δt_{2-4} , с	Δt_{3-5} , с	t_2 , с
6	$\Delta r \leq 50$	5,10	16,16	16,64
	$50 \leq \Delta r \leq 100$	5,09	16,16	16,69
8	$\Delta r \leq 100$	5,125	15,66	20,74
	$\Delta r \geq 400$	5,11	15,68	20,65

Т а б л и ц а 2

Взрыв	$ \Delta r $, м	Δt_{2-4} , с	Δt_{3-5} , с	t_2 , с
1	1880	5,53	—	13,67
2	56	5,57	14,76	13,25
3	1300	5,54	14,74	13,00
4	2350	5,55	14,74	12,83

данном отскоке взрыва от расчетной точки. Так, в 1968 г. при серии взрывов в пунктах 6 и 8 часть взрывов в серии была проведена вблизи расчетной точки, часть — на расстоянии ~ 100 м (пункт 6) и ~ 450 м (пункт 8). Результаты определения Δt на парах станций 2—4 и 3—5 сведены в табл. 1.

В ней указаны абсолютные значения отклонений от расчетных точек $|\Delta r|$, разности фаз в первых группах волн Δt_{2-4} и Δt_{3-5} , и для сравнения — соответствующие времена t_2 прихода волн на сейсмической станции 2.

27 октября 1968 г. в районе пункта 4 было сделано 4 взрыва равномерно вдоль направления, ориентированного вкрест простиранию основного профиля работ (рис. 9). Результаты измерений Δt (табл. 2) показывают, что очень большие отклонения от расчетной точки (до ~ 2000 м) хотя и дают заметные изменения Δt , но они на порядок меньше изменений времен прихода сейсмических волн на сейсмической станции 2. По-видимому, Δt — достаточно устойчивая величина, по крайней мере, вблизи пунктов взрыва 4, 6 и 8, и ошибки в координате взрыва ~ 100 м не сказываются на величине Δt при той точности снятия времен с сейсмограмм, которую мы имеем.

В таком случае ошибки определения Δt — это ошибки измерения, и тогда $d(\Delta t) = \pm 0,02$ в наихудшем варианте. Стандартное отклонение $S\Delta t \leq \pm 0,01$ для серии измерений, и мы можем считать, что изменения величины $\Delta t \geq 0,03$ с выходят за пределы возможных ошибок.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

В данной работе излагаются только результаты кинематических измерений. Для серии измерений определялось среднесерийное время пробега фаз в первых волнах t_1 и доверительный интервал с уровнем доверия 0,1. Единичному измерению приписывалась максимально возможная ошибка $\pm 0,065$ с. Если доверительные интервалы позволяли считать среднесерийные времена в течение сезона относящимися к одной генеральной совокупности, то определялось средневзвешенное значение времени пробега за сезон t_w и его доверительный интервал с тем же уровнем доверия. Пример такого рода определений приведен в табл. 3. В ней помещены данные станции 2 («Синичка»), расположенной вблизи Петропавловска-Камчатского при взрывах в опорных точках 4, 6, 8, 10 и 12 за все годы работ. Здесь необходимо отметить, что, хотя работы в пункте 12 начаты с 1967 г., надежные данные по его прострелке удалось получить только в 1969 г., так как для этой наиболее удаленной точки профиля точность системы «Координатор» меньше, чем в остальных случаях. Как следует из табл. 3, времена пробега на станцию 2 из пунктов взрыва 4, 6, 8 с ве-



Рис. 9. Схема прострелки 27. X. 1968 г. вблизи пункта взрыва 4.
1 — 4 — смещенные взрывы.

Дата	Пункты взрыва				
	4	6	8	10	12
1966					
10.09	13,24±0,027	—	—	—	—
21.09	13,25±0,044	—	20,70±0,065	—	—
22.09	—	16,67±0,030	—	—	—
24.09	—	—	20,69±0,065	—	—
27.09	13,23±0,037	16,64±0,065	20,68±0,065	—	—
	13,24±0,027	16,66±0,040	20,69±0,030	—	—
1967					
6.10	—	16,63±0,065	—	—	—
7.10	—	—	—	23,47±0,065	—
8.10	—	—	20,66±0,027	23,50±0,040	—
9.10	13,245±0,007	—	20,66±0,021	—	—
			20,66±0,030	23,49±0,065	—
1968					
24.08	13,25±0,030	16,64±0,065	—	—	—
25.08	13,235±0,029	—	—	—	—
26.08	—	—	20,69±0,065	23,50±0,065	—
3.10	—	—	—	—	—
16.10	13,26±0,042	16,65±0,065	—	—	—
22.10	13,26±0,010	16,67±0,065	20,74±0,017	—	—
27.10	13,24±0,017	16,65±0,065	20,70±0,045	—	—
	13,245±0,017	16,65±0,040	20,71±0,047	23,50±0,065	—
1969					
12.10	13,24±0,027	16,64±0,065	20,73±0,030	23,40±0,045	—
27.10	—	16,67±0,012	20,75±0,025	23,41±0,012	26,50±0,050
1.11	13,265±0,018	16,66±0,020	20,72±0,065	23,44±0,065	26,46±0,050
	13,26±0,023	16,66±0,022	20,73±0,032	23,41±0,027	26,48±0,065

роятностью 0,9 неизменны как внутри отдельных сезонов, так и от года к году. Некоторое увеличение времени пробега из пункта 8 от 1966—1968 гг. к 1969 г. статистически недостоверно.

Наметившееся изменение времен в пункте 10 от 1967—1968 гг. к 1969 г. из-за малого числа взрывов и связанной с этим большой величиной доверительных интервалов требует дополнительного подтверждения.

Аналогичные выводы получены по сводным таблицам времен пробега для станций 1 и 3, работавших с 1966 г.

Рассмотрим теперь разности времен прихода первых волн на пары станций 2, 4 — Δt_{\perp} (волны распространяются перпендикулярно к фокальной зоне); и 3, 5 — Δt_{\parallel} (волны распространяются приблизительно вдоль фокальной зоны) за период 1968—1969 гг. (табл. 4).

В табл. 4 символ «*» означает сильное нарушение волновой картины на записях сейсмической станции 4 («Снежная»). Отождествление обыкновенно выделяемых волн и фаз на сейсмограммах этой станции, полученных 22—27 октября 1968 г. затруднительно, так как форма записи взрывов в этих случаях весьма отличается от обычной. Поэтому в данном слу-

Т а б л и ц а 4

Дата	4		6		8		10	
	Δt_{\perp}	Δt_{\parallel}	Δt_{\perp}	Δt_{\parallel}	Δt_{\perp}	Δt_{\parallel}	Δt_{\perp}	Δt_{\parallel}
1968								
24—26.08	—	14,795	—	16,420	—	15,865	—	16,810
16.10	5,575	14,800	5,095	—	—	—	—	—
22.10	*	14,780	*	16,380	*	15,863	—	—
27.10	*	14,770	*	—	*	15,861	—	—
Среднесезонное	5,575	14,79	5,095	16,40	—	15,863	—	16,81
1969								
12.10	5,590	14,790	5,125	16,41	5,670	15,840	5,02	16,795
27.10	—	14,795	5,130	16,39	5,665	15,845	5,03	16,795
1.11	5,590	—	5,135	—	5,665	—	5,02	—
Среднесезонное	5,590	14,792	5,130	16,40	5,667	15,842	5,02	16,795

Примечание. 4, 6, 8, 10 — пункты взрыва.

чае невозможно определить Δt_{\perp} , которые были бы сопоставимы с изменениями как в более ранние, так и в более поздние (через год) сроки. Причины обнаруженных изменений пока не вполне ясны, и в данной статье мы их обсуждать не будем.

Сравнение табличных значений Δt_{\perp} и Δt_{\parallel} показывает, что для взрывов в пунктах 4 и 6 произошло увеличение Δt_{\perp} , а для взрывов в пунктах 8, 10 — уменьшение Δt_{\parallel} от сезона 1968 г. к сезону 1969 г. Эти изменения весьма незначительны, только в одном случае достигают значения 0,035 с, так как число определений невелико, особенно для 1968 г.; статистически обосновать изменения Δt весьма затруднительно. Однако все же оценка различия средних по Стьюденту для Δt_{\perp} в пункте 6 и Δt_{\parallel} в пункте 8 с вероятностью 0,85 подтверждает принадлежность их к разным генеральным совокупностям.

В период между октябрем 1968 г. и октябрем 1969 г. в исследуемом районе (вблизи мыса Шипунского) произошло несколько землетрясений с $K=12-13$. Возможно, что все эти события и вызвали изменения разностей времен пробега, разнозначные в двух взаимноперпендикулярных направлениях. Столь же вероятно предположить, что и обнаруженные явления, и землетрясения — суть разные проявления единого тектонического процесса и непосредственно между собой не связаны. Дальнейшие наблюдения в этом очень подвижном районе помогут нам ответить на эти вопросы.

ВЫВОДЫ

1. Разработана применительно к экспедиционным условиям методика проведения, регистрации и обработки многократно повторяющихся взрывов. Изучены источники ошибок, оценена степень их влияния на результаты измерений.

2. В период с 8. 10. 1968 по 10. 1969 гг. обнаружены изменения времен пробега волн для двух различных направлений: уменьшение времени — вдоль фокальной зоны, увеличение — вкрест нее. Эти изменения с вероятностью 0,85 не случайны.

3. Можно считать доказанным, что с помощью разработанной методики удастся обнаружить вариации кинематических параметров сейсмических волн. Эти изменения, вероятно, связаны с тектоническими процессами, происходящими в шельфовой зоне Камчатского полуострова и могут быть использованы в дальнейшем в целях изучения физики процесса подготовки землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

- Галкин И. Н., Долбилкина П. А., Мячкин В. И. О точности измерения амплитуд при сейсмических исследованиях на море.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1969, № 11.
- Виноградов С. Д., Мячкин В. И. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния и разрушения горных пород.— В кн.: Геоакустика. Использование звука и ультразвука в сейсмологии, сейсморазведке и горном деле. М., «Наука», 1966.
- Максимов О. А., Мячкин В. И., Паленов А. М., Преображенский В. Б. Отметка момента взрыва при сейсмических работах на море.— В кн.: Аппаратура для регистрации сейсмических процессов. М., «Наука», 1969.
- Ризниченко Ю. В., Силаева О. И., Шамина О. Г., Мячкин В. И., Глухов В. А., Виноградов С. Д. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород на образцах и в массиве.— «Тр. геофиз. ин-та АН СССР», 1956, № 34 (161).
- Семенов А. Н. Изменение отношения времен пробега поперечных и продольных волн перед сильными землетрясениями.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1969, № 4.
- Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАМЧАТКИ

П. И. Токарев, В. И. Горельчик

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВУЛКАНОВ И ПРОГНОЗ ИЗВЕРЖЕНИЙ

С развитием инструментальной сейсмологии было установлено, что извержения вулканов всегда вызывают сейсмические колебания вблизи вулкана, а характер сейсмических явлений зависит от физико-химических свойств магмы, определяющих тип вулкана и характер вулканической деятельности. Многообразии типов вулканов и вулканической деятельности приводит к большому разнообразию сейсмических явлений. Так как вулканические землетрясения являются одним из основных источников информации о процессах, происходящих вблизи выводного канала вулкана в период подготовки извержения и во время извержения, их изучению придается большое значение во всех странах, где имеются активные вулканы.

В отличие от тектонических землетрясений, связанных с тектоническими движениями земной коры и верхней мантии, к вулканическим относятся землетрясения, связанные с зарождением магмы, с ее движением на глубине и с выходом на поверхность земли. Так как вулканы всегда располагаются в областях активных тектонических движений, а, следовательно, и в областях повышенной сейсмической активности, возникает проблема разделения землетрясений на вулканические и тектонические. Эта проблема решается просто, когда землетрясения непосредственно связаны с извержениями вулканов. Однако в случае землетрясений, связанных с зарождением очага магмы и с ее движением на глубинах более 40—60 км, строго разграничить вулканические и тектонические землетрясения пока невозможно. Решение этой задачи будет возможно, по-видимому, только при детальном изучении механизма очага землетрясений вулканических областей.

В настоящее время к вулканическим землетрясениям принято относить только те землетрясения, эпицентры которых лежат в пределах вулканической постройки, а очаги—на глубинах не более 60 км. По характеру связи с извержениями вулканов и характеру записи вулканические землетрясения делятся на несколько типов. Т. Минаками (Minakami, 1960) выделяет четыре типа землетрясений. При изучении сейсмического режима вулканов Шивелуч, Ключевской и Безымянный на Камчатке по характеру записи землетрясений и их связи с извержениями П. И. Токаревым (1966) выделено пять типов вулканических землетрясений. Вулканические землетрясения первого типа непосредственно с извержениями не связаны и отражают микротектонику вулкана, вызванную перемещением магмы на глубине. Вулканические землетрясения второго и третьего типов предваряют центральные извержения андезитовых и дацитовых вулканов и прорывы побочных кратеров и могут быть использованы для прогноза места, времени и энергии извержений. Вулканические землетрясения четвертого (взрывные землетрясения) и пятого

типов (непрерывное вулканическое дрожание) сопровождают извержения. Они могут быть использованы для изучения динамики и механизма извержений (Токарев, Фирстов, 1967). В этой работе мы остановимся на некоторых результатах изучения сейсмического режима в период подготовки извержений вулканов и на возможности их использования для прогноза места, времени и энергии извержений.

В процессе подготовки извержения параметры сейсмического режима (частота и энергия землетрясений, отношение амплитуд и периодов продольных и поперечных волн, отношение амплитуд объемных и поверхностных волн, наклон графика повторяемости землетрясений) непрерывно меняются. Наиболее изучены изменения во времени частоты (Minakami, 1960) и энергии (Токарев, 1966) землетрясений. Отношение амплитуд поверхностных и объемных волн используется, в основном, для оценки глубины очагов землетрясений (Токарев и др., 1968). Изменения наклона графика повторяемости вулканических землетрясений второго и третьего типов (параметра γ) в процессе подготовки и развития извержения изучены пока слабо.

Сейсмическая активность вулканов и прогноз извержений. При изучении связи предвещающих явлений с извержениями вулкана Асама Т. Минаками (Minakami, 1960) использовал частоту вулканических землетрясений. Однако при исследованиях извержений вулкана Безымянного в 1958—1961 гг. было установлено, что резкое изменение частоты землетрясений происходит за 1—2 дня до начала извержения и это не позволяет своевременно предсказать момент извержения. Более надежной характеристикой сейсмической активности является энергия землетрясений, которая не зависит от расстояния сейсмостанции до вулкана и чувствительности аппаратуры.

В качестве характеристики сейсмической активности вулканов предложено (Токарев, 1966) использовать график условных деформаций (графика Беньофа) ε_k

$$\varepsilon_k = \sum_{j=0}^k \sum_{i=1}^N \sqrt{E_{ij}},$$

где E — энергия землетрясения, выраженная в эргах; $j=0, 1, 2, \dots, k$; $i=1, 2, \dots, N$; N — число землетрясений за данный день; k — число дней, за которые производится суммирование. Так как $E \sim \left(\frac{A}{T}\right)^2$, где A и T — амплитуда и период максимального смещения в поперечной волне,

$$\varepsilon = \beta \left(\frac{A}{T}\right) \text{ и } \varepsilon_k = \sum_{j=0}^k \sum_{i=1}^N \beta_{ij} \left(\frac{A}{T}\right)_{ij}.$$

При регистрации вулканических землетрясений на одной и той же станции, гипоцентральное расстояние изменяется мало, и коэффициент можно принять одним и тем же при всех землетрясениях одного типа, т. е.

$$\varepsilon_k = \beta \sum_{j=0}^k \sum_{i=1}^N \left(\frac{A}{T}\right)_{ij}.$$

Таким образом, при построении графиков условных деформаций обработка землетрясений сводится к простой операции суммирования величин $\left(\frac{A}{T}\right)$, что очень важно при большом количестве землетрясений перед извержением.

При изучении извержений вулкана Безымянного в 1958—1961 гг., связанных с ростом купола в его кратере, было установлено, что нараста-

ние условных деформаций перед извержением происходило по гиперболическому закону. Аналогичная картина наблюдалась и перед извержениями вулканов Токати (Япония) 29 июня 1962 г. и Шивелуча 12 ноября 1964 г. (Токарев, 1967). Графики нарастания условных деформаций наилучшим образом аппроксимируются равнобокой гиперболой вида

$$\varepsilon_k = \frac{at_k + b_1}{t_k + b_2}, \quad (1)$$

а извержение происходит в момент $T = -b_2 - c$, где $0 \leq c \leq 5$ сут (время t_k выражено в сутках).

Во всех рассмотренных случаях за 30—50 дней до извержения начинается регулярный рост графика условных деформаций. В большинстве случаев регулярный рост начинается с момента появления роя землетрясений. Однако в некоторых случаях ему предшествует нерегулярный рост условных деформаций.

Зная закономерности возрастания графика условных деформаций и ведя непрерывные наблюдения за сейсмическим режимом вулкана, можно заранее рассчитать коэффициенты a , b_1 и b_2 и предсказать время извержения с ошибкой не более 5 дней. Дополнительным признаком приближающегося извержения является резкое увеличение частоты землетрясений второго типа и появление землетрясений третьего типа.

Расчет условных деформаций позволяет предсказать не только время извержения, но и его энергию. На основе анализа всех рассмотренных извержений получена приближенная формула зависимости массы ювенильного извергнутого материала от величины условной деформации

$$m = 0,04(-b_2 - t_k)\varepsilon_k^2; \quad -b_2 - 17 < t_k < -b_2 - 7, \quad (2)$$

где m — масса извергнутого материала, т; a , b_2 — коэффициенты уравнения (1), ε_k — условная деформация за время t_k , выраженная в эрг^{1/2}. Точность расчета массы по формуле (2) лежит в пределах точности оценки массы материала при извержениях. По массе m можно рассчитать полную тепловую энергию ожидаемого извержения $E_T = qm$, где q — теплосодержание извергнутого материала.

При прорыве побочных кратеров магма продвигается к земной поверхности по трещинам или в сплошных породах. На своем пути она разрушает породы и вызывает землетрясения. Вулканические землетрясения появляются за 3—7 суток до прорыва побочного кратера. Наиболее сильные землетрясения происходят в первые дни, а перед самым прорывом побочного кратера землетрясения прекращаются (Токарев, 1966; Токарев и др., 1968). Резкое уменьшение числа землетрясений и их энергии указывает на то, что вскоре (в течение 1—3 суток) произойдет прорыв побочного кратера. Место прорыва указывает положение эпицентров землетрясений. Для оценки энергии побочного извержения пока нет никаких данных.

Изменение во времени наклона графика повторяемости вулканических землетрясений. Изменения параметров сейсмического режима в процессе подготовки разрушения наблюдались в лабораторных и естественных условиях. В результате наблюдений в шахтах (Виноградов, 1964; Мысина, 1969) было установлено, что при приближении разрушения наклон графика повторяемости уменьшается. В ряде случаев отмечено уменьшение величины γ перед сильным землетрясением (Мамадалиев, 1963; Федотов, 1968).

Лабораторные исследования указывают на весьма сложную зависимость величины γ от скорости деформации, свойств и характера напряженного состояния среды (Виноградов, 1964; Виноградов, Мирзоев, 1969). Чем больше неоднородность среды и поля напряжений, тем более резкие

изменения величины γ отмечаются по мере приближения разрушения.

Вулканическая постройка, состоящая из рыхлого пирокластического материала и лавовых потоков, крайне неоднородна, и в ней должны возникать локальные концентрации напряжений, приводящие к резким изменениям параметров сейсмического режима. По мере приближения и в ходе извержения, число и энергия вулканических землетрясений изменяются неодинаково, что должно находить отражение в характере зависимости $\gamma(t)$. Подобное явление наблюдалось во время извержения вулкана Асама в 1958 г. (Sekiya, 1960). Для землетрясений вулкана Сакурадзима было получено, что коэффициент m в соотношении Ишимото-Иида ($N = kA^{-m}$) больше в предзруптивную стадию и уменьшается непосредственно перед извержением и в момент извержения (Yoshikawa, 1965).

Нами исследовалась зависимость $\gamma(t)$ для землетрясений вулканов Шивелуч и Авача на Камчатке и Асама в Японии. Для построения графиков повторяемости были использованы сейсмограммы станции «Ключи», расположенной в 45 км от кратеров вулкана Шивелуч, «Авача», расположенной в 6,5 км от кратера Авачинского вулкана, а также материалы японского Метеорологического Агентства, в которых приведены каталоги вулканических землетрясений, зарегистрированных в 3,7 км от кратера вулкана Асама. Для землетрясений вулкана Шивелуч наклон графика повторяемости определялся из соотношения $\lg N = -\gamma_r K + b$, где $K = \lg E$, Дж, а для вулканов Асама и Авача — из соотношения $\lg N = -\gamma_A \lg \left(\frac{A}{T} \right) + c$, где A и T — максимальное смещение грунта и соответствующий ему период. Так как очаги землетрясений лежат вблизи кратера вулкана и регистрация ведется на одной и той же станции, гипоцентральные расстояния при различных землетрясениях почти одни и те же. Поэтому обе формулы эквивалентны и $\gamma_A \approx 2\gamma_r$.

Для вулкана Шивелуч был рассмотрен период с 24 января по 16 ноября 1964 г. Начало этого периода совпадает с регистрацией сеймостанцией «Ключи» первых землетрясений с очагом в районе вулкана. 11 ноября 1964 г. произошло гигантское извержение вулкана. После 16 ноября землетрясения не регистрировались. Построение графиков повторяемости проводилось с перекрытием для следующих интервалов времени; с 24 января по 25 июля, с 25 апреля по 25 октября, с 1 августа по 31 октября, с 1 октября по 4 ноября, с 1 ноября по 6 ноября, с 3 по 8 ноября, с 4 по 9 ноября и далее с 7 ноября по двухдневным интервалам со скольжением через один день вплоть до извержения. Время после извержения разбивалось на два интервала: с 20 час. 11 ноября по 12 ноября и с 12 ноября по 16 ноября.

Для Авачинского вулкана исследовался период с октября 1964 года по октябрь 1970 г., в течение которого вулкан находился в стадии фумарольной деятельности. По произведенным определениям, большинство регистрируемых в это время землетрясений отнесено к постройке Авачинского вулкана (Горельчик, Дмитриев, 1972). Построение графиков повторяемости проводилось для годичных интервалов времени.

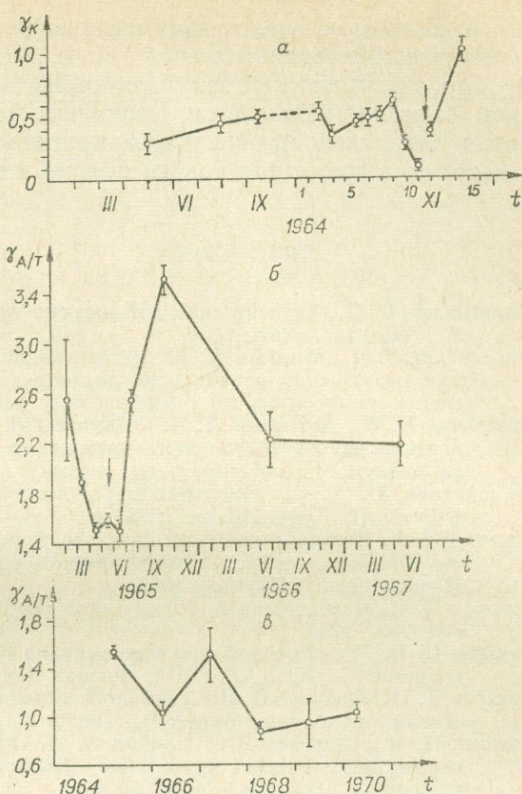
Для вулкана Асама рассматривался период с января 1965 г. по сентябрь 1967 г. За это время произошло одно небольшое эксплозивное извержение (23 мая 1965 г.), сопровождавшееся слабым пеплопадом. С января по август 1965 г. графики повторяемости строились по трехмесячным интервалам с перекрытием в два месяца. Далее были взяты три интервала: с августа по декабрь 1965 г., с января по декабрь 1966 г. и с января по сентябрь 1967 г.

На рисунке представлены графики изменения во времени коэффициента γ как в период извержений (вулканы Шивелуч и Асама), так и в спокойный период (вулкан Авача). Для Авачинского вулкана наблюдаются

значительные (от 0,9 до 1,5) колебания величины $\gamma_{A/T}$, сла-

бое уменьшение ее со временем. По графикам видно, что в начальный период подготовки извержения вулкана Шивелуч коэффициент γ_k постепенно возрастал (от 0,29 до 0,6), а за три дня до начала извержения он резко уменьшился (до 0,1). После извержения коэффициент γ_k возрос до 0,99. Перед извержением вулкана Асама также произошло уменьшение коэффициента γ_A с 2,6 до 1,5, а после

извержения он возрос до 3,5. Однако в этом случае уменьшение коэффициента происходило в течение трех месяцев. Возможно, что такое поведение графиков повторяемости является общей закономерностью для землетрясений, предвещающих центральных извержения, и оно может быть использовано для прогноза времени извержения. Но для таких выводов пока недостаточно данных. Кроме того, следует иметь в виду, что определение коэффициента γ зависит от частоты землетрясений, а следовательно, и от временного интервала осреднения и может случиться так, что момент резкого уменьшения коэффициента γ не будет уловлен. С другой стороны, величина γ не стабильна во времени и любое ее уменьшение может быть принято за признак приближающегося извержения. Однако изучение поведения графиков повторяемости вулканических землетрясений и других параметров сейсмического режима позволит получить представление о характере сложных процессов в верхней части выводного канала вулкана, предвещающих и сопровождающих извержения.



Зависимость $\gamma(t)$ для землетрясений вулканов Шивелуч (а), Асама (б) и Авача (в).

ВЫВОДЫ

1. Извержения андезитовых вулканов предвщаются вулканическими землетрясениями II и III типов. Нарастание графика условных деформаций перед извержениями вулканов Безымянного, Токати, Шивелуча происходило по гиперболическому закону. Можно сделать вывод, что это является общей закономерностью для указанного типа вулканов.

2. Знание закона нарастания условных деформаций позволяет по землетрясениям, предшествующим извержению, предсказать время и энергию ожидаемого извержения.

3. Извержения побочных кратеров предвщаются вулканическими землетрясениями II и III типов, что позволяет предсказать за 1—3 дня до начала место и время ожидаемого извержения.

4. В процессе подготовки извержения наклон графика повторяемости вулканических землетрясений II и III типов больше ($\gamma_k=0,5-1,8$), чем при тектонических землетрясениях ($\gamma_k=0,3-0,5$), но перед извержением он резко уменьшается. Возможно, что в будущем эта закономерность может быть использована для прогноза времени извержения, однако в настоящее время для такого вывода пока недостаточно данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов С. Д. Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М., «Наука», 1964.
- Виноградов С. Д., Мирзоев К. М. Исследование числа и энергии упругих импульсов при разрушении образцов из неоднородных материалов.— «Тр. III-го Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму». Новосибирск, «Наука», 1969.
- Горельчик В. И., Дмитриев Л. Б. Сейсмический режим и деформации земной поверхности в районе Авачинского вулкана на Камчатке.— «Матер. IV Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму». М., «Наука», 1972.
- Мамадалиев Ю. А. Об изменении параметров сейсмического режима во времени.— «Докл. АН Тадж. ССР», 1963, т. 6, № 2.
- Мысина Л. Г. Исследование сейсмического режима выбросоопасности угольных пластов Донбасса.— «Тр. III-го Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму». Новосибирск, «Наука», 1969.
- Токарев П. И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М., «Наука», 1966.
- Токарев П. И. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1967, № 9.
- Токарев П. И., Фирстов П. П. Сейсмологические исследования вулкана Карымского.— «Бюлл. вулканол. станций», 1967, № 43.
- Токарев П. И., Широков В. А., Зобин В. М. Сейсмические явления, связанные с извержением побочного кратера им. Пийна в октябре—декабре 1966 г.— «Бюлл. вулканол. станций», 1968, № 44.
- Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968.
- Minakami T. Fundamental Research for Prediction of the Volcanic Eruptions (part 1).— «Bull. Earthquake Res. Inst.», 1960, vol. 38, p. 4.
- Sekiya H. An Analysis of Seismic Activity of Asama.— «Quart. Journal of Seismology», 1960, vol. XXIV, № 4.
- Yoshikawa K., Nishi K. Seismic Observation at the Volcano Sakurajima.— «Disaster Prevent. Res. Inst. Annuals», 1965, № 8.

П. И. Токарев

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ФОКАЛЬНОГО СЛОЯ КАМЧАТКИ И ЕЕ СВЯЗЬ С ВУЛКАНИЗМОМ

Курило-Камчатская дуга, включающая восточную Камчатку, Курильские острова и о. Хоккайдо, является единой структурой. Четко прослеживаемыми ее элементами на поверхности Земли являются рельеф земной поверхности и дна Тихого океана, глубоководный желоб, а также пояс действующих вулканов. Глубинным элементом дуги является фокальный слой. П. И. Токарев (1970) показал, что действующие вулканы всей зоны располагаются вдоль дуги окружности (вулканической дуги) радиуса 1884 км с центром в точке $\varphi=58^{\circ}01'$ с. ш.; $\lambda=129^{\circ}52'$ в. д. Среднее квадратичное отклонение вулканов от этой дуги равно ± 22 км. Протяженность вулканической дуги от вулкана Шивелуч на севере до вулкана Усу на юге 2300 км. Отклонения цепи вулканов в отдельных районах от вулканической дуги носят частный характер и могут быть связаны с некоторыми неоднородностями в строении геоструктурной дуги.

Фокальный слой Курило-Камчатской сейсмоактивной зоны погружается в сторону Азиатского материка под углом $48^{\circ} \pm 5^{\circ}$ к поверхности Земли и выходит на поверхность земли на северо-западном склоне глубоководного желоба на расстоянии 75—175 км юго-восточнее вулканической дуги. По данным землетрясений за 1911—1966 гг. (Токарев, 1970), в фокальном слое толщиной 75 км выделяется 67% сейсмической энергии всей Курило-Камчатской зоны, а в слое толщиной 150 км — 93%. По данным детальных сейсмологических наблюдений в районе Камчатки в 1961—1969 гг. преобладающее большинство очагов землетрясений на глубинах 50—450 км лежит в слое толщиной около 75 км. Поэтому за толщину фокального слоя принято слой толщиной 75 км. При такой толщине фокального слоя и угле его наклона 50° ширина фокального слоя на поверхности земли равна 100 км. Сечение фокального слоя на Камчатке показано на рис. 1. Поверхность, проходящая через середину фокального слоя (фокальная поверхность), пересекает земную поверхность на расстоянии 125 км от вулканической дуги и образует дугу (дугу фокальной поверхности), с радиусом 2010 км, концентричную вулканической дуге.

Точки пересечения границ секторов с вулканической дугой, дугой фокальной поверхности и дугой глубоководной впадины Курило-Камчатской зоны

Границы секторов	Вулканическая дуга		Дуга фокальной поверхности		Дуга глубоководной впадины	
	φ°	λ°	φ°	λ°	φ°	λ°
0—1	60,23	162,87	60,12	165,08	60,02	166,42
1—2	59,46	162,57	59,30	164,73	59,17	166,12
2—3	58,63	162,32	58,38	164,40	58,25	165,77
3—4	57,82	162,00	57,55	164,03	57,36	165,22
4—5	57,03	161,63	56,72	163,55	56,50	164,80
5—6	56,27	161,20	55,87	163,08	55,62	164,28
6—7	55,46	160,72	55,08	162,53	54,78	163,63
7—8	54,70	160,17	54,25	161,92	53,95	163,00
8—9	53,97	159,55	53,50	161,27	53,13	162,28
9—10	53,20	158,88	52,68	160,57	52,33	161,57
10—11	52,50	158,25	51,97	159,87	51,58	160,82
11—12	51,82	157,58	51,20	159,08	50,82	160,02
12—13	51,13	156,88	50,48	158,32	50,07	159,23
13—14	50,46	156,10	49,80	157,48	49,33	158,40
14—15	49,82	155,35	49,13	156,65	48,65	157,50
15—16	49,20	154,55	48,46	155,78	47,97	156,63
16—17	48,58	153,75	47,83	154,92	47,30	155,72
17—18	48,00	152,90	47,23	154,03	46,65	154,83
18—19	47,46	152,05	46,65	153,15	46,05	153,90
19—20	46,93	151,17	46,07	152,20	45,42	152,97
20—21	46,43	150,28	45,51	151,28	44,67	152,00
21—22	45,92	149,36	45,00	150,30	44,28	151,03
22—23	45,45	148,45	44,50	149,36	43,77	150,07
23—24	45,00	147,51	44,05	148,33	43,25	149,07
24—25	44,55	146,57	43,63	147,36	42,75	148,03
25—26	44,15	145,63	43,22	146,38	42,28	147,00
26—27	43,80	144,67	42,83	145,36	41,83	145,97
27—28	43,45	143,68	42,42	144,33	41,42	144,92
28—29	43,12	142,72	42,08	143,32	41,02	143,82
29—30	42,80	141,75	41,73	142,30	40,63	142,75
30—31	42,50	140,75	41,43	141,23	40,33	141,70

Фокальная поверхность является частью поверхности прямого кругового конуса, ось симметрии которого проходит через центр земного шара и центр вулканической дуги, а вершина лежит на глубине 1560 км от поверхности земли. При этом угол между осью и образующей равен 60° . Поверхность этого конуса, развернутая на плоскость, представляет собою сектор с радиусом 2290 км.

Исходя из того, что Курило-Камчатская вулканическая дуга имеет правильную геометрическую форму, при рассмотрении ее сейсмичности вся зона была разбита на 30 секторов, каждый из которых охватывает

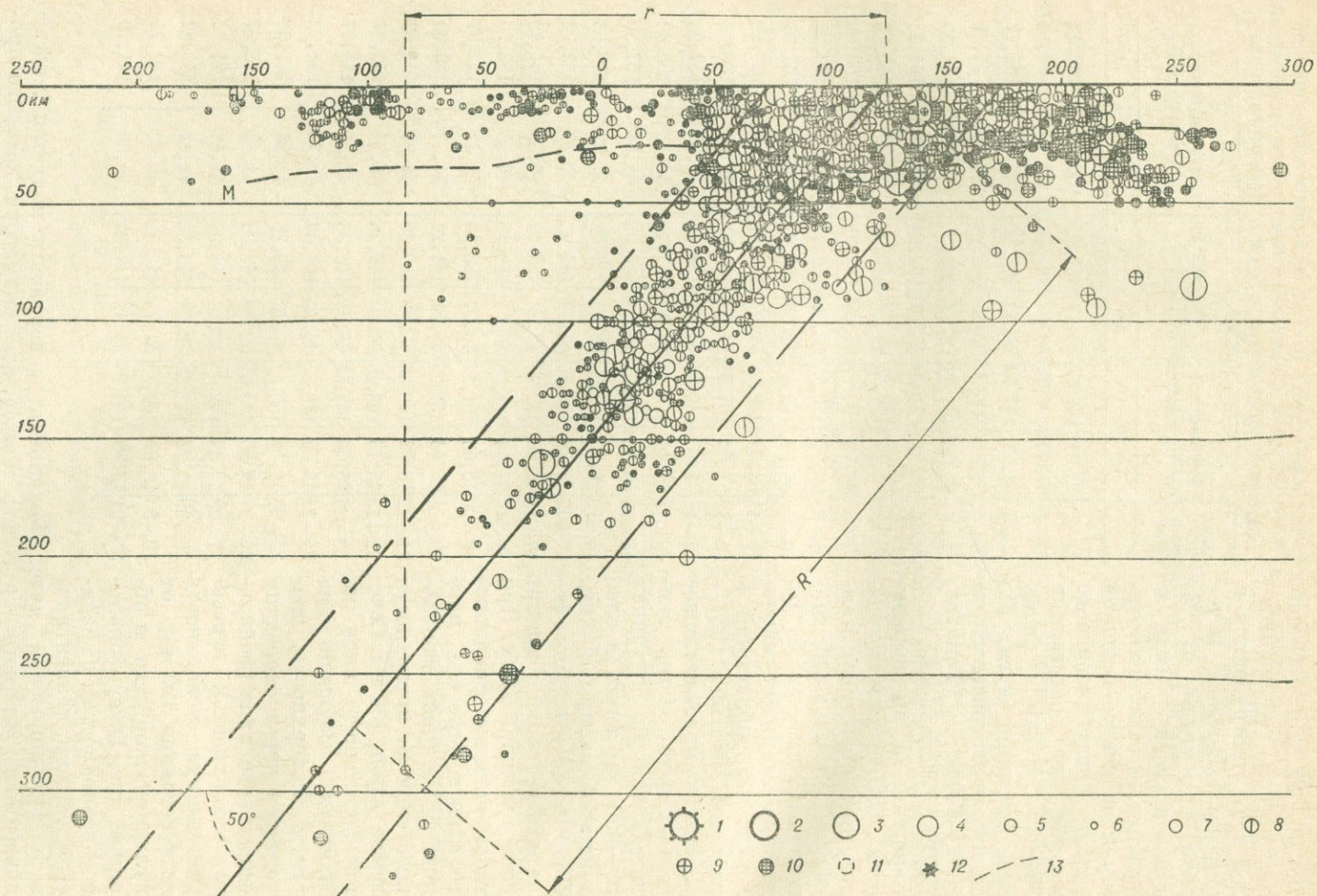


Рис. 1. Поперечный разрез очагов землетрясений Камчатки (5—12 секторы) за 1964—1969 гг. Пунктирными линиями выделен фокальный слой.

1—6 — энергетический класс (K) землетрясений: 1 — $K=15$, 2 — $K=13$, 3 — $K=12$, 4 — $K=11$, 5 — $K=10$, 6 — $K<9$, 7—10 — точность определения координат очага по глубине: 7 — ± 5 км, 8 — ± 10 км, 9 — ± 15 км, 10 — ± 25 км, 11 — очаги, лежащие за пределами фокального слоя, 12 — вертикальная проекция действующих вулканов (на рис. 2), 13 — граница надежной регистрации землетрясений с $K \geq 9,5$.

участок вулканической дуги, равный 90 км (Токарев, 1970). Координаты пересечения границ секторов Курило-Камчатской зоны с вулканической дугой, дугой фокальной поверхности и дугой глубоководной впадины приведены в таблице. По этим данным можно построить на карте как границы секторов, так и все три указанные дуги.

Камчатка, занимающая северо-восточную часть Курило-Камчатской дуги, является наиболее удобным районом для рассмотрения связи вулканизма с сейсмичностью, так как в этом районе начиная с 1961 г. ведутся детальные сейсмологические исследования (Федотов и др., 1964; «Землетрясения в СССР» за 1963—1969 гг.) и координаты очагов преобладающего большинства землетрясений с энергетическим классом $K \geq 9,5 (K \approx \lg E, Дж)^*$ определялись с ошибкой не более ± 15 км. В отличие от упомянутых работ в настоящей работе вместо карт эпицентров сейсмической активности приводятся проекция очагов землетрясения и карта сейсмической активности на фокальной поверхности и только для тех землетрясений, очаги которых лежат в фокальном слое толщиной 75 км. В работе использованы землетрясения за 1964—1969 гг.

ПОСТРОЕНИЕ ПРОЕКЦИИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И КАРТЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА ФОКАЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Тектонические землетрясения Курило-Камчатской зоны по характеру их связи с различными структурами можно разделить на две группы. Первая группа связана с тектоническими движениями земной коры и самой верхней части мантии. Очаги землетрясений этой группы лежат преимущественно на глубине 0—50 км, а эпицентры удалены от вулканической дуги на расстояние до 250 км (см. рис. 1). Вторая группа землетрясений связана с движениями по фокальной поверхности. Очаги землетрясений второй группы лежат на глубинах 0—650 км, причем они удалены от фокальной поверхности на расстояние не более 75 км. Так как фокальный слой является основным сейсмоактивным элементом Курило-Камчатской зоны, было предложено (Токарев, 1970) при анализе сейсмичности фокального слоя строить карты сейсмической активности не на поверхности земли, а на фокальной поверхности. Построение проекций очагов и карт сейсмической активности на фокальной поверхности дает более ясное представление о характере распределения сейсмичности в фокальном слое. Естественно, при анализе сейсмичности Курило-Камчатской зоны, связанной с движениями земной коры (землетрясения первой группы), проекции очагов и карты сейсмической активности необходимо строить на земной поверхности.

Как было отмечено выше, при развертке фокальной поверхности на плоскость получается сектор с радиусом 2290 км, дуга которого совпадает с развернутой на плоскость дугой фокальной поверхности. При этом расстояния R на фокальной поверхности отсчитываются от дуги (см. рис. 1). Границами секторов на фокальной поверхности являются места пересече-

* Здесь и далее энергетический класс землетрясений K определялся по номограмме С. А. Федотова 1968 г. ($K_{S1,2}^{\Phi 68}$) (см. Федотов и др., 1971). Для простоты индексы при K везде опущены.

чения вертикальных плоскостей, проходящих через границы секторов на поверхности земли и центр земного шара. Проекция очагов на фокальной поверхности представляет собою ортогональную проекцию очагов землетрясений, лежащих в фокальном слое, на фокальную поверхность. Построение такой проекции производилось с помощью формулы

$$R = r \cos \alpha + H \sin \alpha, \quad (1)$$

где R — расстояние проекции очага, r — расстояние эпицентра землетрясения от дуги фокальной поверхности, H — глубина очага землетрясения и α — угол наклона фокальной поверхности (см. рис. 1). В районе Камчатки $\alpha = 50^\circ$. При построении проекции очагов поправки за кривизну земной поверхности не вводились (при $r = 300$ км $\Delta R < 5$ км).

Процедура построения проекции очагов землетрясений на фокальной поверхности сводится к следующему: по карте эпицентров определяется расстояние r и глубина очага H . Затем по формуле (1) определяется расстояние проекции очага от дуги фокальной поверхности R . По известному R и положению эпицентра в секторе на фокальной поверхности наносится проекция очага. Энергетический класс землетрясения обозначается размером кружка, так же как и при построении карты эпицентров. Для удобства работы была построена номограмма $R(r, H)$, на которой указаны границы фокального слоя $R_{1,2} = r \frac{1}{\cos \alpha} \pm 50 \sin \alpha \cdot \operatorname{tg} \alpha$, км. Это позволяет быстро определять R и отбирать только те землетрясения, очаги которых лежат в фокальном слое.

Карта сейсмической активности на фокальной поверхности строилась так же, как и карта сейсмической активности на поверхности земли для района Камчатки (Федотов и др., 1964). За величину сейсмической активности принята активность A_{10} , так как для землетрясений с $K \geq 10$ имеются полные данные за весь рассматриваемый период в пределах контура надежной регистрации землетрясений $K \geq 9,5$. При построении карты сейсмической активности каждый сектор фокальной поверхности был разделен прямыми линиями на 3 равные части, и концентрично дуге фокальной поверхности были проведены дуги с интервалом в 30 км. Таким образом, была получена сетка с размером ячеек около 30×30 км². Для каждого узла полученной сетки подсчитывалось число землетрясений с $K \geq 10$ внутри эллипса осреднения. A_{10} находилась методом суммирования (Ризниченко, 1964) при $\gamma = -0,46$ $A_{10} = \frac{0,65}{t \cdot S} \cdot N_{\Sigma K > 10}$, где $N_{\Sigma K > 10}$ — число землетрясений с $K \geq 10$ внутри эллипса осреднения; S — площадь эллипса осреднения в тысячах км², t — период наблюдения в годах. За площадь осреднения принят эллипс с размерами полуосей $a = 2b = 47$ км и площадью 3500 км². Величина эллипса выбрана с таким расчетом, что объем эллипсоида вращения вокруг большой оси соответствует объему очага наиболее сильного землетрясения за рассматриваемый период ($K = 15$). При подсчете числа землетрясений большая ось эллипса располагалась вдоль дуги фокальной поверхности. Активность A_{10} отнесена к одному году и объему 75000 км³ или площади фокальной поверхности 1000 км². Так как верхняя часть фокального слоя срезана земной поверхностью под углом 50° , при подсчете числа землетрясений часть эллипса осреднения оказалась за пределами фокальной поверхности, а очаги землетрясений лежали в фокальном слое ниже земной поверхности. Поэтому при подсчете активности верхней части фокального слоя вводился поправочный коэффициент, равный отношению объема $7,5 \cdot S \cdot 10^4$ км³ к объему той части фокального слоя, внутри которого велся подсчет землетрясений. Таким образом была получена неискаженная карта сейсмической активности по всему фокальному слою. Очаги землетрясений, проекции которых лежат на продолжении фокальной поверхности выше земной поверхности, из рассмотрения исключены.

ПРОЕКЦИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
И КАРТА СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ
НА ФОКАЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Проекция очагов землетрясений на фокальную поверхность за 1964—1969 гг. для района Камчатки (3—13 секторы) представлена на рис. 2, где пунктирной кривой показана граница надежной регистрации землетрясений с $K \geq 9,5$. В 4—6 секторах левая ветвь кривой обозначает границу надежной регистрации землетрясений северной Камчатки в 1968—1969 гг. Звездочками обозначены места пересечения фокальной поверхности радиусом, проведенным из центра Земли к вулкану. Номера вулканов соответствуют их номерам в «Каталоге действующих вулканов Камчатки» (Влодавец, Пийп, 1957).

На рис. 2 представлены проекции всех очагов землетрясений, лежащих в фокальном слое, координаты которых были определены с ошибкой не более ± 25 км. Для глубин $H \geq 100$ км показаны также проекции очагов землетрясений, не лежащих в фокальном слое, но удаленных не более 75 км от фокальной поверхности.

Несмотря на короткий период наблюдений (шесть лет) и на неполноту данных о землетрясениях с $K < 10$ на проекции очагов можно выделить следующие особенности.

1. Ширина фокальной поверхности, а следовательно и глубина очагов землетрясений под Камчаткой, постепенно возрастает от северного окончания дуги к Курильским островам (от третьего к тринадцатому сектору). Это согласуется с приведенными ранее данными (Токарев, 1970), полученными за большой интервал наблюдений (1911—1966 гг.) по сильным ($M \geq 6,0$) землетрясениям.

2. Проекция вулканов лежит на границе между верхней областью большой плотности очагов и нижней областью малой плотности очагов землетрясений. Бросается в глаза также почти полное отсутствие очагов землетрясений в девятом секторе ниже проекции вулканов и множество очагов в десятом секторе, где в цепи вулканов наблюдается большой разрыв. Возможно, это связано с разрывом в цепи вулканов. Однако не исключено, что отсутствие очагов землетрясений ниже проекции вулканов в девятом секторе связано с малостью интервала наблюдений.

На рис. 3 представлена карта сейсмической активности на фокальной поверхности, построенная по методике, описанной в предыдущем параграфе. Карта сейсмической активности A_{10} достоверна в пределах контура надежной регистрации $K \geq 9,5$, обозначенного пунктирной линией (в левой части рисунка — правая ветвь). Как видно из рис. 3, сейсмическая активность на каждом интервале глубин вдоль Камчатки изменяется мало. Так, изолиния $A_{10} = 0,5$ идет на расстояниях $R = 50 \div 100$ км от четвертого до тринадцатого сектора с небольшим разрывом в 11—12 секторах. Изолиния $A_{10} = 0,17$ также идет непрерывно вдоль всей Камчатки на расстояниях $R = 150 \div 220$ км. Однако в верхней части фокального слоя ($R < 70$ км, $H < 50$ км) сейсмическая активность вдоль Камчатки распределяется крайне неравномерно, что связано, по-видимому, с малостью интервала наблюдений. При более или менее равномерном распределении сейсмической активности по фокальному слою вдоль Камчатки резко бросается в глаза зона пониженной активности, которая тянется непрерывно от поверхности земли в двенадцатом секторе до глубины 180—200 км ($R \sim 250$ —300 км) в девятом секторе.

Характерным в распределении сейсмической активности фокального слоя является и то, что изолиния $A_{10} = 0,17$ идет непрерывно вдоль всей цепи проекции вулканов, следуя всем ее изгибам, за исключением одиннадцатого сектора, где проходит зона пониженной сейсмической активности.

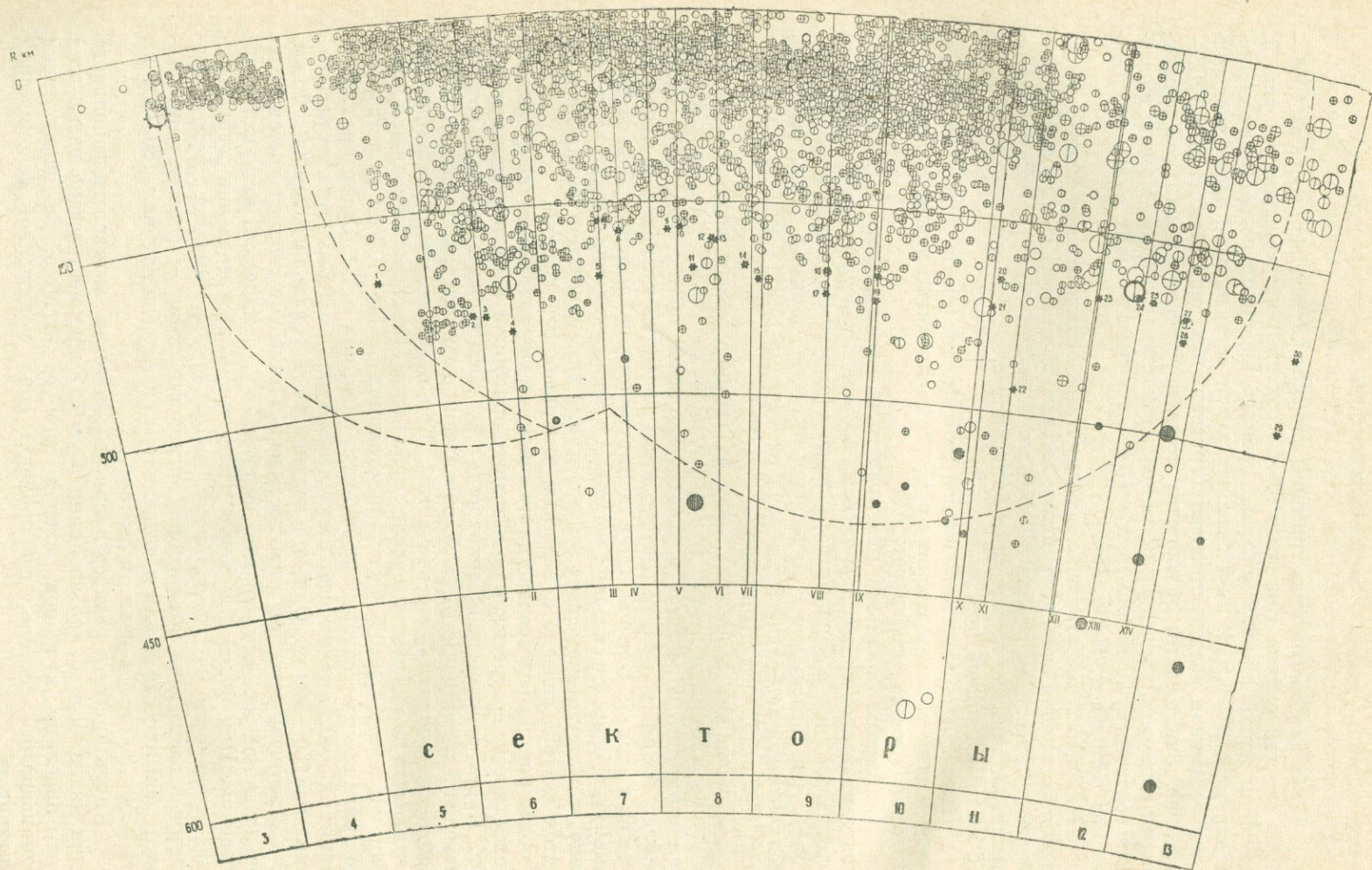


Рис. 2. Ортогональная проекция очагов землетрясений Камчатки на фокальную поверхность. Усл. обозн. см. на рис. 1.

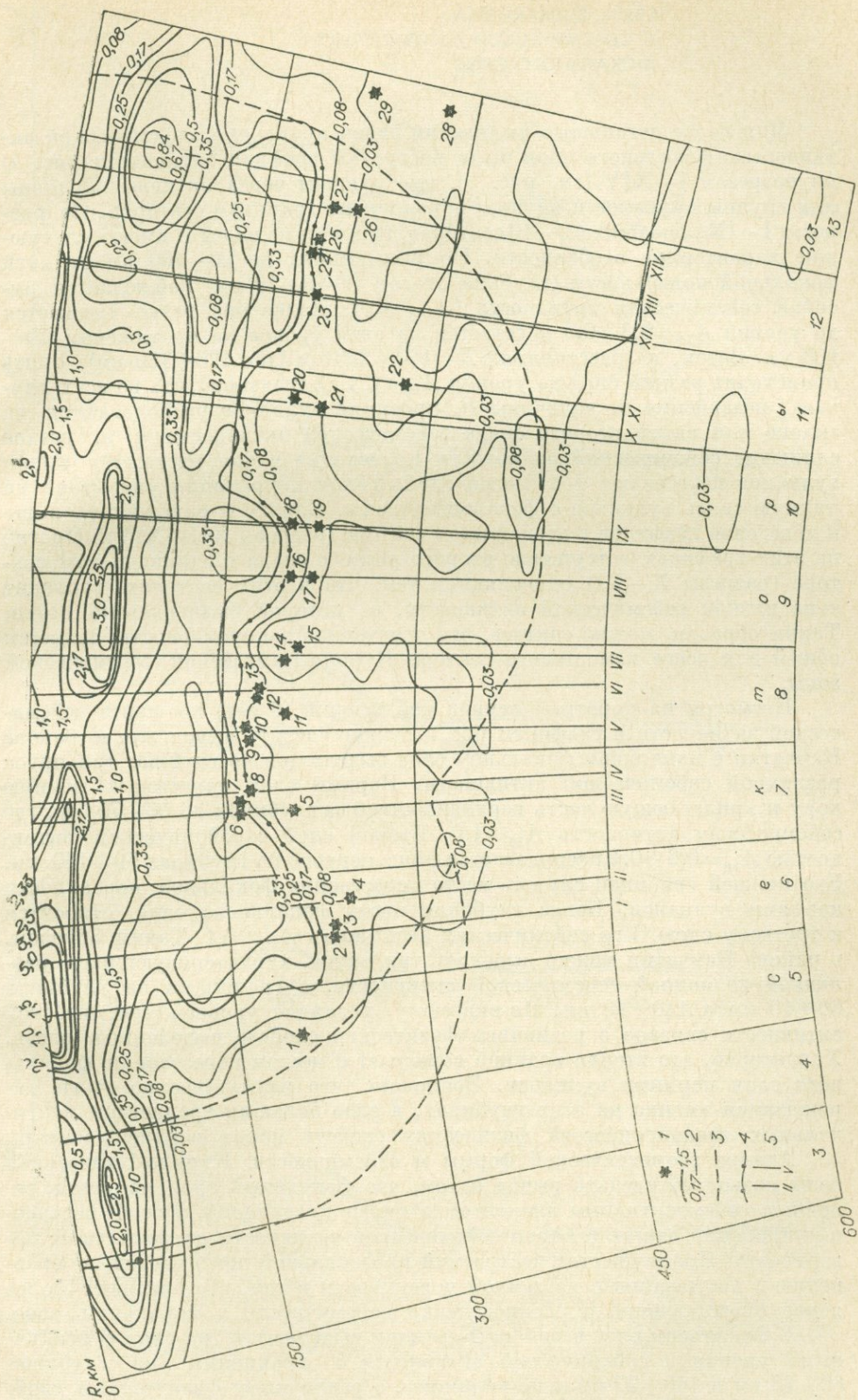


Рис. 3. Карта сейсмической активности Камчатки на фокальной поверхности.

- 1 — вертикальная проекция действующих вулканов, 2 — изолинии сейсмической активности A_{10} ,
 3 — граница надежной регистрации землетрясений с $K \geq 9,5$, 4 — изолиния $A_{10}=0,17$, 5 — разрезы,
 проходящие через вулканы или группы вулканов.

СВЯЗЬ ВУЛКАНИЗМА
С СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ
ФОКАЛЬНОГО СЛОЯ

Для более детального выявления связи вулканов с сейсмической активностью фокального слоя были построены графики активности (рис. 4) по разрезам I—XIV (см. рис. 3), проходящим через активные вулканы или группы вулканов и идущим параллельно границам секторов. На разрезах I—IX, лежащих в 6—10 секторах, графики подобны и имеют следующие характерные особенности. На расстояниях до 60—100 км от дуги фокальной поверхности (глубина очагов до 40—70 км) наблюдается высокая сейсмическая активность ($A_{10} \geq 1,0$). Далее она резко снижается до уровня $A_{10} = 0,3 \div 0,4$ и остается на этом уровне на протяжении 70—100 км. Затем, на расстояниях $R = 160 \div 220$ км ($H = 120 \div 160$ км), опять происходит резкий спад до уровня $A_{10} < 0,1$. Характерно, что во всех случаях, независимо от величины R , проекции вулканов располагаются на склоне или внизу второго спада сейсмической активности, т. е. резкое снижение сейсмической активности происходит в том месте, где корни вулканов пересекают фокальный слой. Такая корреляция указывает на прямую связь вулканов с фокальным слоем. Близко к описанному выше и поведение графиков в двенадцатом секторе (разрезы XII—XIV). Прогиб на этих графиках и отсутствие второго резкого спада в одиннадцатом секторе (разрезы X—XI) объясняются тем, что в этих секторах проходит зона низкой сейсмической активности, о которой было сказано выше. Таким образом, можно считать, что отмеченная закономерность является общей для всего камчатского сектора Курило-Камчатской сейсмической зоны.

Несмотря на короткий период наблюдений (6 лет) по карте сейсмической активности и графикам рис. 4, можно сделать вывод, что в районе Камчатки в наклонном фокальном слое выделяется по глубине три яруса различной сейсмической активности. Первый слой охватывает земную кору и прилегающую часть верхней мантии на глубинах до 50—70 км, где сейсмическая активность $A_{10} > 1,0$. Второй слой с сейсмической активностью $A_{10} = 0,2 \div 0,4$ располагается ниже первого на глубинах 50—160 км. Его нижней границей служит место пересечения фокальной поверхности корнями вулканов. Более глубокая часть фокального слоя относится к третьему слою. Его сейсмическая активность $A_{10} < 0,1$. Таким образом, в районе Камчатки можно выделить три яруса, характеризующихся различной величиной сейсмической активности, с границами на глубинах 60 ± 10 км и 140 ± 20 км. По-видимому, различие уровней сейсмической активности связано с различием физических свойств выделенных слоев. Характерно, что вторая граница совпадает с местом пересечения фокального слоя корнями вулканов. Возможно, что магматические очаги зарождаются именно на этих глубинах, в слое больших градиентов вертикальных неоднородностей физических свойств пород верхней мантии.

Анализ геометрической формы и сейсмичности Курило-Камчатской зоны позволяет сделать вывод о том, что фокальный слой является основным сейсмоактивным элементом зоны, и предложить способ построения проекции очагов и карты сейсмической активности на фокальной поверхности. Преимущества построений на фокальной поверхности по сравнению с построениями на земной поверхности в том, что они дают более ясное представление о распределении сейсмичности в фокальном слое.

В фокальном слое в районе Камчатки выделяются три слоя с различными уровнями сейсмической активности с границами на глубинах 60 ± 10 км и 140 ± 20 км и, по-видимому, с различными физическими свойствами пород. Резкое снижение сейсмической активности на второй границе происходит в том месте, где корни вулканов пересекают фокальный

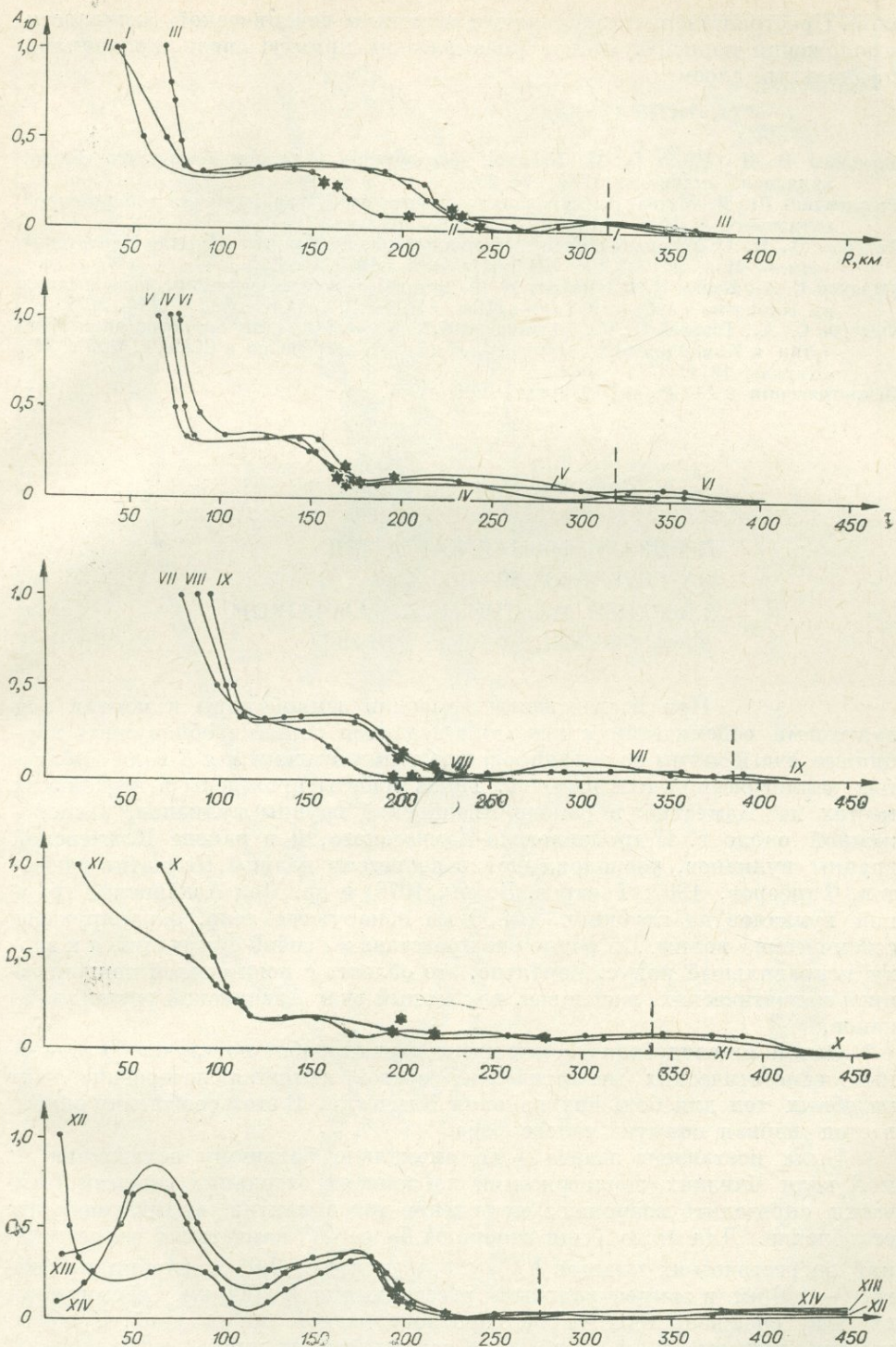


Рис. 4. Графики сейсмической активности A_{10} по разрезам I—XIV (см. фиг. 3).

Звездочками обозначены вертикальные проекции действующих вулканов на фокальную поверхность. Пунктирная линия — граница надежной регистрации землетрясений с $K > 9,5$. Расстояния R отсчитываются от дуги фокальной поверхности (см. рис. 1, 3).

слой. Пространственная корреляция величины сейсмической активности и положения корней вулканов указывает на прямую связь вулканизма с фокальным слоем.

ЛИТЕРАТУРА

- Влодавец В. И., Пийп Б. И. Каталог действующих вулканов Камчатки.— «Бюлл. вулканол. станции», 1957, № 25.
- Ризниченко Ю. В. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1964, № 7.
- Токарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 3.
- Федотов С. А., Кузин И. П., Бобков М. Ф. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961—1962 гг.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1964, № 9.
- Федотов С. А., Токарев П. И., Годзиковская А. А., Зобин В. М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1968 г. М., «Наука», 1971.
- Землетрясения в СССР. М., «Наука», 1966—1971.

С. А. Федотов, О. В. Потапова

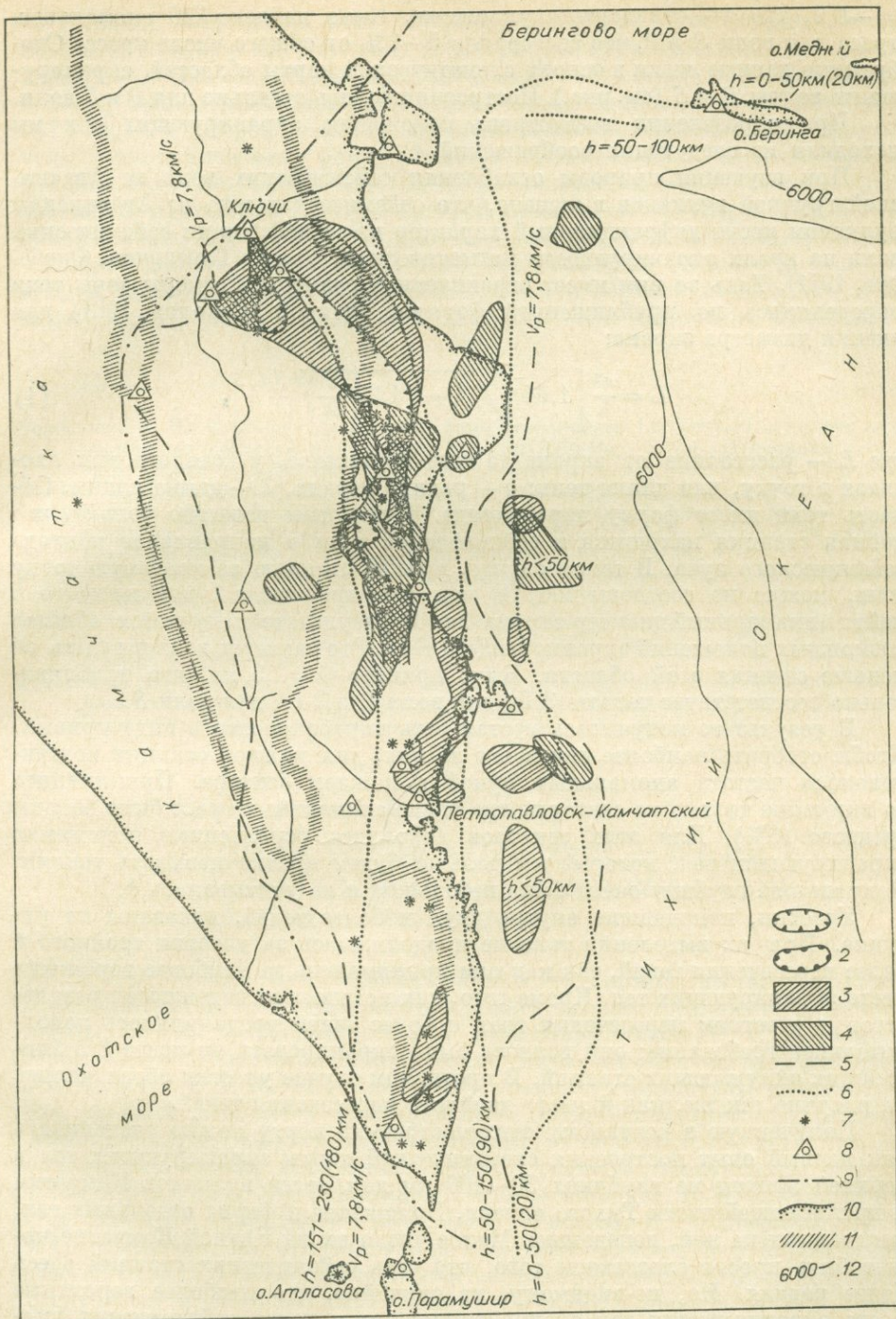
ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ КАРТА ТЕЛ НА ГЛУБИНАХ 30—100 КМ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД КАМЧАТКОЙ, ЭКРАНИРУЮЩИХ P И S ВОЛНЫ

При исследовании строения земной коры и мантии под вулканами сейсмическими методами делаются попытки обнаружить глубинные очаги магмы по экранированию этими очагами P и S волн от близких землетрясений или взрывов. Такие работы проведены в нескольких местах на Камчатке: в районе Авачинской группы вулканов, расположенной около г. Петропавловска-Камчатского, и в районе Ключевской группы вулканов, расположенной в депрессии долины Камчатки (Федотов, Фарберов, 1966; Токарев, Зобин, 1970) и др. Под Авачинской группой вулканов на глубинах 80—30 км обнаружено тело, экранирующее сейсмические волны. По форме оно представляет собой сужающийся к верху неправильный конус. Вероятно, это область с повышенной концентрацией магматических расплавов, глубинный очаг Авачинской группы вулканов.

Одной из следующих целей после первых работ по изучению отдельных гипотетических магматических очагов является построение карт подобных тел для больших районов Камчатки. В этом сообщении описывается первая попытка такого рода.

Была поставлена задача — по аномально большому ослаблению P и S волн близких землетрясений на записях отдельных станций Камчатки определить возможное положение тел в мантии, вызывающих это ослабление. Для этого были отобраны более 400 камчатских землетрясений энергетических классов $K_{S1,2}^{Ф68} \geq 8,5$ (или $M \geq 2,6$) с глубинами очагов 0—100 км и эпицентрными расстояниями $\Delta < 500$ км. Сейсмические станции снабжены однотипной короткопериодной аппаратурой. Преобладающие частоты P и S волн на записи этих станций — от 1 до 5 Гц.

Для всех отобранных землетрясений определялись станционные отклонения $\Delta K_P = K_P^i - \bar{K}_P$ и $\Delta K_S = K_S^i - \bar{K}_S$, где K_P^i и K_S^i — энергетические классы, определенные по волнам P и S на станции i , а \bar{K}_P и \bar{K}_S — средние значения тех же энергетических классов по данным всех камчатских станций. Величины $K_P = \lg E$ определялись по шкале $K_{P1,2}^{Ф69}$ (Федотов, 1972). Аномальными считались отклонения $\Delta K_P \leq -1,5 \sigma = -0,6$ и $\Delta K_S \leq -1,5 \sigma =$



Приближенная карта тел на глубинах 30—100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих P - и S -волны.

1 — участки, через которые плохо проходят волны P не менее, чем к трем близким станциям; 2 — такие же участки волн для S -волн; 3 — участки, через которые плохо проходят P -волны к двум близким станциям; 4 — такие же участки для S -волн; 5 — границы полосы, внутри которой скорости продольных волн в верхних слоях мантии $V_P < 7,8$ км/с; 6 — среднее положение эпицентров землетрясений с глубинами 0—50 км ($\bar{h} \sim 20$ км), 50—150 км ($\bar{h} \sim 90$ км) и 150—250 км ($\bar{h} \sim 180$ км); 7 — действующие вулканы; 8 — сейсмические станции; 9 — границы области, в пределах которой исследовалось экранирование P - и S -волн; 10 — береговая линия; 11 — горные хребты; 12 — изобаты.

$= -0,9$, где σ — стандартное отклонение. Было найдено 220 аномальных трасс для волн S и P , что составляло 5—6% от общего числа трасс. Отобранные данные легли в основу схематической карты областей, экранирующих волны P и S (см. рис.). Построения велись отдельно для P и S волн.

При определении возможного положения экранирующих тел мы исходили из следующих соображений.

При изучении природы ослабления сейсмических волн за Авачинской группой вулканов выяснено, что сейсмическая тень за Авачинским вулканом носит дифракционный характер из-за дифракции сейсмических волн на краях экранирующего магматического очага (Горельчик, Фарберов, 1971). Тень за ним имеет ограниченные размеры. Размеры зоны тени определялись по приближенной формуле, данной (Соколов, 1961) для оценки диаметра экрана:

$$L = \frac{a^2}{\lambda} \left[1,64 \sqrt{1 - \left(1,22 \frac{\lambda}{2a}\right)^2} + 1 \right], \quad (1)$$

где L — расстояние от экрана до того приемника, у которого тень сходится в точку, или длина тени; a — радиус экрана, λ — длина волны. Область тени имеет форму параболоида. Пусть нам известно только, что данная станция находится в сейсмической тени и направление подхода сейсмического луча. В таком случае, приняв станцию за конечную точку тени, можно по соотношению (1) при фиксированном λ для каждого L найти минимальный диаметр экрана $2a$. В результате получается область возможных положений экранирующего тела. Его размеры должны быть не меньше сечения этой области. Было принято $\lambda = 2,5$ км, что приблизительно соответствует частоте 3 Гц для волн P и 2 Гц для волн S .

В результате получилась густая сеть параболического вида кривых. Чтобы отобрать наиболее надежные из них, для каждой станции подсчитывалась частота аномальных лучей в каждом секторе. Принимались во внимание только те секторы, где число аномальных трасс было больше среднего (6%). Для этих секторов строились осредненные положения экранирующих тел, которые мы дальше будем кратко называть тенями. Поправка за глубину очага была небольшой и не учитывалась*.

Участки, попадавшие внутрь двух и более теней, показаны на рисунке. При их выделении тени не продолжались за участки тройного и более пересечения теней, так как они принимались за наиболее вероятные места экранирующих тел. Кроме того, для повышения надежности результатов к участкам пересечения трех и более теней предъявлялось дополнительное требование: они должны были экранировать не менее 2/3 ближайших окружающих станций. В противном случае участки обозначались на рисунке так же, как и места двойного пересечения теней.

Полученную в результате этих построений карту можно расценивать как первый опыт построения схематической карты экранирующих тел в верхней мантии на глубинах 30—100 км для пояса вулканов Камчатки и прилегающей части Тихого океана. Положение и форма отдельных тел, показанных на ней, ненадежны. Малое число их на Южной Камчатке может быть просто следствием того, что сеть сейсмических станций здесь более редкая. Но, по-видимому, не случайно, что наиболее вероятные места экранирующих тел сконцентрированы у пояса действующих вулканов, и что их практически нет к западу от пояса действующих вулканов. Возможно также, что неслучайна вторая цепочка возможных мест экранирующих тел, протягивающаяся вдоль тихоокеанской фокальной зоны. Экранирование сейсмических волн может вызываться здесь большой раздробленностью, неоднородностью коры и мантии.

* В дальнейшем при построении более точных вариантов карт экранирующих областей следовало бы учитывать глубину очага.

Полоса возможных мест экранирующих тел имеет ширину около 50 км, т. е. такую же, как пояс действующих вулканов, и протягивается вдоль него. Она лежит примерно посредине более широкой (100—200 км) области пониженных скоростей сейсмических волн в мантии ($V_p=7,3—7,7$ км/с), в которой участки с минимальными скоростями также приурочены к вулканическому поясу (Федотов, Славина, 1968). Полоса экранирующих тел с глубинами 30—100 км располагается над той частью тихоокеанской фокальной зоны, в которой происходят землетрясения с глубинами очага 100—200 км и, по всей вероятности, генерация магмы.

Приведенные выше данные дают представление об области подъема магм и «корнях вулканов», расположенных в верхней мантии под Камчаткой между тихоокеанской фокальной зоной и активными вулканами.

ЛИТЕРАТУРА

- Горельчик В. И., Фарберов А. И. Некоторые особенности глубинного строения вулканических областей по сейсмологическим данным.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. Т. I. М., «Наука», 1971.
- Соколов В. С. Дефектоскопия материалов. Гостехиздат, 1961.
- Токарев П. И., Зобин В. М. Особенности распространения сейсмических волн близких землетрясений в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов Камчатки.— «Бюлл. вулк. станций», 1970, № 46.
- Федотов С. А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М., «Наука», 1972.
- Федотов С. А., Славина Л. Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 2.
- Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966.

П. П. Фирстов, В. А. Широков

ВЛИЯНИЕ КОРНЕЙ КАМЧАТСКИХ ВУЛКАНОВ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН БЛИЗКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Методика «просвечивания» глубинных частей вулканических аппаратов по данным близких землетрясений предложена С. А. Федотовым, А. И. Фарберовым (1966), развившими идею Г. С. Горшкова (1956) об экранировании сейсмических волн магматическими очагами. С. А. Федотов и А. И. Фарберов (1966), сравнивая амплитуды поперечных волн станций Тополово, Петропавловск, Шипунский (рис. 1), пришли к выводу о существовании под Авачинской группой вулканов зоны частичного экранирования поперечных волн, уходящей вертикально вниз с глубины 20 км до 80 км. Основываясь на этой методике, В. М. Зобин (1969), П. И. Токарев, В. М. Зобин (1970), П. П. Фирстов, В. А. Широков (1968, 1971) указывают на существование в верхней мантии под Ключевской группой вулканов областей частичного экранирования сейсмических волн на глубинах до 130—150 км. В работах П. П. Фирстова, В. А. Широкова (1968, 1971) показано, что экранируются не только поперечные, но и продольные волны, причем имеют место амплитудный и частотный эффекты. Используя записи местных землетрясений, С. А. Болдырев (1969) отмечает повышенное поглощение P и S волн на трассах, пересекающих вулканические аппараты Авачинско-Корякской группы вулканов. Указывают на аномальное затухание сейсмических волн в мантии для этой группы вулканов В. И. Горельчик, А. И. Фарберов (1971).

Корни вулканов для сейсмических волн являются своеобразным экраном, который вносит дополнительное затухание и искажения в частот-

ный состав сейсмического сигнала. Цель данной статьи — выявление различий в условиях распространения сейсмической радиации землетрясений фокального слоя ($H=35-200$ км) для камчатских станций, расположенных по разные стороны вулканической дуги и получение средних статистических оценок занижения энергии сейсмических волн при прохождении через область верхней мантии под цепью действующих вулканов восточного вулканического пояса Камчатки.

После введения в 1968 г. новой номограммы $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ для энергетической классификации Камчатских и Курильских землетрясений (Федотов, 1972), существенно возросла точность определения энергии землетрясений. Среднее значение энергетического класса землетрясений \bar{K}_S^{Φ} ($E=10^k$, Дж) вычисляется как среднеарифметическое величин K_{Si}^{Φ} , определенных для каждой i -й станции по номограмме и исправленных введением станционных поправок ΔK_{Si}^{Φ} :

$$\bar{K}_S^{\Phi} = n^{-1} \sum_{i=1}^n (K_{Si}^{\Phi} + \Delta K_{Si}^{\Phi}), \quad (1)$$

где индекс S указывает, что определения производятся по поперечным волнам, n — число станций, участвующих в определении \bar{K}_S^{Φ} . Получающаяся при этом (без учета систематических ошибок номограммы на разных глубинах) среднеквадратичная ошибка равна $0,6n^{-\frac{1}{2}}$. Величина 0,6 соответствует среднему значению среднеквадратичной ошибки определения энергетического класса каждой станцией. Станционные поправки представляют средние статистические оценки отклонения в единицах K относительно некоторого среднего для всех станций уровня.

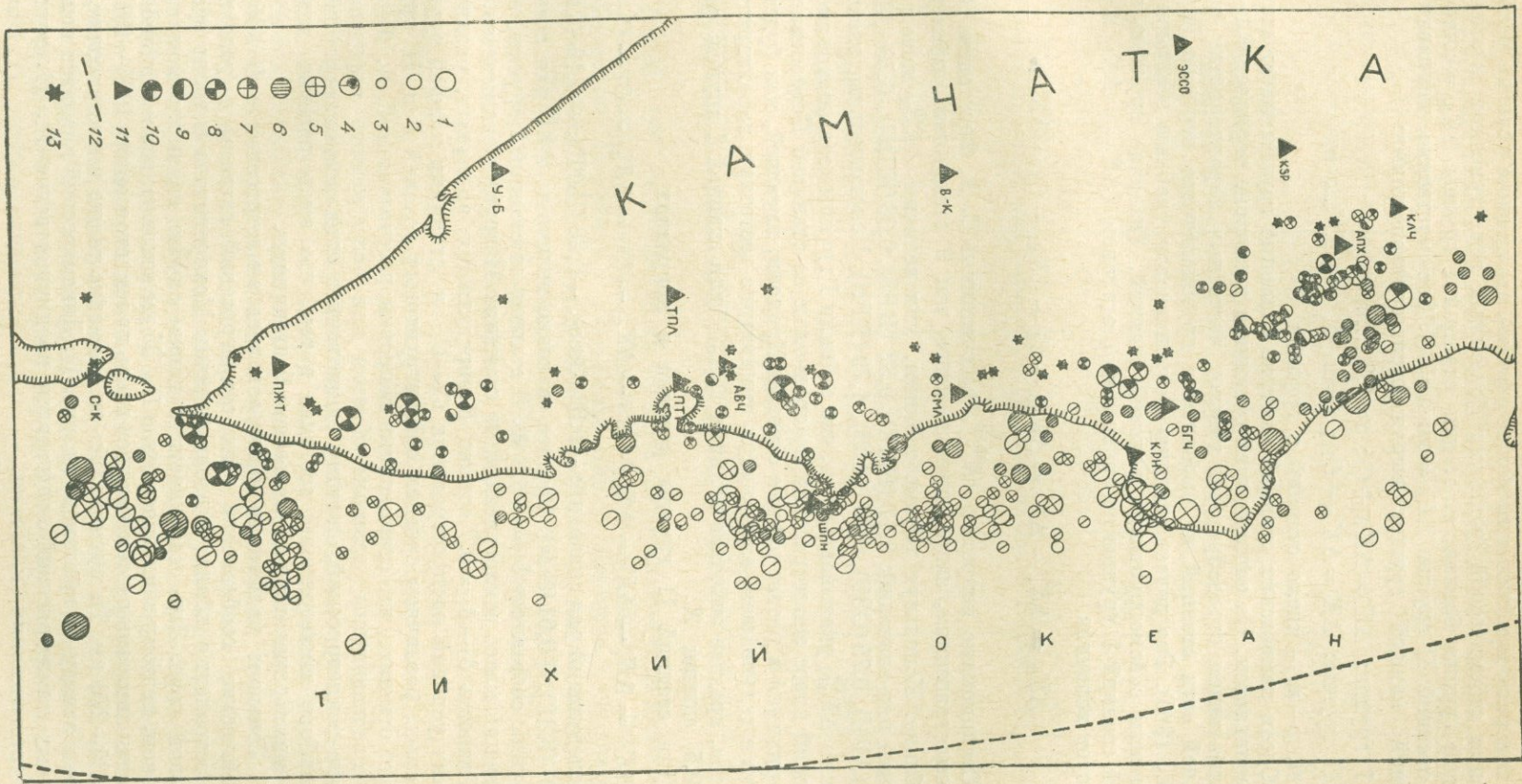
Станционные поправки в основном зависят от сейсмогрунтовых условий α в районе станций и условий распространения β сейсмических волн, причем $\Delta K_i = \Delta K_{\alpha i} + \Delta K_{\beta i}$ (индекс S здесь и далее опускается).

Грунтовые условия региональной сети камчатских станций весьма разнообразны (Федотов, 1972). Непосредственно на поверхности массивных кристаллических пород находится станция Петропавловск. Станции Паужетка, Шипунский, Семячик, Кроноки, Богачевка установлены на породах осадочного и эффузивно-туфогенного комплексов. У подножия действующих вулканов на четвертичных вулканических отложениях в виде шлаков, пеплов и лавовых потоков располагаются станции Авача, Кроноцкое озеро, Апахончич, Ключи, Козыревск. Мощные речные отложения характеризуют грунты станций Усть-Большерецк, Тополово, Верхне-Камчатск, Эссо.

По условиям распространения волн землетрясений от очага к станции региональная сеть Камчатки естественным образом разделяется на 2 группы Восточным вулканическим поясом. Восточный вулканический пояс протягивается по дуге вдоль восточного побережья полуострова от вулкана Камбальского на юге до Гамченской группы на севере и затем несколько смещается к западу, где располагаются Ключевская группа вулканов и вулкан Шивелуч. К I группе отнесены станции, расположенные к востоку от вулканического пояса: Петропавловск (ПТР), Авача (АВЧ), Шипунский (ШПН), Семячик (СМЛ), Крутоберегово (КРБ), Кроноки (КРН), Богачевка (БГЧ), Апахончич (АПХ), Озеро (ОЗР), Ключи (КЛЧ); группа II объединяет станции, расположенные западнее вулканической цепи: Паужетка (ПЖТ), Усть-Большерецк (У-Б), Тополово (ТПЛ), Верхне-Камчатск (В-К), Эссо, Козыревск (КЗР) (рис. 1).

Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Камчатки за 1964—1967 гг.

Энергетический класс: 1—12, 2—11, 3— ≤ 10 ; глубина, км: 4—35—50, 5—51—75, 6—76—100, 7—101—125, 8—126—150, 9—151—175, 10—176—200; 11—сейсмические станции; 12—ось глубоководной впадины; 13—действующие вулканы.



В первом приближении можно считать, что средние условия распространения сейсмической радиации фокальных землетрясений к станциям каждой группы близки, т. е. для станций I группы $\Delta K_{\beta i} = \text{const} = C_I$; для станций II группы $\Delta K_{\beta i} = \text{const} = C_{II}$. Соответственно, поправки для станций каждой группы выражаются соотношениями:

$$\text{I группа: } \Delta K_i = \Delta K_{\alpha i} + C_I; \quad i=1, 2, \dots, m$$

$$\text{II группа: } \Delta K_i = \Delta K_{\alpha i} + C_{II}; \quad i=m+1, m+2, \dots, p,$$

где $m, p-m$ — число станций в группах.

Среди камчатских станций жесткие скальные грунты имеет станция Петропавловск. На записях этой станции в диапазоне периодов 0,1—1 с, охватывающем столообразный участок частотных характеристик региональной сети станций, не выделяются преобладающие периоды (Ершов и др., 1965). Это делает станцию Петропавловск удобным эталоном при сравнении сейсмогрунтовых условий станций. Различие грунтовых условий станций I группы по сравнению с эталоном ($\Delta K_{\text{птр}} = \Delta K_0$) характеризует величина

$$\Delta K_{0i} = \Delta K_0 - \Delta K_i = \Delta K_{\alpha 0} + C_I - \Delta K_{\alpha i} - C_I = \Delta K_{\alpha 0i}$$

Станционные поправки $K_i^{\Phi 68}$, рассчитанные С. А. Федотовым (1969) по землетрясениям, записанным не менее чем 9 станциями, приведены в таблице. Используя данные таблицы, для величин $\Delta K_{\alpha 0i}^{\Phi}$ имеем следующий ряд значений: 0,17 (КЛЧ), 0,32 (КРБ), 0,38 (ШПН), 0,53 (АПХ), 0,66 (АВЧ), 0,75 (ОЗР), 0,80 (СМЛ), 1,79 (КРН). Положительные значения величин $\Delta K_{\alpha 0i}^{\Phi}$ указывают на то, что станции I группы «завышают» энергетический класс землетрясений по сравнению со станцией Петропавловск. Не принимая в расчет данные станции Кроники, имеющей, как будет показано в дальнейшем, аномальную амплитудно-частотную характеристику грунтов, среднее значение величин $\Delta K_{\alpha 0i}^{\Phi}$ для станций I группы равно $\delta_I = 0,5$ единиц K .

Для станций II группы разница в поправках

$$\Delta K_{0i} = \Delta K_0 - \Delta K_i = \Delta K_{\alpha 0} + C_I - \Delta K_{\alpha i} - C_{II} = \Delta K_{\alpha 0} + C_I - C_{II}$$

дает следующий ряд значений: $-0,52$ (Эссо), $-0,29$ (ПЖТ), $-0,16$ (ТНЛ), $-0,01$ (КЗР), $+0,01$ (В-К). Среднее значение величины ΔK_{0i}^{Φ} для станций II группы составляет $\delta_{II} = -0,2$ K . В отличие от станций I группы, энергетический класс землетрясений на станциях II группы занижается.

Разность $\delta_I - \delta_{II} = 0,7$ единиц K определяется, во-первых, различием средних условий распространения $C_I - C_{II}$ к станциям каждой группы, во-вторых, различием средних сейсмогрунтовых условий I и II групп. Следует отметить, что станционные поправки, рассчитанные С. А. Федотовым, предназначены главным образом для более точного определения энергии землетрясений, поэтому единственное естественное ограничение при выборе землетрясений состояло в том, что землетрясение должно было регистрироваться не менее чем 9 станциями.

В большом количестве использовались землетрясения с $H < 35$ км. Динамические особенности этих землетрясений связаны с условиями распространения вблизи и вдоль границы Мохоровичича и вдоль границ в земной коре. Эти особенности в нашем случае являются мешающим фактором, поэтому землетрясения с $H < 35$ км исключались и станционные поправки авторами рассчитывались вновь по землетрясениям 1964—1967 гг. с $H = 35-200$ км. Не принимались во внимание также землетрясения, лежащие к западу от вулканов (см. рис. 1). Динамический диапазон использованных землетрясений представлен преимущественно 10, 11, реже 9, 12 энергетическими классами.

**Станционные поправки Камчатских станций,
рассчитанные по двум выборкам землетрясений ***

Группа	Сейсмическая станция	Характеристика выборки					
		H=0-200 км, 1968 г.			H=35-200 км, 1964-1967 гг.		
		N	$\Delta K^{\Phi 68}$	σ	N	ΔK	σ
I	Петропавловск	136	0,29	0,52	413	0,19	0,48
	Ключи	124	0,12	0,36	257	0,14	0,44
	Крутоберегово	28	-0,03	0,75	—	—	—
	Шипунский	142	-0,09	0,62	396	0,03	0,57
	Апахончич	118	-0,24	0,54	174	-0,12	0,55
	Авача	109	-0,37	0,48	294	-0,47	0,51
	Озеро	113	-0,46	0,65	—	—	—
	Семячик	139	-0,51	0,35	269	-0,59	0,51
	Кроноки	143	-1,50	0,84	161	-1,63	0,77
	Богачевка	—	—	—	60	0,03	0,58
II	Эссо	117	0,81	0,68	187	0,97	0,60
	Паужетка	22	0,58	0,35	193	0,46	0,54
	Тополово	101	0,45	0,61	395	0,56	0,56
	Козыревск	114	0,30	0,48	229	0,37	0,55
	Верхне-Камчатск	113	0,28	0,51	75	0,46	0,49
	Усть-Больше-рецк	—	—	—	41	0,55	0,72

* Значения поправок $\Delta K^{\Phi 68}$ и среднеквадратичных ошибок их определения σ для выборки H=0-200 км, заимствованы из работы С. А. Федотова (1972).

В 1964—1967 гг. работало 15 станций региональной сети Тихоокеанской сейсмической экспедиции Института физики Земли и Института вулканологии: Паужетка, Усть-Большерецк, Тополово, Верхне-Камчатск, Эссо, Козыревск в группе II и Петропавловск, Авача, Шипунский, Семячик, Кроноки, Богачевка, Апахончич, Ключи в группе I. Рабочие увеличения станций 5—10 тысяч. Станционные поправки ΔK_i для выбранного набора очагов рассчитаны по формуле

$$\Delta K_i = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\bar{K}^{\Phi} - K_i),$$

где \bar{K}^{Φ} определяется из (1), N — число землетрясений, по которым рассчитана поправка для i-й станции. Для расчета поправок ΔK_i привлекались землетрясения, записанные не менее чем 5 станциями. Результаты расчетов представлены в таблице с указанием величин поправок ΔK_i , среднеквадратичных ошибок их определения σ , объемов выборок N.

Следует отметить, что средние значения поправок станций I и II групп лежат в непересекающихся интервалах значений, изменяясь от -1,63 до +0,19 для станций I группы и от +0,37 до +0,97 для II группы (см. таблицу). Для 12 камчатских станций из 14 среднеквадратические ошибки σ определения поправок не превышают 0,6 единиц K, причем по величинам σ станции I и II групп существенных различий не имеют. Процентные распределения ΔK_i приведены на рис. 2 (слева). Распределения для станций II группы зачернены.

Рассчитанные поправки можно использовать для оценок экранирующего эффекта по любым двум станциям, находящимся по разные стороны от вулканической цепи, если известно различие сейсмогрунтовых условий выбранной пары. Такие оценки были сделаны для пар станций Козыревск—Ключи и Тополово—Петропавловск, т. е. для северной и средней части вулканической цепи Камчатки. Для первой пары станций различие сейсмогрунтовых условий рассчитано по землетрясениям из двух эпицентральных районов: эпицентральной зоны вулкана Шивелуч и эпицентральной зоны Срединного хребта. Трассы волн для этих землетрясений с $H=0-20$ км не пересекают вулканические объекты. По отношению к обеим эпицентральным зонам ближняя и дальняя станции расположены на одинаковых расстояниях. В этом случае при совместном анализе можно не учитывать зависимость от эпицентрального расстояния (Токарев, Зобин, 1970), что повышает точность получаемых результатов. Различие грунтовых поправок станций $\Delta K_{\alpha \text{КЗР}} - \Delta K_{\alpha \text{КЛЧ}}$ по данным 267 землетрясений составляет $0,30 \pm 0,28$. Поправки ΔK рассматриваемых станций, согласно таблице, равны $\Delta K_{\text{КЗР}} = 0,37 \pm 0,55$; $\Delta K_{\text{КЛЧ}} = 0,14 \pm 0,44$. В результате за счет экранирующего эффекта станция Козыревск занижает в среднем энергетический класс землетрясений с $H=35-200$ км на величину

$$(\Delta K_{\text{КЗР}} - \Delta K_{\text{КЛЧ}}) + (\Delta K_{\alpha \text{КЗР}} - \Delta K_{\alpha \text{КЛЧ}}) = \Delta K_{\beta \text{КЗР}} - \Delta K_{\beta \text{КЛЧ}} = \Delta K_{\beta \text{КЗР, КЛЧ}} \approx 0,5 \text{ единиц } K.$$

Для пары станций Тополово—Петропавловск различие сейсмогрунтовых условий регистрации оценивалось по землетрясениям с $H=0-35$ км,

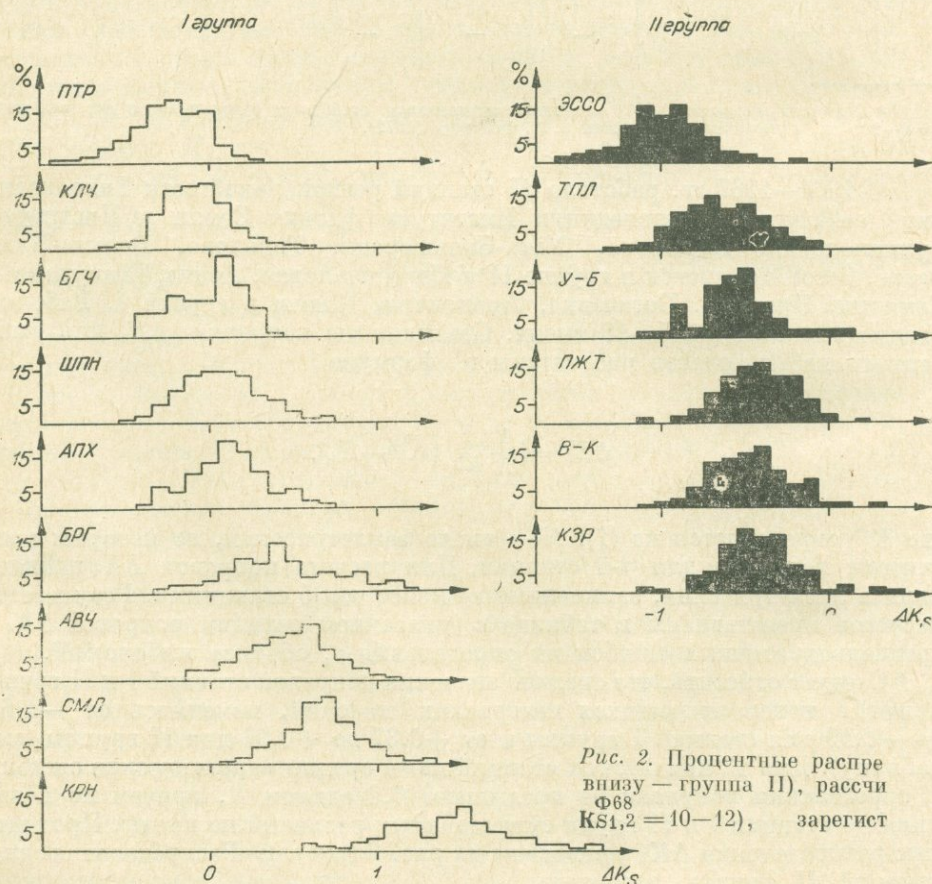
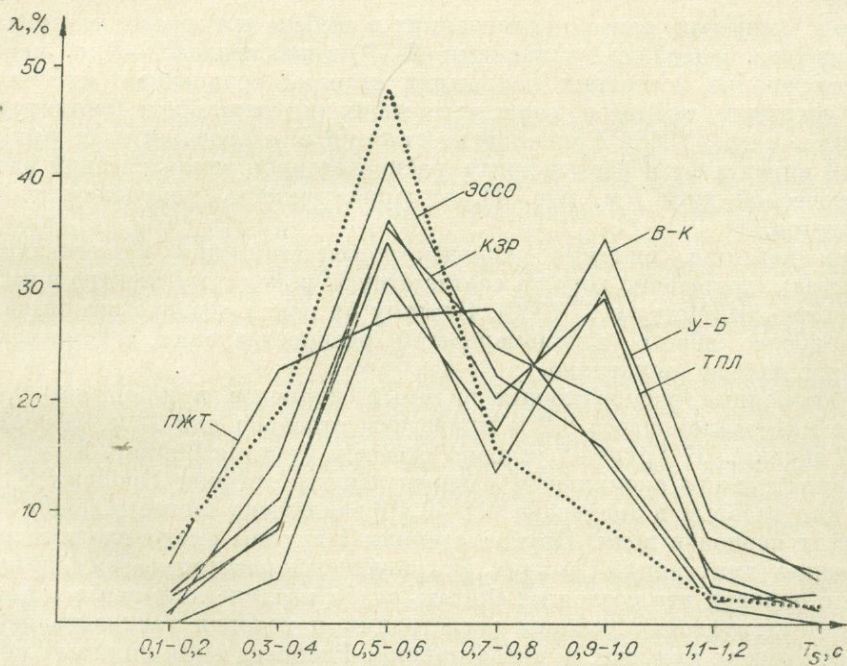
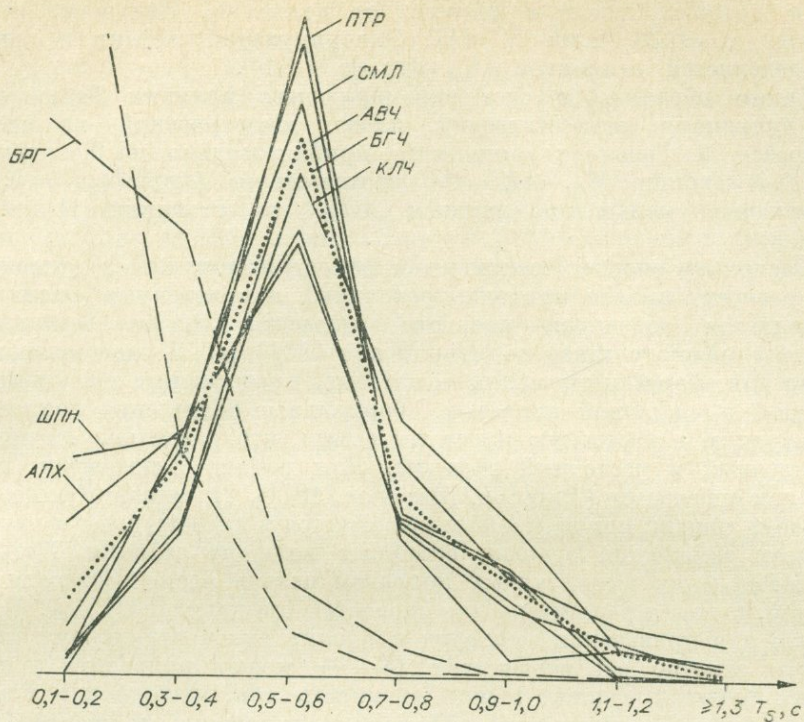


Рис. 2. Процентные распределения — группа II), расчеты Φ_{68} $K_{S1,2} = 10-12$, зарегистрированные



деления стационарных поправок K_S и видимых периодов T_S (вверху—группа I, танные по поперечным волнам землетрясений ($H=35-200$ км, $S-P=20-50$ с, рированных камчатскими станциями в 1964—1967 гг.

трассы которых лежат в стороне от вулканов. Получено, что $\Delta K_{\alpha} \overline{\text{ТПЛ, ПТР}} = 0,28 \pm 0,40$; $N=117$. Экранирующий эффект в единицах K определяется величиной $\Delta K_{\beta} \overline{\text{ТПЛ, ПТР}} = 0,65$.

Таким образом, за счет экранирующего влияния блока мантии под вулканами энергетический класс землетрясений на станциях Козыревск и Тополово занижается приблизительно на 0,6 единиц K_S или 0,4 единиц M_S . $\Delta K = 0,6$ соответствует $\Delta \lg(A/T)_{\max} = 0,3$, что равнозначно уменьшению величин A/T_{\max} на станциях II группы в 2 раза.

Поскольку энергетический класс землетрясения при заданной величине разности времен прихода продольных и поперечных волн ($S-P$) определяется значением скорости смещения $(A/T)_{\max}$, станционную поправку можно считать поправкой для $(A/T)_{\max}$. В свою очередь, поправка для скорости смещения может быть представлена как сумма амплитудной и частотной поправок. Формальное разделение поправок на амплитудную и частотную имеет тот смысл, что раздельно оцениваются амплитудный и частотный эффекты. Для района Ключевской группы вулканов отмечается (Фирстов, Широков, 1971), что экранирующее влияние блока мантии под вулканами выражается в амплитудном и частотном эффектах занижения энергии объемных волн на станции Козыревск. Для вычисления амплитудных поправок нельзя воспользоваться номограммой, которая рассчитана для скоростей смещений $(A/T)_{\max}$. Ее применение для приведения амплитуд к одному гипоцентральному расстоянию для заметно различающихся ($S-P$) может приводить к существенным ошибкам. Однако можно оценивать осредненный для большого интервала глубин частотный эффект экранирования в предполагаемой области корней вулканов Камчатского пояса и рассчитать частотные поправки.

При принятых ранее ограничениях в выборе исходного материала, и, кроме того, задавшись величинами ($S-P$) в интервале 20—50 с, можно провести анализ частотных искажений станций сравнением их гистограмм видимых периодов, соответствующих максимальным амплитудам (Антонова и др., 1968). Равноправие станций в отношении этих распределений определяется равномерным распределением землетрясений вдоль вулканической дуги (см. рис. 1), а направленность излучения очагов осредняется.

Как известно, видимые периоды, соответствующие максимальным амплитудам, достаточно хорошо соответствуют максимуму спектра в пункте регистрации (Методы..., 1960). Поэтому их использование при выявлении наиболее общих закономерностей распространения сейсмической радиации вполне оправдано.

Станционные распределения видимых периодов в диапазоне 0,1—1,2 с с интервалом через 0,2 с приведены отдельно для I и II групп (рис. 2 справа). К группе I условно отнесена станция Беринг. В группе I выделяются своим аномальным распределением станции Кроноки и Беринг, для которых в диапазоне 0,1—0,4 с заключено соответственно 85 и 90% всех периодов волн. Другие станции I группы имеют сходные распределения (для станций Семячик, Петропавловск распределения сдвинуты на 0,1 с вправо), что позволяет считать слабо различающимися в отношении частот грунтовые условия регистрации и условия распространения волн на трассах для этих пунктов приема. Распределения видимых периодов для станций II группы и проведенная с целью сравнения осредняющая кривая для станций I группы приведены на рис. 2 справа. Отмечается обогащение длиннопериодными и обеднение высокочастотными составляющими на станциях II группы, что можно объяснить различием поглощающих свойств мантии под вулканами. Выявленное различие можно оце-

нить количественно. Рассчитаем для каждой станции величину

$$R_i = \frac{2}{N_i} \sum_{d=1}^{d_{\max}} \left[N_{di} \lg \frac{1}{T_{di}} \right],$$

где N_i — общее число записанных i -й станцией землетрясений, N_{di} — число землетрясений с периодом T_{di} в интервале d . Как и ранее, примем за эталон станцию Петропавловск ($R_{\text{ПТР}} = R_0$). Можно показать (выкладки опускаются), что разница ($R_0 - R_i$) представляет относительную частотную станционную поправку. Тогда различие частотных условий станций в единицах K определится следующими значениями $\Delta R_{0i} = \Delta R_0 - \Delta R_i$, округленными до 0,05 ($\sigma = 0,2$): $-0,75$ (КРН), $-0,6$ (БРГ), $0,0$ (СМЛ), $0,05$ (АПХ), $0,1$ (АВЧ), $0,1$ (ПЖТ), $0,2$ (КЛЧ), $0,2$ (ШПН), $0,2$ (БГЧ), $0,25$ (Эссо), $0,25$ (КЗР), $0,3$ (ТПЛ), $0,35$ (У-Б), $0,45$ (В-К). Средние значения величин ΔR_{0i} отдельно для станций I и II групп, исключая данные Кроноки и Беринг, соответственно равны $\Delta \bar{R}_I = 0,1$ и $\Delta \bar{R}_{II} = 0,3$. Таким образом, хотя станции I и II групп по частотному эффекту различаются незначительно, однако это различие является устойчивым и выявляется уверенно. Основываясь на полученной по двум парам станций Козыревск—Ключи, Тополово—Петропавловск средней оценке занижения энергетического класса землетрясений за счет амплитудно-частотного эффекта экранирования 0,6 единиц K и оценивая частотный эффект экранирования величиной $\Delta \bar{R}_{II} - \Delta \bar{R}_I = 0,2$ единиц K получаем, что занижение энергетического класса за счет уменьшения амплитуд на станциях II группы приблизительно оценивается величиной 0,4 единиц K .

ВЫВОДЫ

1. По данным фокальных землетрясений Камчатки с глубиной очага 35—200 км в частотном диапазоне 1—10 Гц на глубинах приблизительно до 150 км выявляется различие фильтрующих свойств двух структурно различающихся блоков мантии — под Восточным вулканическим поясом Камчатки и к востоку от него. Средняя статистическая оценка занижения энергии поперечных сейсмических волн за счет эффекта экранирования в верхней мантии под вулканами составляет приблизительно 0,6 единиц энергетического класса, что соответствует уменьшению величин $(A/T)_{\max}$ в 2 раза.

2. Показано, что частотный эффект частичного экранирования уверенно выявляется для всех станций, расположенных к западу от цепи вулканов и выражается в относительно большем поглощении высокочастотных составляющих спектра. Это приводит к систематическому занижению энергетического класса землетрясений на этих станциях в среднем на 0,2 единиц K , что соответствует среднему увеличению периода в 1,25 раза.

3. Амплитудный эффект экранирования по сравнению с частотным проявляется более ярко и выражается величиной приблизительно 0,4 единиц K . Это соответствует уменьшению амплитуд на станциях, расположенных к западу от вулканов, в среднем в 1,6 раза.

4. Выявляются аномальные сейсмогрунтовые условия станций Кроноки и Беринг, выражающиеся в высокочастотном характере записи с подавляющим преобладанием частот 2,5—10 Гц. Можно рекомендовать не привлекать данные этих станций при определении энергии камчатских землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонова Л. В., Аптикаев Ф. Ф., Курочкина Р. П., Нересов Н. Л., Раутиан Т. Г., Халтурин В. П. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М., «Наука», 1968.
- Болдырев С. А. Спектральные характеристики упругих волн от близких землетрясений и поглощающие свойства верхней мантии под группой камчатских вулканов.— В кн.: Вулканизм гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1969.
- Методы детального изучения сейсмичности. М., «Наука», 1960.
- Горельчик В. П., Фарберов А. П. Некоторые особенности глубинного строения вулканических областей по сейсмологическим данным.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1971.
- Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 106, № 4.
- Ершов П. А., Медведев С. В., Федотов С. А., Штейнберг В. В. Сейсмическое микрорайонирование Петропавловска-Камчатского.— В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М., Изд-во АН СССР, 1965 (Труды ИФЗ, № 36).
- Зобин В. М. Некоторые особенности распространения поперечных сейсмических волн в районе Ключевской группы вулканов.— В кн.: Матер. I Городской конференции молодых ученых и специалистов. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Токарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 3.
- Токарев П. И., Зобин В. М. Особенности распространения сейсмических волн близких землетрясений в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов Камчатки.— «Бюлл. вулканол. станций», 1970, № 46.
- Федотов С. А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М., «Наука», 1972.
- Федотов С. А., Фарберов А. П. Об экранировании поперечных волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966.
- Фирстов П. П., Широков В. А. Верхнемантийный эффект аномального затухания объемных волн под действующими вулканами Ключевской группы.— В кн.: Тезисы докладов III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Новосибирск, 1968.
- Фирстов П. П., Широков В. А. Локализация корней вулканов Ключевской группы по сейсмологическим данным.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли, 1971.

Л. Б. Славина, С. А. Федотов

СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД КАМЧАТКОЙ

В настоящей работе способом кажущихся скоростей (V^*) оцениваются скорости продольных волн P в верхней мантии под различными тектоническими зонами Камчатки. Способ V^* подробно описан в работе (Федотов, Славина, 1968).

Области перехода от Азиатского континента к Тихому океану и островные дуги, в том числе Курило-Камчатская, являются одним из наиболее интересных объектов для геолого-геофизических исследований.

Задача настоящей работы — выделение скоростных зон в верхней мантии под Камчаткой, уточнение положения области низких скоростей в верхних слоях мантии, выделенной ранее (Федотов, Славина, 1968), ее связи с активными вулканическими поясами Камчатки, выяснение характера изменения скоростей от одной скоростной зоны к другой.

Исследования особенностей распределения скоростей в верхней мантии в районе Тихого океана, Курило-Камчатской, Японской островных дуг проводились ранее рядом авторов (Федотов, Кузин, 1963; Федотов и др., 1964; Тараканов, 1965; Аки, 1965; и др.). Полученные авторами ско-

ростные разрезы характеризуют свойства мантии между Тихоокеанско-фокальной зоной и станциями. В последние годы при глубинном сейсмическом зондировании были получены новые данные о скоростях P -волн по ГСЗ (Gainanov et al., 1969), по групповым скоростям волн Лява и Рэлея (Kanamori, Abe, 1968), по распределению невязок, наблюдавшихся на Японских станциях при взрыве Longshot (Kanamori, 1968; Kebeasy, 1970), по годографам от близких землетрясений (Tarakanov, Levy, 1968), по кажущимся скоростям V_P^* (Kanamori, 1967). Основные результаты этих исследований сводятся к следующему. Под островными дугами обнаружена область низких скоростей в верхних слоях мантии ($V_P = 7,6—7,7$ км/с) и зоны высоких скоростей ($V_P = 8,1—8,2$ км/с) под океаном. Строение мантии существенно меняется вкrest островных дуг. В более глубоких слоях континентального блока под островными дугами скорости в среднем близки к скоростям разреза Джеффриса, здесь возможно наличие нескольких волноводов, но некоторая разница в скоростях океанического и континентального блоков мантии сохраняется (Тараканов, 1968; Kanamori, 1969). Первая попытка оценки скорости в верхней мантии под самой Камчаткой была произведена методом V^* в работе (Федотов, Славина, 1968). Предлагаемая работа является ее продолжением и развитием.

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Для определения V^* под Камчаткой не потребовалось проведения дополнительных геофизических наблюдений. Пятнадцать сейсмических станций Камчатки ежегодно регистрируют несколько тысяч близких землетрясений, координаты очагов которых определяются с хорошей точностью ($\pm 5—10$ км). Многие тысячи сейсмических лучей гипоцентр—станция пронизывают верхнюю мантию и земную кору Камчатки в разных направлениях. Данные о временах пробега волн несут информацию о строении и скоростях распространения сейсмических волн в области, через которую проходят эти трассы.

Для работы были использованы времена P волн от более чем 250 местных землетрясений с глубиной очага $H = 0—30$ км, хорошо записанных Камчатской сетью станций ($K_{\text{Ст.2}}^{\Phi 68} = 10—14$, класс точности по глубине и эпицентру — $\pm 5—10$ км). Были выбраны 11 групп эпицентров (рис. 1), в каждую из которых входило 10—50 близко расположенных землетрясений. Для выбора местоположения отдельных групп необходимо иметь: 1) статистически достаточное количество землетрясений в группе для определения среднего значения \bar{V}^* ; 2) встречные наблюдения по отдельным трассам; 3) системы нагоняющих трасс с одного направления с увеличением эпицентрального расстояния для определения изменения скорости с глубиной; 4) трассы волн от отдельных групп должны покрывать достаточно густой сеткой различные тектонические единицы Камчатки. Единичные значения V_i^* определялись для каждого землетрясения по разностям первых вступлений P волны на паре станций и разности их эпицентральных расстояний.

Для каждой группы землетрясений подбирались все возможные пары станций, расстояние между которыми (база измерения) было > 50 км, эпицентральное расстояние до ближней станции ≥ 150 км. Строгое профилное расположение станций и эпицентра на одной линии не выдерживалось. Среднее значение угла (α°) между направлениями эпицентра станции составило $11,8^\circ$. Максимальные углы достигали $\sim 30^\circ$, но составляли 10% от общего числа трасс. Единичные значения V_i^* для одной пары стан-

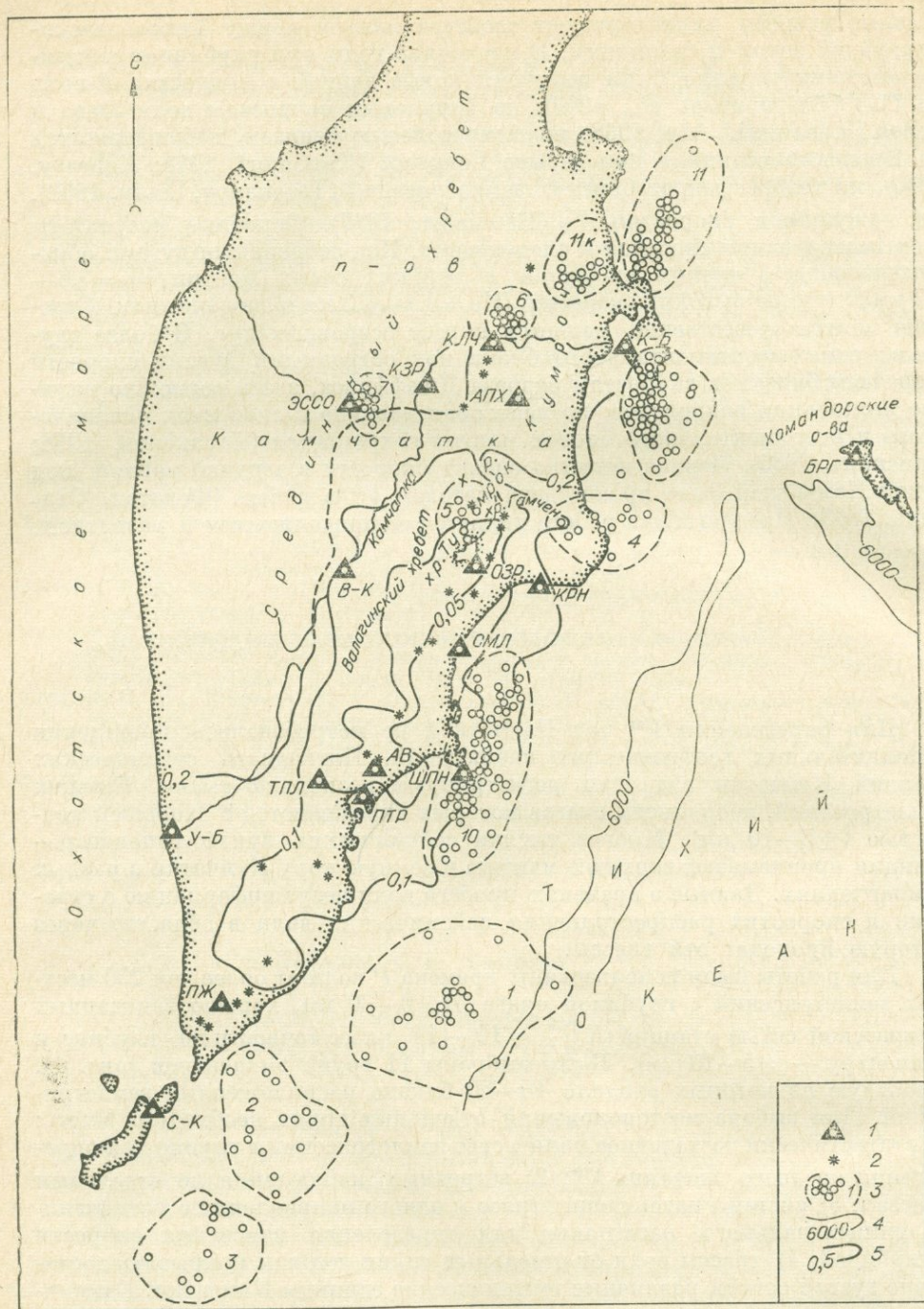


Рис. 1. Карта района исследования.

1 — сейсмические станции, 2 — действующие вулканы Камчатки, 3 — группы эпицентров, использованные для оценки V^* , 4 — изобаты; 5 — изолинии среднеквадратического уклонения оценки скоростей $\bar{\sigma}$.

ций и одной группы землетрясений осреднялись. Среднее значение по трассе считалось как среднеарифметическое $\frac{\sum V_i^*}{n} = \bar{V}^*$, оценивалась ошибка единичного наблюдения σ_i и среднего $\bar{\sigma}$. Для каждой группы землетрясений для удобства осреднения определялось среднее положение эпицентра,

называемое нами в дальнейшем центром. Для среднего значения \bar{V}^* , полученного по паре станций, измерялись средние эпицентральные расстояния от центра группы до данной пары станций (рис. 2).

Для оценки точности \bar{V}^* был проведен расчет $\bar{V}^{*'}$ как $d\Delta/dt_p$ по методике, предложенной Пузыревым (Пузырев, 1963). $\bar{V}^{*'}$ рассчитывалось как $\bar{V}^{*'} = \frac{\partial \Delta}{\partial t_p}$, где $\partial \Delta = \frac{\Sigma \partial \Delta_{n-n_1}}{N}$; $\partial t_p = \frac{\Sigma \partial t_{p_{n-n_1}}}{N}$. Оказалось, что при

отсеивании dt_{p_i} , которым соответствуют большие отскоки \bar{V}_i^* от среднего, \bar{V}^* и $\bar{V}^{*'}$ совпадают. Так, например, на паре станций АПХ₁₁—ОЗР₁₁ (от Озерновского центра № 11) мы получили следующий результат: $\bar{V}^* = 7,52$, $n = 20$, $\sigma = 0,04$; $\bar{V}^{*'} = 7,50$, $n = 20$, $\sigma_{\partial t_p} = 0,15$. (По

всем наблюдениям без отсеивания dt_p , соответствующих большим отскокам V_i^* от среднего, $\bar{V}^{*'} = 7,27$, $n = 30$, $\sigma_{\partial t_p} = 0,15$.) Параллельный просчет \bar{V}^* и $\bar{V}^{*'}$ был проведен для четырех пар станций. Полученный результат аналогичен приведенному выше. Способ определения $\bar{V}^* = \frac{\Sigma V_i^*}{n}$

представляется нам более удобным, так как позволяет в процессе расчета контролировать правильность исходных данных по вариации величин V_i^* .

Значения \bar{V}^* по парам станций и центрам групп приведены в табл. 1. Данные, помещенные в таблице, представляют основной фактический экспериментальный материал, который может быть использован при дальнейших исследованиях, а также при оценке скорости по отдельным направлениям, поэтому приведен нами полностью.

Интерпретация полученных значений \bar{V}^* проводилась несколькими способами. 1. Значения V^* относились к проекции на дневную поверхность точки максимального погружения луча. 2. V^* относились к линии, соединяющей две станции. Оба эти способа давали плохое согласование по отдельным центрам. Лучшее согласование данных было получено следующими способами. 3. Измеренные \bar{V}^* относились к площади ABCD (см. рис. 2), заключенной между парой станций и серединами трасс сейсмических лучей (измеренных от центра группы). Вся исследуемая область была разбита на сетку квадратов со стороной 25 км. Каждый из этих квадратов попадал внутрь десятков разных площадей, для которых были получены оценки \bar{V}^* . Для каждого узла квадрата находилось среднее значение \bar{V} (на всей исследовавшейся площади 280 узлов-точек). По этим значениям были построены карты для эпицентральных расстояний $\Delta = 150-400$ км и $\Delta = 400-650$ км, а также осредненная карта по всем имевшимся данным для $\Delta = 150-650$ км (рис. 3). 4. Скорости \bar{V}^* относились к диагонали многоугольника ABCD—трассе AC. Для интерпретации и осреднения данных \bar{V}^* , полученных по трассам, было сделано следующее. Исследуемая территория была разбита на две сетки: 1) «Тектоническая сетка» — согласно основным представлениям о тектоническом строении Камчатки было выделено 13 неравных по площади и конфигурации областей-ячеек, в которых предполагалось по стоянство скоростей. 2) «Прямоугольная сетка» — вся исследуемая территория была разбита на 18 одинаковых прямоугольников размером 300×50 км. Каждую ячейку сетки пересекали различные трас-

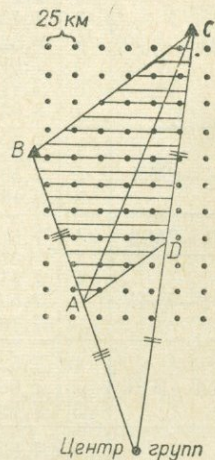


Рис. 2. Схема осреднения по площади.

Значения кажущихся скоростей V_p^* по трассам

Пары станций	№ цент-ров групп	V^* , км/с.	σ	n	км		Пары станций	№ цент-ров групп	V^* , км/с.	σ	n	км			
					Δ_{min}	Δ_{max}						Δ_{min}	Δ_{max}		
1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7		
ПТР—ПЖ	3	7,61	0,05	7	168	372	ШПН—В-К	1	7,52	0,06	16	180	365		
	4	7,64	0,01	12	317	535		2	7,07	0,11	8	323	446		
	5	7,55	0,01	5	246	452		3	7,29	0,14	5	425	538		
	6	7,28	0,01	9	445	655	В-К—ПЖ	3	7,57	0,21	7	168	538		
	7	7,49	0,02	5	343	540									
	ТПЛ—ПЖ	3	7,61	0,2	9	168	380	ОЗР—ПТР	1	7,70	0,01	11	183	360	
		4	7,63	0,06	12	348	535		2	7,73	0,06	6	278	495	
5		7,12	0,02	6	240	452	3		7,83	0,1	3	372	565		
6		7,23	0,12	9	440	655	8		8,1	0,08	8	212	433		
7		7,32	0,1	6	327	540	11к*		7,3?	?	4	278	494		
							11		7,60	0,05	21	326	550		
ШПН—ПЖ	3	7,85	0,2	4	168	425	ОЗР—ТПЛ	1	7,65	0,15	10	227	360		
	4	7,29	0,2	13	250	535		2	7,81	0,18	6	288	495		
	5	7,25	0,01	5	216	452		3	7,81	?	3	330	565		
	6	6,97	0,12	9	410	655		8	7,76	0,1	17	212	440		
	7	7,51	0,15	4	330	540									
ПЖ—АВЧ	3	7,34	0,11	9	168	391	ОЗР—АВЧ	1	8,12	0,06	10	208	360		
ПЖ—КРН	8	7,61	?	4	185	643		2	7,88	0,11	5	305	495		
ПЖ—АПХ	8	7,63	?	4	130	643		3	8,23	0,16	4	391	565		
								11к	7,3?	?	4	278	470		
								11	7,60	0,08	21	326	520		
ПТР—СМЛ	1	7,26	0,08	20	183	293	ОЗР—ШПН	1	7,55	0,06	10	180	360		
	2	7,48	0,15	8	278	420		2	7,17	0,11	5	323	495		
	3	7,55	0,2	6	372	526		3	7,60	0,06	3	425	565		
	4	7,58	0,24	12	185	317		ОЗР—К-Б	11	7,37	0,11	9	110	326	
	5	7,10?	—	2	100	246									
	6	7,23	0,15	3	298	445									
	7	8,48	0,09	5	218	343									
СМЛ—ТПЛ	1	7,30	0,08	16	227	293	КРН—ПТР	1	7,81	0,05	15	183	356		
	2	7,48	0,15	7	288	420		2	8,17	0,08	12	278	504		
	3	7,77	0,18	5	380	526		3	8,27	0,04	5	372	611		
	4	7,70	0,18	13	185	348		8	7,72	0,05	14	185	433		
	5	7,17	0,21	2	100	240	КРН—ТПЛ	1	7,77	0,09	14	227	356		
	6	7,17	0,15	3	298	440		2	7,96	0,11	9	288	504		
	7	8,83	0,02	4	218	327		3	8,43	0,06	7	380	611		
						8	7,62	0,09	11	185	440				
ШПН—СМЛ	1	7,27	0,09	18	180	293	КРН—АВЧ	1	7,92	0,06	15	208	356		
	2	7,29	0,11	13	323	420		2	8,21	0,07	10	305	504		
	3	7,40	0,2	7	425	526		3	8,50	0,10	6	391	611		
	4	9,32	0,36	13	185	250	КРН—ШПН	1	7,77	0,05	16	180	356		
	5	7,61	0,12	3	100	216		2	7,77	0,07	9	323	504		
	6	7,84	0,12	3	298	410		3	8,19	0,15	5	425	611		
	7	8,93	0,24	5	218	330		8	7,59	0,01	10	185	367		
В-К—СМЛ	1	7,87	0,13	14	293	365	11	8,48	0,16	6	312	493			
	2	7,55	0,25	4	420	446	11к	8,1?	?	5	266	450			
	3	8,18	0,27	2	526	538	КРН—К-Б	10	7,50	0,10	5	163	368		
К-Б—СМЛ	11	7,51	0,20	8	110	398		11	7,52	0,09	19	110	312		
ПТР—В-К	1	7,51	0,05	15	183	365	АПХ—ПТР	1	7,55	0,04	18	183	505		
	2	7,59	0,21	9	278	446		2	7,62	0,10	11	278	636		
	3	7,79	0,27	6	372	538		3	7,59	0,14	6	372	736		
ТПЛ—В-К	1	7,52	0,04	14	227	365		6	7,05	0,04	7	80	445		
	2	7,66	0,17	9	288	446		8	7,71	0,02	20	130	433		
	3	7,73	0,22	6	380	538		11к	7,1	0,05	6	137	494		
АВЧ—В-К	1	7,62	0,048	17	208	365	11	7,50	0,06	35	200	550			
	2	7,81	0,09	8	305	446	АПХ—ТПЛ	1	7,55	0,05	19	227	505		
	3	7,93	0,11	5	391	538		2	7,60	0,11	9	288	636		
							3	7,64	0,05	7	380	736			
							6	7,16	0,07	10	80	440			

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	
	8	7,61	0,02	16	130	440		3	7,89	0,05	2	538	717	
АПХ—АВЧ	1	7,68	0,04	18	208	505	КЭР—КРН	1	7,28	0,06	13	356	510	
	2	7,70	0,11	9	305	636		2	7,23	0,09	5	504	620	
	3	7,75	0,05	5	391	736		3	7,04	0,13	3	611	717	
								10	7,12	0,09	7	163	314	
АПХ— —ШПН	1	7,57	0,03	18	180	505	КЭР—ОЭР	1	7,52	0,12	9	360	510	
	2	7,66	0,09	11	323	636		2	7,64	0,09	5	495	620	
	3	7,49?	0,14	5	425	736		3	7,78	0,20	2	565	717	
						10		7,72	0,11	7	163	314		
АПХ—СМЛ	1	7,72	0,05	18	293	505	ЭССО—ПТР	1	7,74	0,06	20	183	500	
	2	7,68	0,09	10	420	636		2	7,67	0,03	10	278	595	
	3	8,34	0,07	4	526	736		3	7,88	0,02	5	372	685	
	10	7,55?	0,02	34	102	312		8	7,97	0,01	15	270	433	
АПХ—В-К	1	7,58	0,06	16	365	505	ЭССО—ТПЛ	1	7,78	0,03	19	227	500	
	2	7,82	0,10	6	446	636		2	7,87	0,06	9	288	595	
	3	7,54	0,08	4	538	736		3	8,04	0,03	6	380	685	
	11	7,36	0,09	16	200	418								
АПХ—КРН	1	7,30	0,04	19	356	505	ЭССО—АВЧ	1	7,77	0,03	20	208	500	
	2	7,15	0,08	8	504	636		2	7,85	0,09	9	305	595	
	3	6,79	0,14	5	611	736		3	8,12	0,13	5	391	685	
	10	7,03?	0,08	12	163	312								
АПХ—ОЭР	1	7,38	0,05	11	360	505	ЭССО— —ШПН	1	7,73	0,02	20	180	500	
	2	7,66	0,10	5	495	636		2	7,79	0,09	11	323	595	
	3	7,24	0,09	2	565	736		3	7,94	0,04	4	425	685	
	10	7,55	0,04	22	163	312								
	11к	7,52	0,03	20	200	326								
	11к	7,20	0,09	6	137	273	ЭССО—СМЛ	1	8,10	0,03	19	293	500	
КЭР—ПТР	1	7,58	0,04	15	183	510		2	7,98	0,08	9	420	595	
	2	7,67	0,11	6	278	620		3	8,40	0,07	5	526	685	
	3	7,66	0,05	4	373	717		10	7,92	0,02	31	102	316	
	6	7,22	0,11	21	112	445								
8	7,98	0,08	19	192	433	ЭССО—В-К	1	8,04	0,03	16	365	500		
							2	8,05	0,11	7	446	595		
							3	8,24	0,14	3	538	685		
КЭР—ТПЛ	1	7,54	0,04	15	227	510	КРН—ЭССО	1	7,67	0,03	15	356	500	
	2	7,67	0,05	7	288	620		2	7,20	0,06	8	504	595	
	3	7,89	0,09	4	380	717		3	7,24	0,06	3	611	685	
	6	7,30	0,06	25	112	440		10	7,52	0,04	15	163	316	
8	7,83	0,04	16	192	440									
КЭР—АВЧ	1	7,65	0,06	15	208	510	ЭССО—ОЭР	1	7,72	0,09	11	360	500	
	2	7,69	0,09	6	305	620		2	8,03	0,11	4	495	595	
	3	7,82	0,12	3	391	717		3	7,86?	—	1	565	685	
						10		7,79	0,04	17	163	316		
КЭР—ШПН	1	7,54	0,04	15	180	510	ЭССО—БРГ	12	7,98	0,06	15			
	2	7,66	0,03	6	323	620								
	3	7,66	?	2	425	717								
КЭР—КЛЧ	7	6,78	0,09	30	45	108	ЭССО—КЛЧ	8	7,41	0,02	19	140	270	
	8	7,74	0,01	22	140	192		11к	6,63	0,11	11	118	248	
	11к	(6,66)	(0,02)	(49)			ЭССО—АПХ	8	7,50	0,01	19	130	270	
КЭР—АПХ	7	6,22	0,02	15	45	110	К-Б—АВЧ	11	7,37	0,05	35	110	520	
	8	6,87	0,14	29	130	192			(7,54)	(0,02)	(15)			
КЭР—ЭССО	8	8,08	0,11	17	192	270	К-Б—В-К	41	7,46	0,09	4	110	418	
	11к	7,34	0,09	10	182	248								
КЭР—БРГ	12	8,2	0,05	20			КЛЧ—ПТР	1	7,58	0,05	16	183	544	
								2	7,70	0,08	8	278	666	
								3	7,86?	—	4	372	766	
								6	7,01	0,08	27	55	445	
КЭР—СМЛ	1	7,88	0,09	15	293	510	КЛЧ—ТПЛ	8	7,70	0,05	18	140	435	
	2	7,77	0,11	6	420	620								
	3	8,01	0,07	3	526	717								
	10	7,59	0,04	13	102	314								
КЭР—В-К	1	7,57	0,06	14	365	510		1	7,59	0,06	15	227	544	
	2	7,50	0,11	5	446	620		2	7,70	0,12	5	288	666	
								3	8,03	—	4	380	766	

1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	
	6	7,08	0,07	32	55	440	КЛЧ—ОЗР	1	7,44	0,06	9	360	544	
	8	7,54	0,06	15	140	440		2	7,76	0,11	4	495	666	
								3	7,69	—	1	565	766	
КЛЧ—АВЧ	1	7,69?	0,04	16	208	544	К-Б—КЛЧ	10	7,70	0,07	15	163	340	
	2	7,71	0,11	5	305	666		11	7,36	0,05	22	110	188	
	3	7,96	—	3	391	766								
КЛЧ—ШПН	1	7,60	0,07	16	180	544	К-Б—АПХ	11	7,04	0,04	25	110	200	
	2	7,84	0,09	6	323	666		БРГ—КЛЧ	12	7,72	0,05	17		
	3	7,73?	—	1	425	766								
КЛЧ—СМЛ	1	7,81	0,10	16	293	544	БРГ—АПХ		12	7,98	0,03	11		
	2	7,87	0,12	6	420	666		КЗР—К-Б	11	7,17	0,05	23	110	250
	3	7,83	0,16	4	526	766			ШПН—ПТР	2	8,16	0,33	13	278
10	7,71	0,09	28	102	340	3	7,9			0,5	5	372	425	
КЛЧ—В-К	1	7,79	0,07	13	365	544	У-Б—ПТР	4		7,30	0,09	3	317	468
	2	7,87	0,08	6	446	666		5	7,57?	—	1	246	277	
	3	8,28?	?	2	538	766		У-Б—ТПЛ	4	7,29	0,25	3	348	468
КЛЧ—КРН	1	7,47	0,04	15	356	544	5		7,37	?	1	240	277	
	2	7,53	0,09	8	504	666	7		6,90	?	3	327	405	
	3	7,50	0,15	5	611	766								
	10	7,30	0,12	8	163	340								

Примечание. 11к-хр. Кумрок.

В столбцах таблицы помещены следующие данные: 1 — названия пар станций (названия станций даны в принятых сокращениях: АВЧ—Авача, АПХ—Апахончич, В-К—Верхне-Камчатск, БРГ—Беринг, К-Б—Крутоберегово, КЛЧ—Ключи, КЗР—Козыревск, КРН—Кроноки, ПТР—Петропавловск, ПЖ—Паужетка, СМЛ—Семячик, ТПЛ—Тополово, У-Б—Усть-Большерецк, ШПН—Шипунский), 2 — номера центров групп; 3 — значение \bar{V}^* для данной пары станций и соответствующих центров групп; 4 — дисперсия среднего значения σ ; 5 — число значений V_i^* , использованных при расчете \bar{V}^* ; 6 — эпицентрального расстояние до ближайшей станции в паре от центра группы; 7 — эпицентрального расстояния от центра группы до дальней станции.

сы, по их совокупности искались значения \bar{V}^* для данной ячейки. Этот способ осреднения данных предусматривает дальнейший подбор скоростей с помощью ЭВМ. Результаты, полученные этим способом, будут опубликованы в другом сообщении.

Сейсмический снос был оценен при соотношении скоростей в коре 6,0 (5,6) км/с и в мантии 7,6 (8,0 км/с) и оказался равным 29—32 км. Согласно полученным величинам сноса, мы должны были провести окружности диаметром 29—32 км вокруг сейсмических станций, внутри которых данные о скоростях отсутствовали. Сейсмический снос был учтен в способе 4, а во всех остальных способах осреднения не учитывался.

Выбранным способом осреднения можно получить только очень приближенные, сильно сглаженные карты скоростей продольных волн в верхних слоях мантии под Камчаткой. Тем не менее основные характеристики поля скоростей должны определяться устойчиво. К сожалению, вопрос о глубинах, к которым относятся полученные оценки скоростей, остается неопределенным. Очевидно на расстояниях $\Delta=150-650$ км при средней мощности коры около 30 км в первых вступлениях наблюдаются волны из мантии. Малое увеличение средних значений скоростей от 7,6 до 7,7 км/с с расстоянием в этом диапазоне Δ показывает, что рефракция волн мала. Учитывая это обстоятельство и то, что использовались очаги с глубинами до 30 км, можно отнести полученные оценки скоростей к глубинам 30—50 км, максимум 30—70 км.

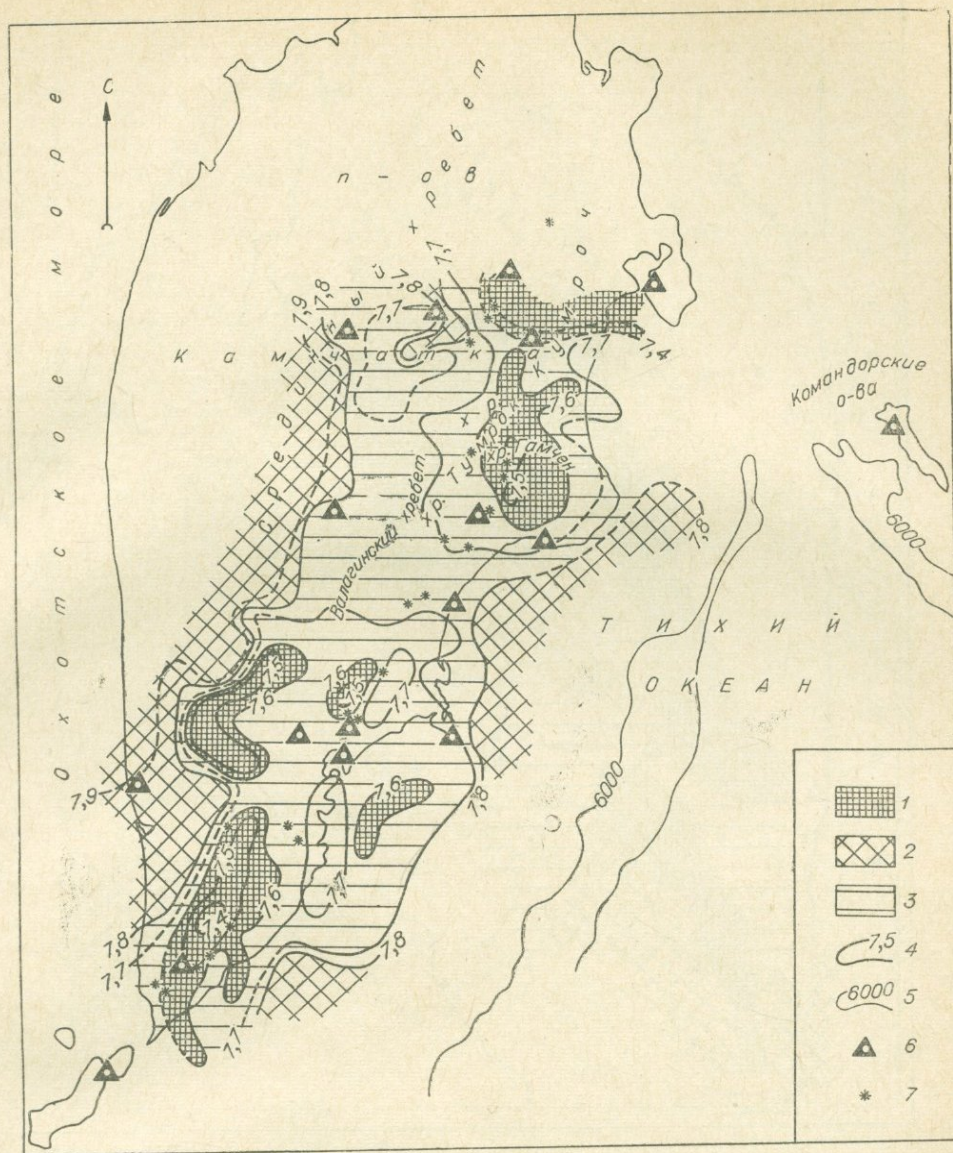


Рис. 3. Карта поля скоростей V_p^* в верхней мантии под Камчаткой для $\Delta = 150-650$ км.
 1 — области с $V_p^* = 7,6-7,3$ км/с; 2 — области с $V_p^* > 7,8$ км/с; 3 — области с $V_p^* = 7,6-7,8$ км/с;
 4 — изолинии скоростей V_p^* ; 5 — изобата; 6 — сейсмические станции; 7 — действующие вулканы Камчатки.

СКОРОСТИ ВДОЛЬ ТРАСС И КАРТЫ СКОРОСТЕЙ

Распределение скоростей вдоль Камчатки имеет полосовой характер: скорости при перемещении трасс с востока на запад уменьшаются от 7,8—7,9 км/с в районе фокальной зоны и заливов до 7,6 км/с в центральной части Камчатки (см. рис. 3).

Все трассы, полученные от центров, расположенных на севере, — Шивелуч, Озерновский, Кумроч (№ 6, 11, 11к) — имеют низкие значения скоростей (7,11—7,23 км/с). Для трасс от центра 6 (Шивелуч) характерно постоянство скорости с увеличением эпицентрального расстояния. Так,

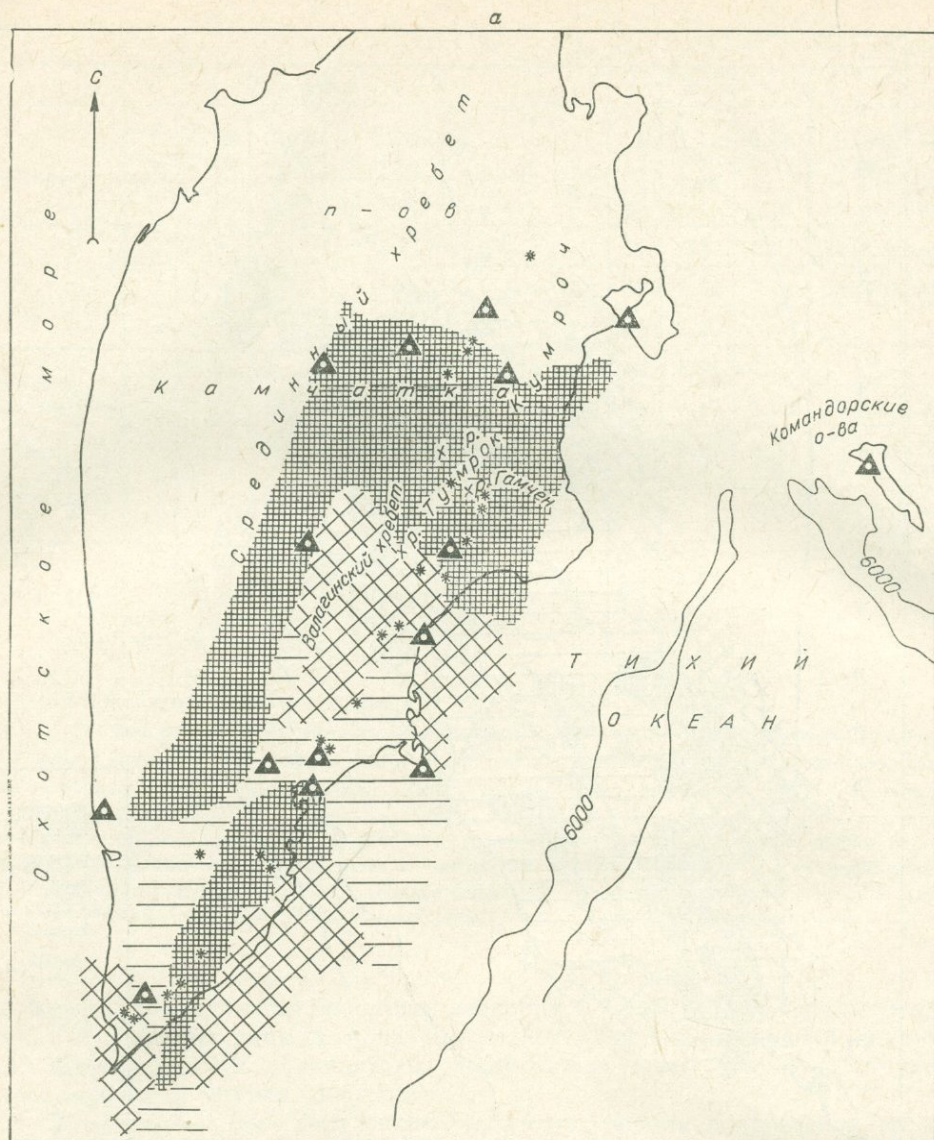
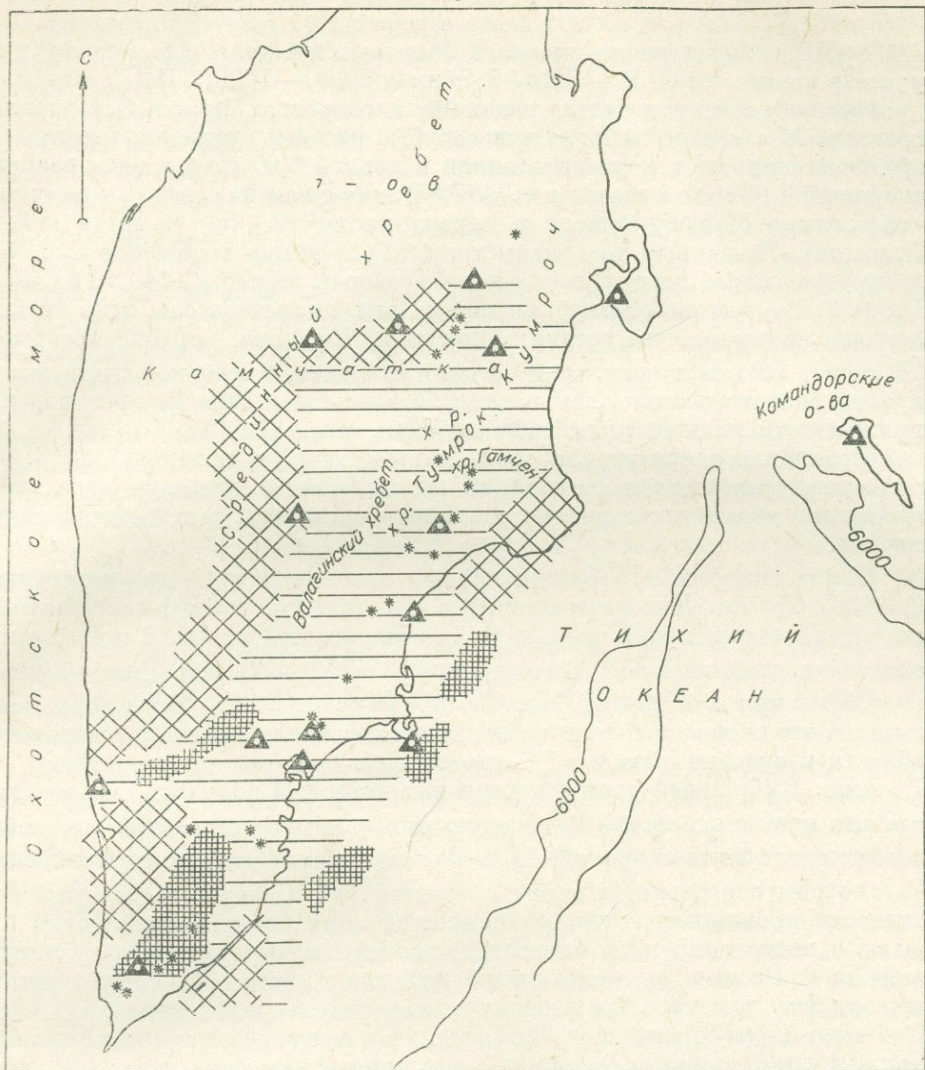


Рис. 4. Схема поля скоростей V_p^* для $\Delta=150-400$ км (а) и

трассы ПТР—ПЖТ и ПТР—КЗР дают скорости 7,28 и 7,22 км/с соответственно при $\Delta_{\max}=655$ км и 445 км. Это можно объяснить либо особенностями вулканических землетрясений, либо наличием канала низких скоростей под Камчаткой (?).

Пересечение трассами зон вулканов и прохождение вдоль вулканических поясов приводит к снижению скорости до 7,3—7,5 км/с. Такие скорости получены на трассах, пересекающих группы вулканов — Семячинскую, Кроноцкую, Ключевскую, Шивелуч. Аналогичные значения скоростей получены при распространении волны вдоль вулканического пояса (примером могут служить трассы АПХ—ОЗР и АПХ—АВЧ от Озерновского центра). К западу от долины р. Камчатки в Среднем хребте возрастают скорости до 8,04—8,24 км/с (трассы В-К—ЭССО_{1, 2, 3}). Изменение скоростей от долины р. Камчатки к Среднему хребту происходит вероятнее всего скачком от 7,66 до 8,04—8,24 км/с.



Δ=400—650 км (б). Усл. обозн. см. на рис. 3.

Отмечаются различия скоростей при пробеге волны вкрест и вдоль фокальной зоны. Наиболее показательной в этом случае является пара станций (КРН — ПТР)_{1, 2, 3} (центры 1, 2, 3). Станция КРН расположена почти над выходом фокальной зоны на поверхность, станция ПТР в прибрежной зоне, но восточнее линии вулканов. Трассы воли к станции КРН от центра 1 секут фокальную зону, а от центров 2 и 3 идут вдоль нее. Скорости соответственно изменяются от 7,81 км/с вкрест зоны до 8,27 км/с вдоль нее.

Различия в скоростях на встречных трассах по всей площади носят систематический характер. Скорости на трассах с севера на юг меньше, чем на встречных направлениях. Так, если на восточных трассах, характеризующих прибрежную область до фокальной зоны, с юга скорость 7,81—7,9 км/с (ПТР—КРН₁), то с севера эта же зона характеризуется скоростью 7,64—7,71 км/с (ПТР—КРН₂). Область Восточных хребтов на

трассах с юга на север характеризуется скоростями 7,67 км/с (ПТР-Эссо₂, ПЖТ—В-К₃), а на трассах с севера на юг 7,50—7,60 км/с (АПХ—АВЧ₁₁). Еще более низкие скорости получаются в долине р. Камчатки на участке южнее от В-К — 7,32—7,49 км/с (ПЖТ—ПТР, ТПЛ₇). Наиболее простым объяснением таких различий в скоростях может быть наклон границы *M* с севера на юг. Очень грубые расчеты показали, что приняв среднюю скорость в коре постоянной и равной 6,00 км/с и взяв разницу скоростей 7,63 км/с с севера и 7,73 (7,83) км/с с юга на север, мы получим, что граница *M* погружается с севера на юг на 5—10 км в районе Паужетки. По данным же гравиметрии и ГСЗ (устное сообщение С. Т. Балесты) граница *M* погружается с юга на север до глубины ~40 км в районе Ключей. В качестве объяснения может быть высказано еще одно предположение о неравенстве средних скоростей. Подобная картина поведения \bar{V}^* может быть получена, если средняя скорость, в северной части исследуемой области больше, чем на юге. Такое объяснение не противоречит приведенным данным поля скоростей (см. рис. 3).

Сравнивая скорости для одной пары станций и центров 1, 2, 3, постепенно удаляющихся от станций на юг, можно отметить нарастание скорости с увеличением эпицентрального расстояния, т. е. с увеличением глубин.

Карта скоростей V_P^* была построена для эпицентральных расстояний $\Delta=150-650$ км. Для расстояний $\Delta=150-400$ км, $\Delta=400-650$ км были построены схемы полей скоростей. Оказалось, что для всей исследуемой области в среднем $V_P^* = 7,61$ км/с при $\Delta=150-400$ км (число узлов $n=159$), а при $\Delta=400-650$ км, $V_P^* = 7,72$ км/с ($n=176$). Эти цифры показывают, что скорости *P*-волн в самых верхних слоях мантии в исследуемой области в среднем равны ~7,6 км/с. Глубже скорости возрастают до 7,7 км/с. Выбранный способ построения позволил получить сильно сглаженные карты скоростей V_P^* , однако они дают представление о главных особенностях поля скоростей V_P^* в верхних слоях мантии под Камчаткой. Рассмотрим осредненную карту скоростей V_P^* . Следует остановиться на точности проведения изолиний скоростей. Для каждого узла сетки (см. выше о построении карт скоростей) рассчитывалась среднеквадратичная ошибка σ . По этим значениям была построена карта среднеквадратичных ошибок (см. рис. 4). Наименьшая σ характерна для центральной части Камчатки (контур изолинии 0,05 км/с). На площади за пределами изолинии 0,1 км/с на карте скоростей изолинии проведены через 0,2 км/с. Между ними изолинии нанесены пунктиром.

Область между Курило-Камчатским желобом и Тихоокеанской фокальной зоной характеризуется значениями 7,8—7,9 км/с. Такая же скорость характерна для Срединного хребта. Между этими областями повышенных значений скоростей расположена полоса малых значений скоростей V_P^* в верхних слоях мантии 7,3—7,6 км/с. Ширина полосы 100—200 км. Вероятно, это активная область мантии. В ней преобладают скорости $V_P^* = 7,6-7,7$ км/с. Участки со скоростями $V_P^* = 7,3-7,5$ км/с занимают небольшую площадь и имеют характер локальных минимумов. Они приурочены обычно к вулканическим зонам. Это районы хребтов Тумрок и Кумроч (7,5 км/с), поле эффузивного вулканизма на юге Камчатки (7,3 км/с), Авачинско-Корякская группа вулканов (7,5 км/с), район Ганальского хребта (7,4 км/с). Вопрос о том, образуют ли низкие скорости непрерывную область, остается открытым, хотя данные по вулкану Шивелуч свидетельствуют в пользу такого объяснения. Заливы вдоль восточного побережья Камчатки характеризуются различными скоростями. Наиболее высокая скорость наблюдается в Кроноцком заливе (7,8—8,0 км/с), более низкие в Авачинском (7,6 км/с) и Камчатском (7,6—7,5 км/с).

Для построения карт скоростей по горизонтам с $\Delta < 400$ км и $\Delta > 400$ км данных оказалось недостаточно. Детали, конфигурация изолиний скоростей вызывают сомнение. Поэтому мы ограничились представлением схематических полей скоростей (рис. 4, а, б).

На схеме скоростей для $\Delta = 150-400$ км проявляются сравнительно более мелкие неоднородности. Не исключено, однако, что они носят отчасти случайный характер. Схема скоростей для $\Delta > 400$ км в основном сохраняет те же особенности, что и осредненная карта, но характеризуется более спокойным полем V_p^* . Схематическая карта скоростей для $\Delta = 150-400$ км, которая должна характеризовать поле скоростей на меньших глубинах, чем это показано на рис. 3 и 4б, сохраняет сходство с более основанной картой для $\Delta = 150-650$ км и картой-схемой для $\Delta = 400-650$ км только в своей самой южной части. В средней, западной и северной частях исследуемого района наблюдается скорее инверсия скоростей. Ее трудно объяснить только малым числом исходных данных или несовершенством способа осреднения. Видимо, существенные вариации скоростей продольных волн в мантии происходят в исследуемом районе не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении. Что же касается отдельных особенностей полей скоростей на предварительных картах-схемах (рис. 4, а и б), то их не имеет смысла обсуждать до получения аналогичных полей, построенных другими возможными способами по большему числу данных.

В результате проведенных исследований получено представление о характере изменения скорости V_p в верхних слоях мантии под Камчаткой на глубинах 30—50 (30—70) км. Основные результаты сводятся к следующему.

1. Поле скоростей продольных волн под Камчаткой меняется сложным образом и по горизонтали и по вертикали. Скорости, в среднем, низкие для мантии. Для всей исследуемой области в самых верхних слоях мантии в среднем $V_p = 7,6$ км/с. Глубже скорости возрастают в среднем до 7,7 км/с.

2. Наиболее высокие скорости характерны для верхних слоев мантии под Тихоокеанской фокальной зоной со стороны океана 7,8—7,9 км/с и под северо-западной половиной Камчатки (Срединный Камчатский хребет, Западно-Камчатская низменность) — 8,0—8,2 км/с. Восточный вулканический пояс характеризуется преимущественно скоростями 7,5—7,7 км/с. Под ним наблюдаются локальные снижения скоростей до 7,2—7,4 км/с. Мантия Восточных Камчатских хребтов и долины р. Камчатки обладает скоростями 7,6—7,7 км/с.

3. Отмечается анизотропия скоростей в фокальном слое. Скорости вкрест фокального слоя меньше на 0,3—0,5 км/с, чем вдоль него.

Полученные карты скоростей приближенные и сильно сглаженные. Увеличение числа исходных данных, более точные оценки встречных скоростей по отдельным трассам, машинный перебор данных по программе для решения обратной задачи на ЭВМ в двумерном и трехмерном пространствах, по всей вероятности, могут дать более детальные сведения о распределении скоростей продольных волн в верхней мантии под Камчаткой.

Авторы благодарны З. А. Борисовой за помощь в измерениях и расчетах.

ЛИТЕРАТУРА

- Пузырев Н. Н. К теории интерпретации точечных сейсмических наблюдений.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 9.
- Тараканов Р. З. Годографы P и $S-P$ и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над Курило-Камчатскими землетрясениями.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1965, № 7.
- Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростные разрезы верхней мантии в области Южных Курильских островов.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1963, № 5.
- Федотов С. А., Матвеева Н. Н., Тараканов Р. З., Яновская Т. Б. О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1964, № 8.
- Федотов С. А., Славина Л. Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 2.
- Aki K. A computer program for precise determination of focal mechanism of local earthquakes by revising focal depth and crust-mantle structure.— «Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.», 1965, vol. 43.
- Gainanov A. G., Zverev S. M., Kosminskaya I. P. The crust and upper mantle in the transition zone from the Pacific Ocean to the Asiatic continent.— «The crust and upper mantle of the Pacific Area. Amer. Geoph. Union Monogr.», Washington, 1968, № 12.
- Kanamori H. Upper mantle structure from apparent velocities of P waves recorded at Wakayama microearthquake observatory.— «Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.», 1967, vol. 45.
- Kanamori H. Travel times to Japanese stations from Longshot and their geophysical implications.— «Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.», 1968, vol. 46, № 4.
- Kanamori H., Abe K. Deep structure of the Japan Arc as revealed by surface waves.— «Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.», 1968, vol. 46.
- Kebeasy R. P -wave travel anomaly in the East of circum Pacific region.— «Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.», 1970, vol. 48, № 3.
- Tarakanov R. Z., Levy N. V. A model for the upper mantle with several layers of low velocity and strength.— «The crust and upper mantle of the Pacific Area. A. G. U. Monogr.», Washington, 1968, № 12.

С. А. Болдырев

СПЕКТРЫ УПРУГИХ ВОЛН ОТ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ОЦЕНКА ПОГЛОЩЕНИЯ ПОД КАМЧАТКОЙ

Изучение динамических характеристик сейсмических волн, их зависимостей от условий возникновения, распространения и регистрации позволяет получать информацию о свойствах вещества глубинных частей Земли. Одной из наиболее популярных задач подобного рода исследований является определение поглощающих свойств среды, в которой распространяются сейсмические волны. И хотя до настоящего времени нет единого мнения о природе поглощения в реальных средах, эта характеристика существенно дополняет наши сведения о строении и состоянии внутренних частей нашей планеты. Многочисленные определения параметров поглощения, сделанные с использованием различных методик, в разных частотных диапазонах исследования и при различных исходных концепциях (Халтурин, Урусова, 1962; Пасечник, 1966; Федотов, Болдырев, 1969) дают значительный разброс данных. Это указывает как на серьезные трудности подобного рода исследований, так и на большое различие физических характеристик вещества в разных регионах.

Свойства верхней мантии Камчатского полуострова с его интенсивной вулканической и сейсмической деятельностью представляют большой научный интерес. При оценке кажущихся скоростей продольных волн в самых верхних частях мантии (Федотов, Славина, 1968) обнаружена область крайне низких значений скоростей ($V_P=7,2-7,4$ км/с), связанная с вул-

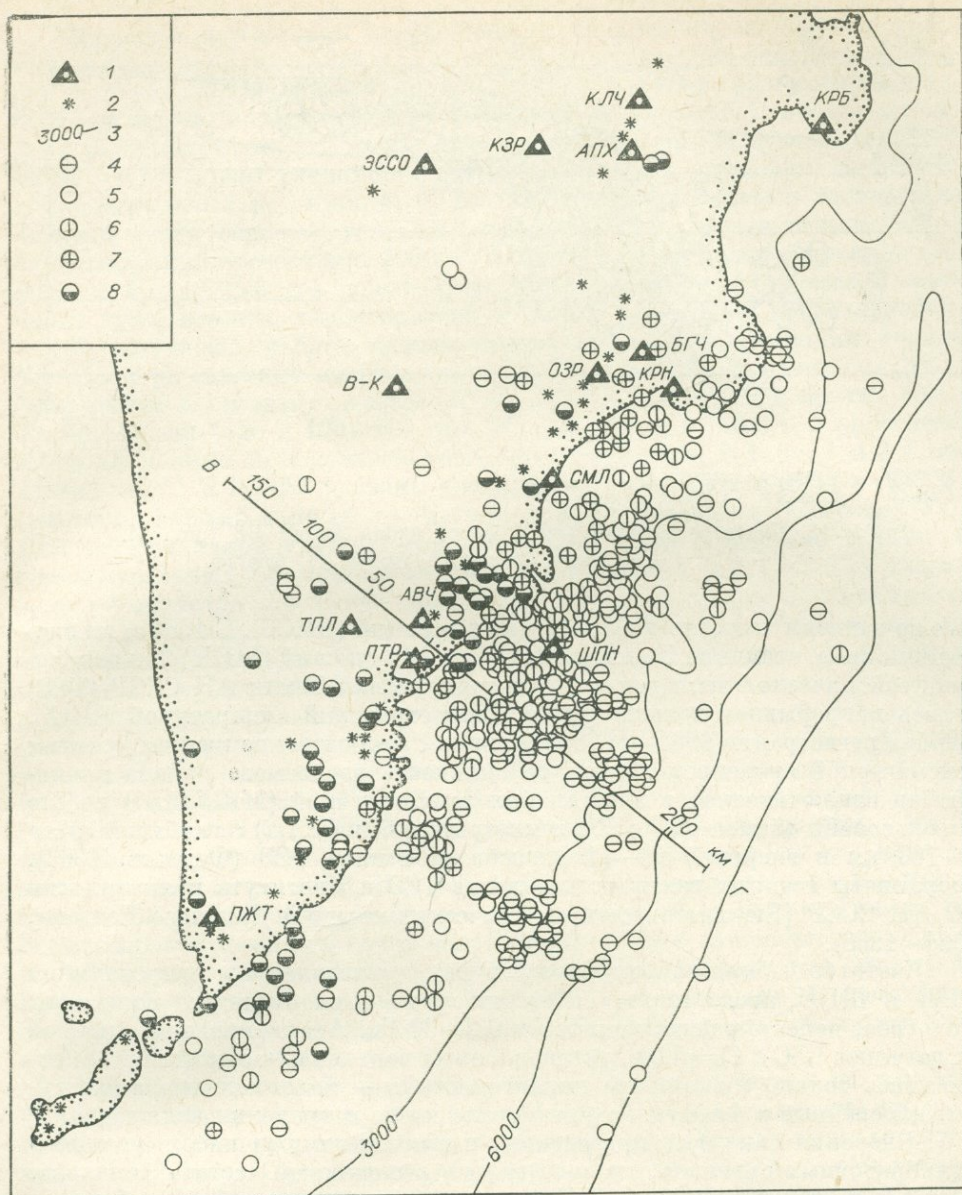


Рис. 1. Карта эпицентров камчатских землетрясений, использованных в расчетах. 1 — сейсмические станции; 2 — вулканы; 3 — изобаты; глубина, км: 4 — 0—25; 5 — 26—54; 6 — 55—84; 7 — 85—120; 8 — 120—160.

каническим поясом Камчатки. В то же время скорость продольных волн в фокальном слое камчатских землетрясений, отстоящем от вулканической гряды на 100—150 км, равна 8,0—8,2 км/с. На трассах, проходящих через области действующих вулканов, отмечено (Горшков, 1958; Федотов, Фарберов, 1966) интенсивное ослабление поперечных волн. Для Курило-Камчатской островной дуги характерны большие градиенты тепловых, гравитационных и электромагнитных полей (Федотов, 1963; Vasquier et al., 1966) вкост простираения основных структур. Все это свидетельствует о значительных изменениях физических характеристик среды под Камчаткой.

В настоящей работе приводятся результаты оценки поглощения продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Камчатки, вычислен-

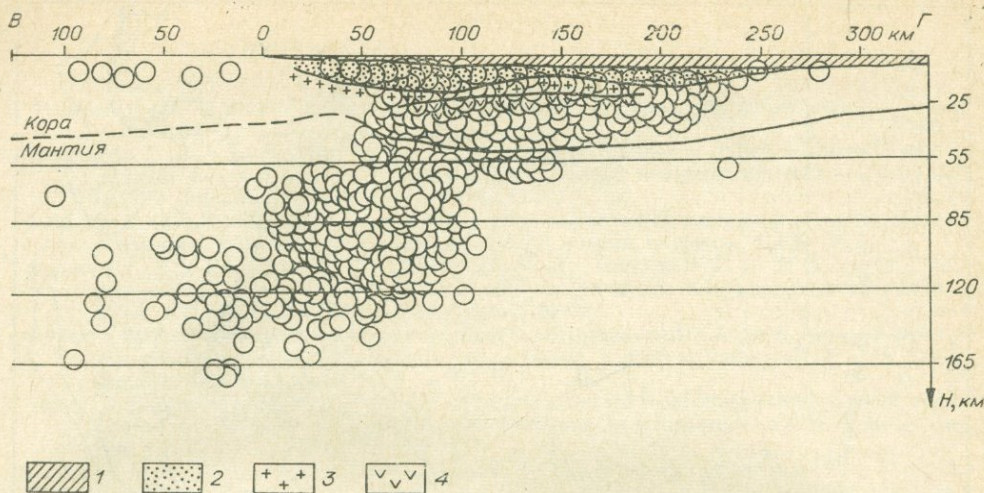


Рис. 2. Сводный вертикальный разрез вдоль линии ВГ (рис. 1).

1 — вода; 2 — осадочные породы; 3 — гранит; 4 — базальт.

ные по записям частотно-избирательных станций (ЧИСС). С 1964 г. на экспедиционных станциях Тополово (ТПЛ) и Шипунский (ШПН) Тихоокеанской сейсмической экспедиции Института физики Земли АН СССР (ТСЭ) велась непрерывная запись близких землетрясений аппаратурой ЧИСС. Период регистрации 1964—1968 гг. совпал с относительно низким уровнем сейсмической активности, когда сейсмичность изучаемого района проявлялась исключительно в виде слабых землетрясений ($M \leq 5,0$). В работе использованы записи около 500 землетрясений (рис. 1, 2) с глубиной очага 0—160 км и энергией 10—11 классов по шкале ТСЭ (Федотов, 1963), координаты которых взяты из каталогов ТСЭ и Института вулканологии СО АН СССР (Бюллетень сети сейсмических станций Дальнего Востока, 1964—1968).

Частотно-избирательная аппаратура, установленная на станциях ТПЛ и ШПН, представляет собой набор из семи октавных полосовых фильтров, перекрывающих диапазон 0,2—30 Гц. Анализировались записи от датчиков С5С с $T_0 = 5,0$ с, установленных вертикально, причем рассматривались только простейшие характеристики — максимальные амплитуды, измеренные в 4-секундном интервале после вступления волны группы P и S . Значения амплитуд, приведенные к абсолютному уровню с помощью калибровочных сигналов, приписывались резонансной частоте фильтров. Такой амплитудный график (ЧИСС-спектр) представлял собой приближенное значение спектральной функции колебательной скорости.

Поглощение упругих волн определялось по относительному изменению формы ЧИСС-спектров с расстоянием, используя данные одной станции (Халтурин, Урусова, 1962; Федотов, Болдырев, 1969). Такая методика определялась тем, что станция, находящаяся на выходе фокальной области на поверхность, регистрировала волны, проходящие только по фокальному слою. Для станции ШПН характерна сравнительно высокочастотная запись продольных волн ($f^* = 10—12$ Гц) от изучаемого класса землетрясений. Объемные волны, записанные станцией ТПЛ, определяются трассами, прошедшими по малосейсмической среде, включающей область современного вулканизма. Для этой станции преобладающая часть записи P и S волн не превышала 2,0—3,5 Гц. Поэтому использовать совместно материалы двух станций было нецелесообразно, так как при этом было бы необходимо вводить поправки за неоднородность путей пробега, за условия установки. К тому же наибольший интерес представляет именно различие поглощения на этих трассах.

Методика вычисления коэффициентов поглощения по данным одной станции требует допущения, что из очагов землетрясений одинаковой энергии и глубины излучаются колебания близкого спектрального состава. Это допущение, как показано (Федотов, Болдырев, 1969), вполне оправдано при следующих условиях: а) в каждом интервале используются не менее 30 спектров, равномерно распределенных в изучаемом диапазоне гипоцентральных расстояний; б) на количественные оценки поглощения влияние неоднородности условий излучения будет несущественным, если база измерений превосходит 200 км. Влияние же глубины и энергии источника на форму спектров можно существенно уменьшить, производя сравнение динамических характеристик в узких интервалах их изменения.

В настоящей работе использованы записи землетрясений только 10—11 энергетических классов ($m_b \approx 3,5-4,0$), сгруппированных по глубине в пяти горизонтах: в коре ($H=0-25$ км) и в верхней мантии (26—54; 55—84, 85—120 и 120—160 км). На рис. 1, 2 и в табл. 1, 2 приведены основные данные об использованных землетрясениях. В табл. 1 и 2 в колонках 5—11 и 13—19 указаны средние значения относительных ЧИСС-спектров, нормированных по максимальному значению (в процентах). Для каждой такой группы, осредненной в узком интервале глубин и гипоцентральных расстояний (точнее, в интервалах $\Delta t_{S-P}=2,0$ с), указывается количество использованных землетрясений и среднее гипоцентральное расстояние. Для каждого осредненного ЧИСС-спектра P и S волн указывается относительная погрешность построения. На рис. 3 показано изменение формы ЧИСС-спектров с расстоянием для землетрясений, записанных на ст. ТПЛ (а) и ст. ШПН (б) с очагами в разных интервалах глубин. На этих графиках можно видеть, что специфика условий регистрации сказывается не только на видимой частоте регистрации, но и на самой форме ЧИСС-спектров. Как уже было отмечено выше, преобладающая частота записи на ст. ШПН, регистрирующей волны, прошедшие только по фокальному слою, существенно отличалась от записи тех же классов землетрясений на ст. ТПЛ. Показательно, что для всех станций Камчатки отмечается уменьшение преобладающей частоты записей P и S волн по мере удаления станции в глубь полуострова. Такую закономерность трудно объяснить только влиянием верхней части разреза под станцией. По-видимому, затухание высокочастотных составляющих в фокальном слое меньше, чем во внутренних районах Камчатки с ее глубинными разломами и вулканизмом.

Специфика условий приема, по-видимому, сказывается на деталях формы спектров регистрируемых волн. На рис. 3 можно заметить, что расположение отдельных минимумов в спектрах P и S волн отличается на наших станциях. Примечательно, что длины продольной и поперечной волны, вычисленные для этих минимумов, хорошо совпадают между собой для каждой станции. Так, ст. ШПН «избирательна» к колебаниям с длиной волны около 3 км ($f_P^* \sim 3$ Гц; $f_S^* \sim 1,5$ Гц). Для ст. ТПЛ такая длина волны приблизительно равна 5 км. Характерно, что с увеличением глубины очага, т. е. с увеличением угла подхода фронта волны к подошве коры, такая избирательность становится менее заметной. Это обстоятельство позволяет предположить, что само наличие и «глубина» описанных выше минимумов, связаны с каким-то «фильтрующим» слоем, лежащим у коромантийной границы.

Методика работы с одной анализирующей станцией позволяет по изменению формы спектров получить только относительные данные о поглощении — так называемое разностное поглощение $\Delta\alpha$ внутри изучаемого диапазона частот (Халтурин, Урусова, 1962; Федотов, Болдырев, 1969). Суть методики заключена в следующем. Предполагается, что амплитуда монохроматического колебания A_1 меняется с расстоянием (r) по закону:

$$A_1(r) = A_1(0) r^{-n} e^{-\alpha_1 r}, \quad (1)$$

Таблица 1

Значения осредненных относительных ЧИСС-спектров, зарегистрированных ст. Шипунский, и погрешности их построения

H, км	S-P, с	n	гипотенузальное расстояние, км	спектр P-волн, Гц							относительная погрешность	спектр S-волн, Гц							относительная погрешность
				0,4	0,75	1,5	3,0	5,5	11,0	22,0		0,4	0,75	1,5	3,0	5,5	11,0	22,0	
5—25	14,0—15,9	3	124	12	28	43	100	100	80	19	0,28	40	70	100	70	76	30	8	0,25
	16,0—17,9	4	154	12	29	40	60	100	52	10	0,26	17	42	100	60	36	15	3	0,20
	22,0—23,9	8	207	20	65	62	73	100	42		0,18	31	90	100	55	31	12		0,18
	24,0—28,0	10	229	21	97	96	100	78	30		0,17	30	92	100	54	23	7		0,16
	30,0—33,9	5	294	46	100	100	67	58	16		0,18	70	100	70	35	15	6		0,14
	34,0—38,0	4	340	46	100	85	66	30	10		0,21	98	100	80	34	15	5		0,19
26—54	12,0—13,9	8	112	20	37	56	86	100	69	12	0,17	54	92	100	86	65	30	6	0,16
	14,0—15,9	35	129	17	37	55	100	82	52	11	0,09	40	86	100	92	66	35	6	0,09
	16,0—17,9	30	143	17	50	55	100	72	46	9	0,09	45	86	100	84	54	28	5	0,09
	18,0—19,9	22	165	29	69	74	100	78	39	9	0,10	58	100	94	66	37	16	2	0,09
	20,0—21,9	15	183	35	59	73	100	80	44	6	0,11	53	100	100	75	38	21	3	0,11
	22,0—23,9	10	210	39	94	100	94	76	30	7	0,12	70	88	100	67	34	5	1	0,11
	24,0—27,9	13	248	42	94	100	96	65	27	3	0,10	84	100	96	56	35	13		0,13
	28,0—31,9	7	290	60	100	94	88	49	16		0,14	86	100	90	35	18	5		0,13
	32,0—36,0	6	328	58	100	80	60	36	10		0,13	96	100	76	33	18	5		0,13
55—84	12,0—13,9	9	122	24	43	53	83	100	46	12	0,12	41	68	100	69	53	16	3	0,11
	14,0—15,9	11	139	31	51	50	100	96	56	19	0,11	70	92	100	90	70	34	9	0,12
	16,0—17,9	5	156	24	57	60	96	100	49	13	0,15	56	88	100	76	52	19	9	0,14
	18,0—21,9	5	189	44	94	90	100	63	35		0,15	92	90	100	55	30	13		0,15
	24,0—27,9	5	249	34	92	100	87	72	42	7	0,14	83	100	96	70	44	17	4	0,15
	28,0—32,0	4	291	35	98	100	53	31	15	3	0,16	87	100	54	29	16	6	1	0,16
85—120	12,0—13,9	7	128	26	56	47	90	100	41	12	0,12	42	100	92	69	40	19	2	0,11
	14,0—15,9	5	139	24	90	62	100	94	35	10	0,15	20	96	100	62	50	27	5	0,15
	16,0—17,9	5	162	37	69	75	100	73	22	3	0,15	66	82	100	54	35	14	3	0,14
	18,0—19,9	6	189	31	96	100	78	40	12		0,14	38	100	80	54	26	15		0,15
	20,0—23,9	6	224	40	100	94	65	47	10		0,14	71	100	92	62	50	19	2	0,13
	24,0—28,0	7	257	48	100	92	55	25	4		0,13	100	81	46	25	15	5		0,13
120—160	14,0—15,9	8	143	28	54	80	100	74	31	6	0,12	66	100	87	46	18	9	3	0,16
	16,0—17,9	10	169	37	100	100	97	78	31	4	0,11	30	100	85	48	18	8	2	0,16
	18,0—19,9	10	186	35	87	98	100	55	15	3	0,11	45	100	78	26	11	5		0,11
	20,0—21,9	8	215	49	80	100	78	36	11		0,16	65	100	63	28	16	8		0,15
	22,0—25,9	5	246	62	92	100	84	22	5		0,18	70	100	72	32	20	4		0,17
	26,0—30,0	6	278	98	100	76	43	16	3		0,18	100	92	48	27	18	6		0,18

Значения осредненных относительных ЧИСС-спектров, зарегистрированных ст. Тополово, и погрешности их построения

Н, км	S-P, с	n	типичное разност- ное, км	спектр Р-волн, Гц								относитель- ная погрешность	спектр S-волн, Гц							относитель- ная погрешность
				0,4	0,8	1,6	3,1	6,1	12,0	24,0	0,4		0,8	1,6	3,1	5,5	11,0	22,0		
5-25	4,0-5,9	5	34	6	11	19	33	72	100	80	0,18	11	11	33	84	100	66	66	0,17	
	6,0-7,9	11	51		7	13	28	53	100	65	0,16	9	17	35	54	78	100	45	0,16	
	8,0-9,9	9	62	3	19	31	43	74	100	72	0,17	45	40	63	98	100	87	30	0,16	
	10,0-11,9	10	82		20	33	50	69	100	49	0,13	44	51	51	94	100	75	18	0,13	
	12,0-13,9	14	93	6	55	52	76	100	82	20	0,09	54	72	74	100	80	39	9	0,9	
	14,0-15,9	8	116		65	62	76	100	90	25	0,12		76	100	100	74	38		0,17	
	16,0-19,9	6	155	11	47	55	85	100	62	11	0,14	62	73	88	100	80	29		0,13	
	24,0-28,0	5	241	20	90	87	100	78	25		0,16	95	90	100	68	43	18	3		0,15
26-54	4,0-5,9	19	44	4	6	10	20	52	100	100	0,08		10	18	62	87	100	68	0,07	
	6,0-7,9	34	54	4	8	13	25	54	100	83	0,07	13	15	27	66	100	96	72	0,07	
	8,0-9,9	27	76	3	8	14	21	46	100	63	0,07	10	23	36	91	100	96	65	0,08	
	10,0-11,9	17	92	2	7	15	29	55	100	61	0,09	9	26	36	100	100	87	59	0,08	
	12,0-13,9	8	103	5	16	23	49	75	100	64	0,16	22	50	66	100	85	59	34	0,15	
	14,0-16,0	5	135	2	10	26	54	100	83	30	0,18	14	18	51	100	93	76	24	0,18	
	17,0-19,9	8	177	13	34	59	78	100	87	24	0,17	31	63	76	100	84	54	18	0,16	
	20,0-23,9	9	210	18	59	93	99	100	72	20	0,12	43	74	76	100	70	47	15	0,13	
55-84	6,0-7,9	10	62	10	6	10	22	54	100	80	0,14		9	17	56	90	100	73	0,14	
	8,0-9,9	6	78	1	6	10	21	44	100	92	0,17	6	9	21	66	80	100	65	0,20	
	10,0-11,9	7	115	5	7	21	30	50	100	60	0,13	6	12	44	84	100	96	73	0,13	
	14,0-17,9	4	159	4	17	32	53	83	100	42	0,21	7	17	57	82	100	71	25	0,19	
85-120	10,0-11,9	7	101	7	12	12	26	51	100	47	0,14	15	13	20	76	100	66	41	0,16	
	12,0-13,9	7	121	6	8	26	50	100	78	56	0,14	9	10	26	69	100	71	28	0,14	
	14,0-15,9	4	142	5	25	34	45	83	100	69	0,18	41	22	37	84	100	87	40	0,17	
	16,0-19,9	6	169	11	44	55	56	92	100	51	0,17	35	57	51	88	100	71	26	0,17	
	20,0-23,9	6	214	9	20	39	55	89	100	44	0,16	59	56	36	100	84	57	26	0,16	
120-160	12,0-13,9	4	131	9	8	16	22	55	100	65	0,22	9	20	26	63	100	69	31	0,20	
	14,0-15,9	7	148	21	20	20	24	44	100	41	0,16	11	16	47	47	100	66	23	0,16	
	16,0-19,9	5	175	12	14	24	38	59	100	28	0,21	14	20	30	84	100	72	24	0,21	
	20,0-23,9	6	233	30	35	38	40	76	100	25	0,20	26	41	74	100	66	66		0,21	
	28,0-32,9	5	316	16	48	93	96	100	65	20	0,20	43	49	100	73	78	55		0,20	

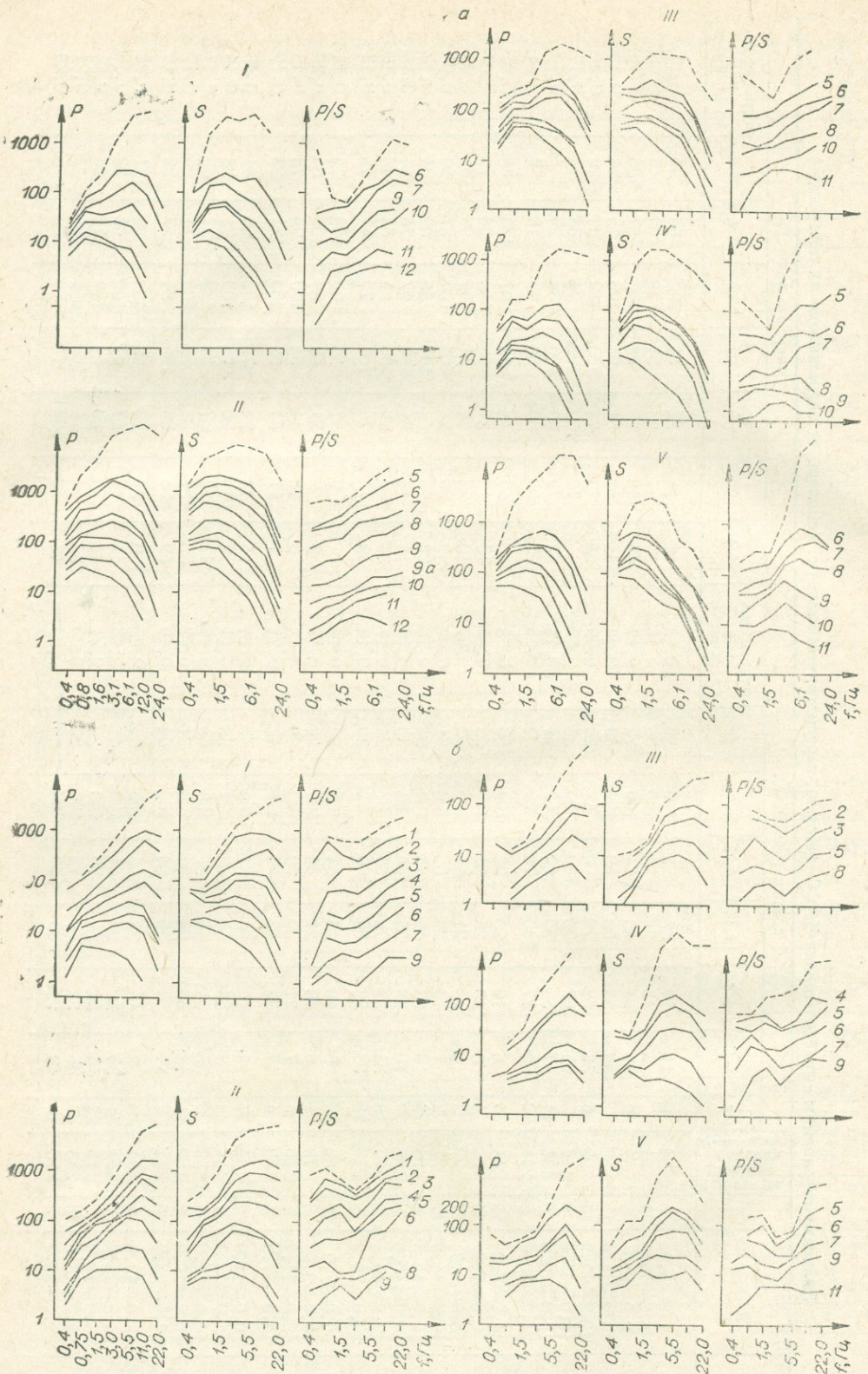


Рис. 3. ЧИС-спектры камчатских землетрясений, зарегистрированных ст. ТПЛ (а) и ст. ШПН (б) в интервалах времени $\Delta t_s - P$, с:

1 — 4,0—5,9; 2 — 6,0—7,9; 3 — 8,0—9,9; 4 — 10,0—11,9; 5 — 12,0—13,9; 6 — 14,0—15,9; 7 — 16,0—17,9; 8 — 18,0—19,9; 9 — 20,0—23,9; 10 — 24,0—27,9; 11 — 28,0—33,0; 12 — 33,0—38,0. Глубина, км: I — 0—25, II — 26—54, III — 55—84, IV — 85—120, V — 120—160.

где $A_1(0)$ — значение амплитуды той же составляющей в источнике, а n и α — характеристики, описывающие форму геометрического расхождения фронта волны и поглощающие свойства среды.

Аналогичное соотношение можно составить и для другой частотной составляющей A_2 . Отношение этих двух составляющих будет меняться с расстоянием по зависимости:

$$\ln \frac{A_2}{A_1}(r) = \ln \frac{A_2}{A_1}(0) + (\alpha_1 - \alpha_2)r, \quad (2)$$

где $\alpha_1 - \alpha_2 = \Delta\alpha$ — разностное поглощение этих двух составляющих. С помощью уравнения (2), методом наименьших квадратов определялись значения разностного поглощения $\Delta\alpha$.

Подобной методикой можно определить зависимость $\Delta\alpha(f)$ внутри изучаемого горизонта. Для определения абсолютного уровня полученной зависимости $\Delta\alpha(f)$ для P и S волн использовались данные группы региональных станций ТСЭ и Института вулканологии. По амплитудным графикам $\frac{A_{\max}}{T}(r)$ в каждом горизонте определялись значения α_P и α_S .

При этом группы станций подбирались таким образом, чтобы трассы до них проходили через сходные геотектонические области. До станции Тополово, а также до станции Паужетка (ПЖТ), Верхне-Камчатск (В-К) и Ключи (КЛЧ) (см. рис. 1) волны от местных землетрясений проходят через вулканический пояс и для этих станций характерна сравнительно низкочастотная запись P волн ($\sim 2-3$ Гц). К станциям Шипунский и Кроноки (КРН) волны подходят почти исключительно по фокальной зоне, и преобладающая частота регистрации обычно составляла 8—12 Гц. Для построения амплитудных графиков использовались землетрясения тех же энергий и того же диапазона гипоцентральных расстояний, по которым определялись значения $\Delta\alpha$. На сейсмограммах измерялись максимальные значения амплитуд и соответствующие им периоды в группе P волн в 3-секундном интервале на записях вертикальной компоненты и в группе S волн на одной из горизонтальных компонент, с большей интенсивностью записи. При определении количественных значений α_P и α_S внутри каждого горизонта использовалась зависимость (1) в предположении, что показатель геометрического расхождения n во всем интервале гипоцентральных расстояний постоянен и равен 1. Полученные значения α_P и α_S приписывались средней видимой частоте записи выделенных групп волн.

В табл. 3 приведены результаты вычисления α_P и α_S и погрешности определения при 70%-ном уровне доверия. Там же указаны интервалы глубин и гипоцентральных расстояний использованных землетрясений и их число в каждом варианте счета. Результаты вычислений α_S по изменению горизонтальной и вертикальной составляющих указаны отдельно. Судя по разбросу значений α_S для разных серий вычислений со ст. ТПЛ и по сравнительно высоким значениям среднеквадратических ошибок их определения, неидентичность условий наблюдения в первую очередь сказывается на записях поперечных волн. Сходимость значений α_P значительно лучше, чем α_S , а погрешности вычислений составляют 20—40%.

Чтобы как-то уменьшить влияние станционных особенностей на результаты определения α_S , использовались вспомогательные построения. Для этого изучались изменения с расстоянием отношения амплитуд P и S волн по записям одного канала ЧИСС. Этим самым определялось разностное затухание продольных и поперечных волн. Преобразуем зависимость (2) следующим образом:

$$\ln \frac{A_P}{A_S}(r) = \ln \frac{A_P}{A_S}(0) - (n_P - n_S) \ln r + (\alpha_P - \alpha_S)r, \quad (3)$$

где A_P и A_S — максимальные амплитуды в группах P - и S -волн.

Значения коэффициентов поглощения α (10^{-4} км $^{-1}$) по данным региональных станций Камчатки

Интервалы глубин, км	Пары станций	Интервал гипоцентрального расстояния, км	n	Волны P		Волны SV		Волны SH	
				f^*	$\alpha \pm \sigma$	f^*	$\alpha \pm \sigma$	f^*	$\alpha \pm \sigma$
5—25	ТПЛ—ПЖТ	90—350	73	3,5	220 73	2,3	185 58	2,3	205 75
	ТПЛ—В-К	100—350	52	3,4	240 95	2,2	230 73	2,4	230 94
	ТПЛ—КЛЧ	100—400	67	3,2	185 63	2,3	170 46	2,3	170 72
	Среднее			3,3	220	2,3	190	2,3	200
26—54	ТПЛ—ПЖТ	70—400	64	3,3	150 28	2,3	140 75	2,5	170 73
	ТПЛ—В-К	100—400	42	3,0	190 53	2,1	240 105	2,5	230 98
	ТПЛ—КЛЧ	70—400	58	3,4	105 30	2,2	100 82	2,4	120 85
	Среднее			3,2	145	2,2	160	2,5	170
55—84	ТПЛ—ПЖТ	90—370	41	3,2	160 52	2,4	190 62	2,4	160 62
	ТПЛ—В-К	90—350	30	3,3	180 65	2,6	150 95	2,3	145 83
	ТПЛ—КЛЧ	100—400	25	3,1	220 43	2,3	140 74	2,5	195 91
	Среднее			3,2	185	2,4	170	2,4	165
85—120	ТПЛ—ПЖТ	100—400	26	2,6	165 100	2,0	160 92	2,1	170 74
	ТПЛ—В-К	120—370	18	2,4	220 84	1,8	220 74	1,8	215 49
	ТПЛ—КЛЧ	100—350	24	2,7	190 82	1,8	175 57	1,9	170 96
	Среднее			2,6	200	1,9	185	1,9	190
120—160	ТПЛ—ПЖТ	150—350	30	2,4	230 73	1,3	190 77	1,4	230 91
	ТПЛ—В-К	150—400	19	2,4	215 102	1,2	210 74	1,3	205 110
	ТПЛ—КЛЧ	150—400	22	2,2	165 59	1,3	170 65	1,4	160 82
	Среднее			2,3	210	1,3	205	1,4	200
5—25	ШПН—КРН	30—340	59	10,0	200 72	10,0	260 108	10,0	275 120
26—54	ШПН—КРН	50—300	74	10,0	120 39	10,0	150 140	10,0	170 130
55—84	ШПН—КРН	60—330	41	10,0	200 70	10,0	170 135	10,0	175 132
85—120	ШПН—КРН	90—350	34	10,0	240 53	10,0	260 140	10,0	240 106
120—160	ШПН—КРН	130—350	35	10,0	270 96	10,0	225 119	10,0	260 114

Из уравнения (3) следует, что изменение отношения связано не только с разными значениями коэффициентов поглощения P и S волн, но и с различием геометрии фронта этих волн. Предположим, что эти различия достаточно малы, т. е. $n_P \approx n_S$. Тогда можно представить уравнение (3) в таком виде:

$$\ln \frac{A_P}{A_S}(0) = \ln \frac{A_P}{A_S}(r) + (\alpha_P - \alpha_S)^{-1} r. \quad (3')$$

Из уравнения (3') можно определить некоторую эффективную величину $(\alpha_P - \alpha_S)$, пропорциональную разностному затуханию P и S волн. Разностное затухание $(\alpha_P - \alpha_S)$ колебаний изучаемого диапазона частот существенно отличается на станциях ТПЛ и ШПН. Для горизонта $H=26-54$ км в диапазоне частот 0,8—12,0 Гц на трассах до ст. ТПЛ (т. е. через области современного вулканизма) затухание продольных волн интенсивнее, чем поперечных. Материалы ст. ШПН указывают скорее на противоположную тенденцию, во всяком случае на трассах по фокальному слою затухание сдвиговых волн не меньше, чем волн сжатия.

Таблица 4

Значения коэффициентов поглощения α_P и α_S (10^{-4} км $^{-1}$)
и погрешности вычислений

H, км	Частоты колебаний, Гц						
	0,4	0,8	1,5	3,0	5,5-6,1	11,0-12,1	22,0-24,0
	$\alpha \pm \sigma$	$\alpha \pm \sigma$	$\alpha \pm \sigma$	$\alpha \pm \sigma$	$\alpha \pm \sigma$	$\alpha \pm \sigma$	$\alpha \pm \sigma$

ст. Шипунский

Продольные волны

5-25		50 75	90 62	135 55	180 51	275 74	430 88
26-54	115 94	45 79	30 68	70 63	90 55	140 47	190 57
55-84	55 81	20 75	40 65	85 53	130 50	200 50	285 55
85-120	160 96	100 63	120 62	200 50	220 45	250 37	310 41
120-160	170 82	140 55	125 46	140 43	180 40	270 42	450 74

Поперечные волны

5-25		40 110	110 96	160 86	215 80	315 102	510 120
26-54	60 140	30 112	60 93	95 82	145 72	180 76	250 78
55-84	85 115	70 104	20 85	100 75	120 63	170 72	240 85
85-120	190 152	240 120	200 101	210 92	260 72	290 66	360 73
120-160	100 118	135 106	110 95	180 83	220 60	180 55	250 65

ст. Тополово

Продольные волны

5-25	85 103	115 95	150 83	220 64	270 74	330 98	
26-54	65 86	90 79	120 65	160 43	185 63	220 96	260 109
55-84	120 91	95 76	110 71	180 49	210 72	220 87	
85-120	70 99	95 84	100 76	195 81	250 96	315 106	
120-160	75 92	145 78	180 68	210 73	280 91	340 103	

Поперечные волны

5-25	70 98	140 76	180 59	210 42	250 59	270 75	
26-54	55 92	100 84	115 73	150 83	170 94	200 106	250 120
55-84	90 89	115 83	150 72	190 77	220 89	250 101	
85-120	40 88	125 78	160 65	180 74	175 87	190 93	
120-160	100 82	160 76	195 62	230 69	190 81	200 92	

В табл. 4 приведены окончательные результаты определения $\alpha_P(f, h)$ и $\alpha_S(f, h)$ исследуемого диапазона частот для разных трасс и интервалов глубин. Абсолютный уровень поглощения получен по данным региональных станций. Изменения $\alpha_P(f)$ и $\alpha_S(f)$ в каждом интервале глубин получены по зависимости $\Delta\alpha$ из записей ЧИСС. Для каждого интервала глубин и каждой составляющей спектра P и S волн значения α_P и α_S варьировались в пределах погрешностей так, чтобы наилучшим образом совпадали все вычисления: по данным региональных станций, $\Delta\alpha$ для разных групп волн и эффективные значения $(\alpha_P - \alpha_S)$, вычисленные по изменению $\frac{A_P}{A_S}$ с расстоянием.

Анализируя погрешности вычислений $\alpha_P(f, h)$ и $\alpha_S(f, h)$, приведенные в табл. 4, и учитывая все допущения в методике, можно сказать, что наибольшей надежностью обладают значения α_P и α_S для верхних горизонтов мантии (до $H=85$ км) в интервале частот 1-10 Гц (в области максимумов

Значения параметров « k » и « m » зависимости $\alpha = kf^m$ и их погрешности

H , км	Значение параметра ($k \pm \sigma$) км ⁻¹ 10 ⁻⁴						Значение параметра ($m \pm \sigma$)					
	ТПЛ		ШПН		ГРН		ТПЛ		ШПН		ГРН	
Продольные волны												
0—25	130	16	68	17	47	33	0,45	0,11	0,63	0,08	0,70	0,30
26—54	100	15	40	14	34	6	0,40	0,06	0,66	0,05	0,73	0,06
55—84	115	30	47	27	85	12	0,32	0,07	0,58	0,04	0,35	0,10
85—120	105	12	150	28	144	6	0,46	0,12	0,24	0,08	0,15	0,06
120—160	140	19	100	31	86	8	0,40	0,14	0,43	0,11	0,47	0,12
Поперечные волны												
0—25	150	26	80	13	77	21	0,30	0,05	0,60	0,08	0,75	0,30
26—54	105	14	50	12	61	11	0,33	0,02	0,53	0,05	0,46	0,10
55—84	125	11	60	15	68	6	0,32	0,04	0,44	0,07	0,35	0,10
85—120	135	15	190	12	100	5	0,21	0,10	0,21	0,07	0,22	0,06
120—160	160	29	130	7	180	7	0,17	0,11	0,20	0,09	0,16	0,10

региструемых спектров). Из табл. 4 видно, что даже при уровне доверия 0,7 относительные погрешности вычисления α_P и α_S в лучших случаях составляют 30%. На краях частотного диапазона и для более глубоких горизонтов реальная точность α_P и α_S ниже. К этому следует добавить, что приведенные в табл. 4 значения коэффициентов поглощения соответствуют средним значениям по сейсмическому лучу. Анализ путей пробега показывает, что только для коры и самого верхнего горизонта мантии ($H=25-54$ км) значения $\alpha_P(f)$ и $\alpha_S(f)$ в какой-то мере отражают поглощение в пласте. Для нижележащих горизонтов (55—84 км; 85—120 и 120—160 км) приведенные в табл. 4 данные характеризуют среднее поглощение от подошвы коры до соответствующих интервалов глубин.

Полученные значения α_P и α_S можно использовать для построения спектров объемных волн в источнике. На графиках рис. 3 пунктиром приведены относительные спектры P и S волн в очагах землетрясений с $K=10$, осредненные для различных горизонтов отдельно по материалам станций ТПЛ и ШПН. При сравнении результатов оказалось, что по данным ст. ШПН спектры P и S волн в источнике примерно в 4 раза более высокочастотны, чем аналогичные значения, полученные по материалам ст. ТПЛ. Это объясняется, прежде всего, высокочастотной записью землетрясений на ст. ШПН, что характерно для станций, расположенных на выходе фокального слоя на поверхность (Oliver et al., 1967). Не исключено, что разница объясняется наличием фокальных фильтрующих областей на путях распространения, влияние которых нельзя учесть при использовании данной методики.

При изучении частотной зависимости коэффициентов поглощения упругих волн оказалось, что в исследуемом диапазоне частот закон изменения $\alpha_P(f)$ и $\alpha_S(f)$ не линеен. Нами произведено осреднение полученных значений поглощения, приведенных в табл. 4, наиболее общей зависимостью от частоты $\alpha = kf^m$. Подбор коэффициентов « k » и « m » для каждого интервала глубин производился методом наименьших квадратов, используя весовую функцию, пропорциональную надежности значений α_P и α_S для разных частот. На рис. 4 и в табл. 5 показаны изменения с глубиной значений « k » и « m » для разных типов трасс. Для сравнения там же приводятся ана-

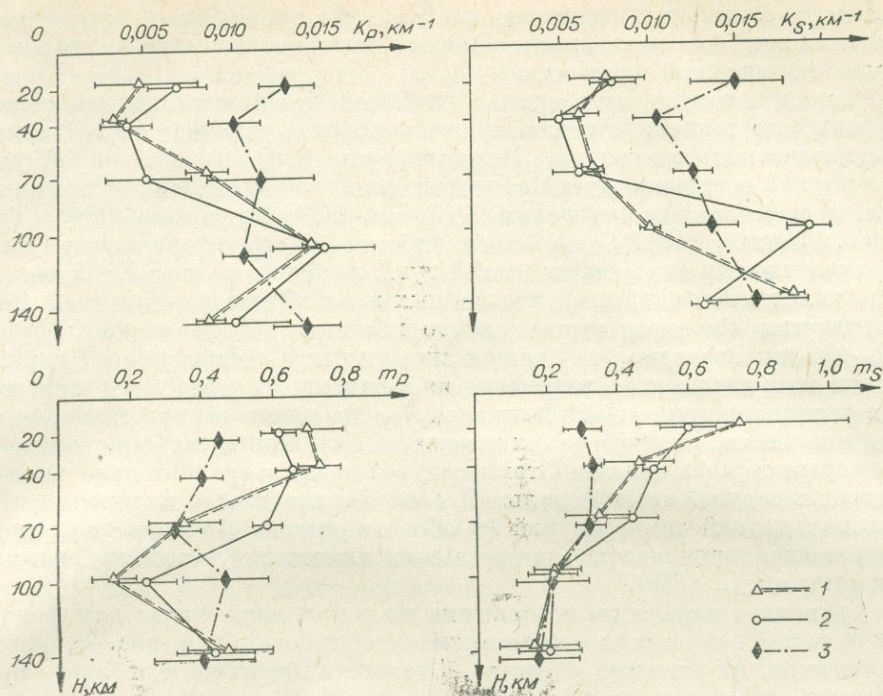


Рис. 4. Изменение с глубиной параметров « k » и « m » зависимости $m=kf$, полученных по материалам разных станций.

1 — ст. ГРН (Федотов, Болдырев, 1969); 2 — ст. ШПН; 3 — ст. ТПЛ.

логичные данные, полученные по материалам южнокурильских землетрясений на ст. Горный (Федотов, Болдырев, 1969). Значения $\alpha_P(h)$ и $\alpha_S(h)$, полученные на ст. Горный (ГРН), в основном характеризуют свойства фокального слоя.

Из самой зависимости $\alpha=kf^m$ следует, что параметр « k » представляет собой осредненное значение коэффициента поглощения для колебаний с частотой 1 Гц, а отличие показателя « m » от единицы характеризует нелинейность частотной зависимости поглощения в исследуемом диапазоне 0,2—30 Гц. Из графиков рис. 4 видно, что значения « k_P » и « k_S » в коре выше, чем в самых верхах мантии. Дальше по мере погружения коэффициенты « k » увеличиваются. При этом изменение параметров зависимости $\alpha=kf^m$ с глубиной — и « k » и « m » — в основном определяется типом трасс, на которых произведены измерения. Эти различия наиболее существенны в верхней 70-километровой толще. В самых верхах мантии коэффициенты поглощения P и S волн на частоте 1 Гц отличаются более чем в два раза (в фокальном слое поглощение меньше, чем на трассах через области современного вулканизма). Наибольшие значения α_P и α_S в фокальном слое получены на глубине около 100 км, в области предполагаемого слоя ослабленной прочности (Shebalin, 1959). На этих глубинах для частоты 1 Гц $\alpha_P \approx 0,0150 \text{ км}^{-1}$ и $\alpha_S \approx 0,0190 \text{ км}^{-1}$, т. е. более чем в три раза превосходят соответствующие значения в горизонте 25—54 км. Верхняя мантия внутренних частей островной дуги характеризуется слабой дифференцированностью. Примечательно, что и показатель « m », который по материалам ст. ТПЛ практически не меняется с глубиной и в среднем составляет 0,3—0,4, для трасс по фокальному слою (данные ст. ШПН и ГРН) имеет сложный вид зависимости от глубины. В коре и самых верхах мантии значения m_P и m_S близки к единице (т. е. декремент слабо зависит от частоты), на глубинах же около 100 км эти значения уменьшаются до 0,2. Характерно, что аномальные значения « k » и « m » для $H=100$ км на трассах по фо-

кальному слою ограничены по глубине, что увеличивает достоверность нашего предположения приуроченности высокопоглощающего горизонта к слою пониженной прочности.

Такой характер изменения с глубиной коэффициентов поглощения в разных по тектонике областях очень хорошо увязывается с данными кинематических измерений. Известно, что выделенный под Курило-Камчатской островной дугой волновод, или слой ослабленной прочности, судя по методике его выделения (Shebalin, 1959; Магницкий, 1968; Тараканов, Левый, 1967), свойствен прежде всего фокальному слою. Верхняя мантия внутренних частей дуги, характеризующаяся более низкими значениями скоростей продольных волн (Федотов, Славина, 1968), практически не имеет вертикального градиента V_P до глубин порядка 100—120 км. Очевидно, что отличие скоростных и диссипативных характеристик этих двух сред и изменение их с глубиной скорее всего определяется упруговязкими свойствами вещества на путях распространения исследуемых волн. Природа таких изменений физических свойств, возможно, некоторым образом связана с температурой среды и сравнительно высокая жесткость верхней части фокального слоя обеспечивается именно его относительно низкой температурой (к области выхода фокального слоя на поверхность приурочены минимальные значения тепловых потоков) (Vasquier et al., 1966).

Сравнивая параметры поглощения « k » и « m », полученные для фокальных областей камчатских и курильских землетрясений (см. рис. 4), нельзя не отметить их большое сходство. Это обстоятельство позволяет предположить, что полученные закономерности $\alpha(f, h)$ могут быть характерны не только для отдельных участков Курило-Камчатской островной дуги, но и в какой-то мере отражают свойства структур подобного рода. Это заключение касается только наиболее общих закономерностей. Детальный анализ погрешностей вычислений α_P и α_S по материалам ст. ШПН обнаружил, что коэффициенты поглощения продольных волн в самых верхах мантии Кроноцкого залива (к северу от ст. ШПН) несколько выше, чем у южной оконечности Камчатского полуострова. На значениях α_S эта особенность заметна слабо. Примечательно, что более низкие значения α_P и α_S получены для эпицентральной области Камчатского землетрясения 1952 г. с $M=8,5$.

Проведен анализ распределения отклонений ЧИСС-спектров P и S волн и отношения их $\frac{A_2}{A_1}$ для единичных землетрясений от полученных среднестатистических значений. Проверялись зависимости этих уклонений от азимута на эпицентр, координат очага и времени землетрясения относительно сильных толчков. Ввиду ограниченного количества ЧИСС-спектров, анализ носил полукачественный характер. По материалам ст. ШПН таких устойчивых аномальных зон и азимуту не обнаружено, а исследования вариаций спектров во времени не дали однозначных результатов. Данные ст. ТПЛ позволили выделить некоторые азимуты с преобладанием низкочастотных составляющих продольных и поперечных волн. Трассы на этих азимутах проходят непосредственно под действующими и потухшими вулканами. На тех же азимутах отмечается уменьшение доли P волн в соотношении $\frac{A_P}{A_S}$, свидетельствующее, что затухание волн сжатия под вулканами не меньше, чем затухание сдвиговых волн.

Остановимся на основных результатах работы.

1. Установлена нелинейная зависимость коэффициентов поглощения от частоты колебаний в диапазоне 0,2—30 Гц. Частотную зависимость поглощения для интервала глубин 0—160 км на трассах по фокальному слою и через области современного вулканизма можно выразить функцией $\alpha = k f^m$, где $0 < m \leq 1$, причем « m » уменьшается с глубиной.

2. Подтверждено существенное отличие диссипативных свойств коры и верхней мантии фокального слоя Курило-Камчатских землетрясений и внутренних частей островной дуги. Это отличие сказывается как на абсолютных значениях α_P и α_S , так и на характере их изменения с глубиной и частотой. Высокая добротность фокального слоя (по крайней мере верхних 70 км) скорее всего объясняется относительно низкой температурой среды, что определяет большую жесткость вещества.

3. Наибольшие значения коэффициентов поглощения в фокальном слое получены для глубин около 100 км, в области предполагаемого слоя пониженной прочности. На этих глубинах главным образом увеличивается поглощение низкочастотных составляющих P и S волн (до 1—2 Гц).

4. Обнаружено хорошее совпадение абсолютных значений поглощения упругих колебаний и их зависимостей от глубины и частоты в фокальной зоне камчатских и южнокурильских землетрясений (Федотов, Болдырев, 1969), что свидетельствует о близости физических характеристик вещества верхней мантии в разных частях Курило-Камчатской островной дуги.

Настоящая работа выполнена в Тихоокеанской сейсмической экспедиции Института физики Земли АН СССР. Автор очень признателен всему коллективу ТСЭ за помощь и ценные советы, полученные при обсуждении результатов на всех стадиях исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бюллетень сети сейсмических станций Дальнего Востока. СахКНИИ СО АН СССР. Ново-Александровск, 1964—1968.
- Горшков Г. С. Некоторые вопросы теории вулканологии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 5.
- Магницкий В. В. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968.
- Пасечник И. П. К определению зависимости от частоты коэффициента поглощения продольных сейсмических волн, распространяющихся в мантии Земли.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 6.
- Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 3.
- Федотов С. А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1963, № 6.
- Федотов С. А., Болдырев С. А. О зависимости от частоты поглощения объемных волн в коре и верхней мантии Курильской островной дуги.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1969, №9.
- Федотов С. А., Славина Л. Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 2.
- Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966.
- Халтурин В. И., Урусова Н. В. Оценка поглощения продольных и поперечных волн в коре по наблюдениям над местными землетрясениями.— «Тр. Ин-та физики Земли», 1962, № 25 (192).
- Oliver J., Isacks B. Some evidence on the structure of the mantle near an island arc.— «Trans. Amer. Geophys. Union», 1967, vol. 48, № 1.
- Shebalin N. V. Correlation between magnitude and intensity of earthquakes in asthenosphere. Union geodes. et geophys. intern., Ser. A, Trawaux sci., 1959.
- Vacquier V., Uyeda S. et al. Studies of the thermal state of the Earth. The 19th paper.— «Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo», 1966, vol. 44, № 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Часть I. Сейсмичность Камчатки	7
С. А. Федотов, А. М. Багдасарова. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов в 1897—1961 гг. по данным инструментальных наблюдений	7
С. А. Федотов, П. И. Токарев, А. А. Годзиковская, В. М. Зобин. Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965—1968 гг.)	35
П. И. Токарев, В. А. Широков, В. М. Зобин. Сейсмичность района северной группы вулканов Камчатки	46
В. И. Горельчик. Сейсмичность Южной Камчатки	52
А. А. Гусев, Н. В. Кондорская, С. А. Федотов. О расхождениях кинематических параметров землетрясений севера Курило-Камчатской зоны по данным местной и мировой сетей станций.	63
А. А. Гусев. Ошибки определения параметров очага землетрясений Камчатки	66
Часть II. Сейсмический прогноз на Камчатке	82
→ П. А. Ершов. Об оценке сейсмической опасности для г. Петропавловска-Камчатского	82
→ В. В. Штейнберг, С. А. Федотов. Оценка параметров колебаний почвы в г. Петропавловске-Камчатском при возможном сильном землетрясении	90
С. А. Федотов. Реализация долгосрочного сейсмического прогноза для тихоокеанской фокальной зоны у берегов Курило-Камчатской дуги на 1965—1970 гг. и уточненный прогноз на 1971—1975 гг.	101
→ А. А. Гусев. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности.	109
С. А. Болдырев. Спектры близких курильских землетрясений и их изменение во времени.	119
О. В. Потапова, С. А. Федотов. Исследование параметра $\Theta = \lg \frac{E_S}{E_P}$ для камчатских землетрясений	133
Г. А. Соболев, В. Н. Морозов. Поиск предвестников землетрясений в электротеллурическом поле	141
В. И. Мячкин, Н. А. Долбилкина, Г. С. Кушнир, О. А. Максимов, А. М. Паленов, В. Б. Преображенский. Сейсмическое «просвечивание» очаговых зон землетрясений на Камчатке	151
Часть III. Вулканические землетрясения и свойства верхней мантии Камчатки	161
→ П. И. Токарев, В. И. Горельчик. Сейсмический режим вулканов и прогноз извержений	161
П. И. Токарев. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом	166
✓ С. А. Федотов, О. В. Потапова. Предварительная карта тел на глубинах 30—100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих <i>P</i> и <i>S</i> волны	176
✓ П. П. Фирстов, В. А. Широков. Влияние корней камчатских вулканов на распространение сейсмических волн близких землетрясений	179
✓ Л. Б. Славина, С. А. Федотов. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой.	188
С. А. Болдырев. Спектры упругих волн от слабых землетрясений и оценка поглощения под Камчаткой	200

CONTENTS

Foreword	5
I. THE SEISMICITY OF KAMCHATKA	7
<i>Fedotov S. A., Bagdasarova A. M.</i> The seismicity of Kamchatka and Commander Islands during 1897—1961 according to data of instrumental surveillance	7
<i>Fedotov S. A., Tokarev P. I., Godzikovskaya A. A., Zobin V. M.</i> Detailed data on the seismicity of Kamchatka and Commander Islands (1965—1968)	35
<i>Tokarev P. I., Shirokov V. A., Zobin V. M.</i> The seismicity of the region of northern group of Kamchatka volcanoes	46
<i>Gorelchik V. I.</i> The seismicity of South Kamchatka	52
<i>Gusev A. A., Kondorskaya N. V., Fedotov S. A.</i> On divergences of kinematic parameters of Kamchatka earthquakes determined by local and world—wide nets of seismic stations.	63
<i>Gusev A. A.</i> The errors of determination of parameters of earthquake foci in Kamchatka	66
II. EARTHQUAKE PREDICTION IN KAMCHATKA	82
<i>Ershov I. A.</i> On of seismic danger for Petropavlovsk—Kamchatsky	82
<i>Shteinberg V. V., Fedotov S. A.</i> The evaluation of parameters of ground movements in Petropavlovsk—Kamchatsky during the possible strongest earthquake	90
<i>Fedotov S. A.</i> Realization of long—term seismic prediction for the Pacific focal zone coastal line for of the Kuril—Kamchatka arc for 1965—1970 and corrected prediction for 1971—1975	101
<i>Gusev A. A.</i> Prediction of earthquakes based on earthquake statistics	109
<i>Boldyrev S. A.</i> Spectra of the near Kuril earthquakes and their change in time	119
<i>Potapova O. V., Fedotov S. A.</i> Parameter Θ investigations for Kamchatka earthquakes	133
<i>Sobolev G. A., Morozov V. N.</i> A search for the earthquake forerunners in the electrotelluric field.	141
<i>Myachkin V. I., Dolbilkina N. A., Kushnir G. S., Maksimov O. A., Pelenov A. M., Preobrazhensky V. B.</i> Seismic «intrascopy» of focal zones in Kamchatka	151
III. VOLCANIC EARTHQUAKES AND PROPERTIES OF THE UPPER MANTLE IN KAMCHATKA	161
<i>Tokarev P. I., Gorelchik V. I.</i> The seismic regime of volcanoes and prediction of eruptions	161
<i>Tokarev P. I.</i> Seismic activity of the Kamchatka focal layer and its relation to volcanism	166
<i>Fedotov S. A., Potapova O. V.</i> The preliminary map of bodies at depths of 30—100 km in the upper mantle beneath Kamchatka which screen seismic waves	176
<i>Firstov P. P., Shirokov V. A.</i> The influence of roots of Kamchatka volcanoes on the propagation of seismic waves of the near earthquakes	179
<i>Slavina L. B., Fedotov S. A.</i> The velocities of longitudinal waves in the upper mantle beneath Kamchatka	188
<i>Boldyrev S. A.</i> Spectra of elastic waves from weak earthquakes and the value of their attenuation beneath Kamchatka	200

СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ,
СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
И ИХ СВЯЗЬ С ВУЛКАНИЗМОМ НА КАМЧАТКЕ

Ответственный редактор
Сергей Александрович Федотов

Редактор *Г. А. Есева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Савельева*
Технические редакторы *Т. К. Овчинникова, А. В. Семкова*
Корректоры *В. В. Бухалова, Г. И. Кравцова*

Сдано в набор 14 июня 1974 г. Подписано в печать 20 августа 1974 г. МН 00192. Формат 70×108^{1/16}. Бумага № 2. 13,75 печ. л., 19,3 усл. печ. л.+4 вкл., 23 уч.-изд. л. Тираж 1200 экз. Заказ № 111. Цена 2 р. 46 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

УДК 550.340

Сейсмичность Камчатки и Командорских островов в 1897—1961 гг. по данным инструментальных наблюдений. С. А. Федотов, А. М. Багдасарова. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 7—34.

Рассматриваются инструментальные данные о землетрясениях Камчатки и Командорских островов, полученные по наблюдениям сети постоянных сейсмических станций в 1897—1961 гг. Приводятся краткие сведения об отечественных сейсмических станциях, наблюдавших камчатские землетрясения в эти годы, и указываются имеющиеся каталоги землетрясений. Помещены краткие сведения о камчатских землетрясениях 1897—1910 гг. Дается анализ сейсмичности Камчатки и Командорских островов в 1911—1961 гг. Дается анализ, применявшийся С. А. Федотовым при составлении долгосрочных сейсмических прогнозов для Курило-Камчатской области. Рис. 15, библиограф. 37.

УДК 550.341

Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965—1968 гг.). С. А. Федотов, П. И. Токарев, А. А. Годзиковская, В. М. Зобин. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 35—46.

Приводятся карты эпицентров, вертикальные разрезы, графики повторяемости и карты сейсмической активности для земной коры и мантии Камчатки и области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, построенные по данным наблюдений в 1965—1968 гг. В это время были получены более подробные и точные данные о землетрясениях Камчатки, чем в первый период детальных наблюдений (1961—1964 гг.) или когда-либо раньше. Регистрировались практически все землетрясения Камчатки с магнитудами $M > 3$. На этом материале показываются размещения гипоцентров камчатских землетрясений, изменения плотности гипоцентров по площади и глубине, связь землетрясений с тектоникой и вулканизмом. Рис. 7, библиограф. 12.

УДК 550.348.436

Сейсмичность района северной группы вулканов Камчатки. П. И. Токарев, В. А. Широков, В. М. Зобин. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 46—52.

Проводится детальный анализ пространственного распределения гипоцентров тектонических землетрясений и некоторые особенности проявления роевой активности в районе Северной группы вулканов Камчатки, включающем наиболее активные вулканы Курило-Камчатской дуги. Землетрясения района Северной группы вулканов Камчатки генетически связаны с фокальным слоем Курило-Камчатской зоны и земной корой за его пределами. В отличие от землетрясений фокального слоя, очаги которых распределены непрерывно по всему слою, землетрясения в земной коре связаны с отдельными, пространственно разделенными структурами. В пределах земной коры выделяются три сейсмоактивные зоны: Срединного хребта, района Ключевой группы вулканов, а также зона хребта Кумроц. В Срединном хребте землетрясения происходят преимущественно роями. Наблюдается тенденция миграции роев к югу. Рис. 2, табл. 1, библиограф. 7.

УДК 550.348.436

Сейсмичность Южной Камчатки. В. И. Горельчик. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 52—62.

Приводится детальная характеристика сейсмичности юга Камчатского полуострова за 1962—1969 гг. Очаги землетрясений распределены на исследуемой территории неравномерно, отражая неодинаковую степень интенсивности современных движений различных регионов. Интенсивные современные движения происходят в молодой геосинклинальной области Восточной Камчатки, в складчатых зонах Срединного, Ганальского и Валагинского хребтов, а также в пределах южного окончания Центральной Камчатской депрессии. Вблизи активных и потухших вулканов отмечены рои землетрясений, связанные, по-видимому, с проявлением магматической деятельности. В районе Авачинско-Корякской группы вулканов выделяется асейсмичная область в интервале глубин от 0 до 170 км, которая характеризуется также повышенным затуханием сейсмических волн, пониженной вязкостью и, по-видимому, связана с зоной магмообразования. Рис. 3, библиограф. 14.

УДК 550.341

О расхождении кинематических параметров землетрясений севера Курило-Камчатской зоны по данным местной и мировой сетей станций. А. А. Гусев, Н. В. Кондорская, С. А. Федотов. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 63—65.

Сравниваются координаты, глубины и времена в очаге для землетрясений Камчатки, полученные ручной обработкой по данным местной сети и программой ЭПИ-1 по данным мировой сети. Обнаружен систематический сдвиг по второй системе относительно первой на 20 км к СЗ по эпицентру и +30 км в глубине (для поверхностные землетрясения). Сдвиг эпицентра уменьшается до нуля при переходе к вулканической зоне Камчатки. Рис. 3, библиограф. 5.

Ошибки определения параметров очага землетрясений Камчатки. А. А. Гусев. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 66—81.

Рассмотрена линейная и нелинейная область систематической ошибки в условиях, когда основной ошибкой входных данных является уклонение от стандартной модели. Оценены случайные и систематические ошибки местной и глобальной сети для Камчатки. При сравнении данных разных источников оказалось, что систематический сдвиг эпицентра глобальной сети на 20—25 км к СЗ характерен для основной сейсмической зоны, для вулканической зоны сдвиг невелик. Рис. 5, табл. 2, библи. 17.

Об оценке сейсмической опасности для г. Петропавловска-Камчатского. И. А. Ершов. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 82—90.

Рассмотрены новые материалы, полученные после 1964 г., по оценке сейсмической опасности для территории города. Исследована с помощью микроколебаний частотная избирательность грунтов. Получена обобщенная частотная избирательность различных грунтов, типичных для территории города. Проведено сопоставление эффективности различных приемов, использованных для оценки изменения интенсивности в зависимости от грунтовых условий. Показано, что новые материалы подтверждают полученные ранее выводы. Рис. 5, табл. 1, библи. 9.

Оценка параметров колебаний почвы в г. Петропавловске-Камчатском при возможном сильном землетрясении. В. В. Штейнберг, С. А. Федотов. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 90—100.

Путем экстраполяции графика зависимости скорости колебаний скального грунта, полученного по сейсмограммам местных землетрясений 10—14 энергетических классов, в область максимальных возможных для Петропавловска-Камчатского энергий ($K=17$, $M=8,25$) получена величина скорости, равная 30 см/с, и оценен вероятный спектр скорости колебаний для землетрясения с $M=8,25$; $\Delta=90$ км и глубиной 20—60 км. Спектры сотрясений на разных грунтах, распространенных на территории города, получены умножением расчетного спектра сотрясений скального грунта на частотные характеристики грунтов, определенных по записям на сейсмических станциях и расчетам на ЭВМ. Проведенное сопоставление величин скоростей и ускорений колебаний грунтов с балльностью для 33 землетрясений указывает на необходимость накопления надежных количественных характеристик сотрясений грунта при сильных землетрясениях. Рис. 9, табл. 1 библи. 16.

Реализация долгосрочного сейсмического прогноза для Тихоокеанской фокальной зоны у берегов Курило-Камчатской дуги на 1965—1970 гг. и уточненный прогноз на 1971—1975 гг. С. А. Федотов. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 101—109.

В 1965 г. С. А. Федотовым был составлен долгосрочный сейсмический прогноз для тихоокеанской фокальной зоны у берегов Камчатки и Курильских островов на 1965—1970, 1971—1975, 1976—1980, 1981—1985 гг. В статье показано, что прогноз на 1965—1970 гг. вполне оправдался; дается уточненный прогноз на 1971—1975 гг. Землетрясение с $M=7,7$ 15. XII—1971 г. в Камчатском проливе произошло там, где землетрясение подобной силы ожидалось в первую очередь. Рис. 2, табл. 2, библи. 7.

Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности. А. А. Гусев. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 109—119.

Рассмотрена задача построения и оценки качества прогноза землетрясений с применением методов математической статистики. На основе анализа каталогов землетрясений Камчатки найдены параметры слабой сейсмичности, несущие информацию о будущих сильных землетрясениях. Методами теории узнавания построен алгоритм прогноза. Испытание на независимом материале подтвердило эффективность метода.

Характеристики прогноза: прогнозируются землетрясения с $K_{S1,2} > 12,0$ ($M > 5$) на очередную пятидневку. Вероятность сильного землетрясения в прогнозируемом интервале времени превышает среднюю в 2—3 раза. Рис. 4, табл. 5, библи. 12.

Спектры близких курильских землетрясений и их изменение во времени. С. А. Болдырев. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 119—133.

Рассмотрены основные черты пространственно-временного распределения спектральных характеристик P и S волн от слабых ($M \sim 3+4$) южнокурильских землетрясений, записанных аппаратурой ЧИСС.

Установлена связь формы спектров P и S волн с характером проявления сейсмичности очаговых зон этих землетрясений. Отмечено заметное обогащение спектров объемных волн низкочастотными компонентами перед сильными землетрясениями с $M > 6$. Рис. 6, табл. 2, библи. 13.

Исследование параметра $\Theta = \lg \frac{E_S}{E_P}$ для камчатских землетрясений. О. В. Потапова, С. А. Федотов. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 133—140.

Параметр Θ определяется как логарифм отношения энергий короткопериодных поперечных и продольных волн в очаге землетрясения:

$$\Theta = \lg \frac{E_{S \text{ Дж}}}{E_{P \text{ Дж}}} = K_S - K_P,$$

где K_S и K_P — энергетические классы, определяемые с помощью шкал $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ и $K_{P1,2}^{\Phi 69}$ построенных С. А. Федотовым для оценки энергии камчатских землетрясений.

Параметр Θ определен примерно для 2000 землетрясений Камчатки за 1967—1970 гг. Рассмотрены зависимости Θ от энергетического класса, от глубины очага, распределение Θ по площади. Замечена корреляция скоплений очагов, имеющих отрицательные Θ , с районами, в которых по долгосрочному прогнозу ожидаются сильные землетрясения. Рис. 6, библи. 4.

УДК 550.37

Поиск предвестников землетрясений в электротеллурическом поле. Г. А. Соболев, В. И. Морозов. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 141—151.

На Восточном побережье Камчатки проводится непрерывная регистрация электромагнитного поля Земли в инфранизкочастотном диапазоне на системе станций. Изучена структура поля, его связь с геоморфологией района. Рассмотрено влияние океана на записи земных токов. На основе анализа фонового поля выявлены локальные аномальные изменения в записях станций земных токов, которые начинаются перед сильными землетрясениями. Установлено, что в зависимости от силы землетрясения длительность аномалий изменяется от 3 до 15—17 суток, причем более сильными землетрясениям сопутствуют более продолжительные аномалии. Все аномалии имеют бухтообразную форму, и, как правило, заканчиваются к моменту землетрясения. Обнаружена закономерная ориентировка векторов поля электротеллурических аномалий и пространственная связь места проявления аномалий с эпицентрами землетрясений. Рис. 6, табл. 4, библи. 11.

УДК 550.348.098

Сейсмическое «просвечивание» очаговых зон землетрясений на Камчатке. В. И. Мячкин, Н. А. Долбилкина, Г. С. Кушнир, О. А. Максимов, А. М. Паленов, В. Б. Преображенский, Р. П. Соловьева. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 151—160.

Описывается методика проведения, регистрации и обработки многократно повторяющихся стандартных взрывов, которые с 1966 г. проводятся в Авачинском заливе вблизи побережья Камчатки. Оцениваются ошибки проведения такого рода наблюдений. Приводятся результаты измерений времен пробега упругих волн, пересекающих фокальную зону за 1966—1969 гг. Обнаружены небольшие (0,03 с) устойчивые вариации времен пробега сейсмических волн, которые достоверны с вероятностью 0,85. Рис. 9, табл. 4, библи. 6.

УДК 551.21:550.34

Сейсмический режим вулканов и прогноз извержений. П. И. Токарев, В. И. Горельчик. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 161—166.

Рассматриваются возможности использования вулканических землетрясений для прогноза извержений вулканов. Отмечается возможность прогноза энергии и времени центральных извержений андезитовых вулканов, а также прогноза времени и места побочных извержений. Приводятся примеры изменения наклона графиков повторяемости вулканических землетрясений в процессе подготовки и развития извержения. Рис. 1, библи. 13.

УДК 550.348

Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом. П. И. Токарев. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 166—176.

Излагается способ построения проекции очагов землетрясений и карты сейсмической активности на фокальной поверхности в Курило-Камчатской зоне. В районе Камчатки в фокальном слое выделены три слоя с различными уровнями сейсмической активности с границами на глубинах 60 ± 10 и 140 ± 20 км. Резкое снижение сейсмической активности с второй границе происходит в том месте, где корни вулканов пересекают фокальный слой. Пространственная корреляция сейсмической активности и положение корней вулканов указывают на прямую связь вулканизма с фокальным слоем Камчатки. Рис. 4, табл. 1, библи. 6.

Предварительная карта тел на глубинах 30—100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих P и S волн. С. А. Федотов, О. В. Потапова. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 176—179.

Описывается первая попытка построения карты гипотетических магматических очагов для больших районов Камчатки. Рассматривалось более 400 камчатских землетрясений с глубинами очагов от 0 до 100 км и эпицентрными расстояниями $\Delta < 500$ км. Выделялись аномальные трассы от этих землетрясений на отдельные станции (уменьшение амплитуды P и S в 2 и более раз). Для каждой трассы строилась область, в которой могло лежать экранирующее тело. Учитывалась дифракция. Принималось, что экранирующие тела находятся там, где пересекаются несколько таких областей. Рис. 1, библи. 5.

Влияние корней камчатских вулканов на распространение сейсмических волн близких землетрясений. И. П. Фирстов, В. А. Широков. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 179—188.

По данным землетрясений фокального слоя Камчатки с глубиной очага 35—200 км проводится анализ стационарных особенностей регистрации поперечных волн региональных сейсмических станций. Для станций, расположенных по разные стороны вулканической дуги, отмечается различие спектров записи в исследуемом диапазоне частот 1—10 Гц. Показано, что систематические стационарные погрешности определения энергетического класса землетрясений определяются в основном грунтовыми условиями и условиями распространения волн на трассах сейсмических лучей. Приводятся количественные оценки амплитудного и частотного эффектов частичного экранирования сейсмических волн близких землетрясений для области верхней мантии под восточным вулканическим поясом Камчатки на глубинах до 150 км. Рис. 2, табл. 1, библи. 13.

Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой. Л. Б. Славина, С. А. Федотов. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 188—200.

Оцениваются скорости продольных волн в верхней мантии под различными тектоническими зонами Камчатки. Для оценки использовался способ кажущихся скоростей V^* . В результате исследований получено представление о характере изменения скорости V_P в верхних слоях мантии ($H=30-70$ км) под Камчаткой. Под Восточной Камчаткой в среднем $V_P^* = 7,61$ км/с при $\Delta=150-400$ км и $V_P^* = 7,72$ км/с при $\Delta=400-650$ км. Минимальные скорости ($V_P^* = 7,3-7,5$ км/с) приурочены к вулканическому поясу. Рис. 4, табл. 1, библи. 12.

Спектры упругих волн от слабых землетрясений и оценка поглощения под Камчаткой. С. А. Болдырев. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 200—213.

Описываются особенности спектральных характеристик P и S волн от слабых землетрясений ($m_b < 3,5$), записанных аппаратурой ЧИСС на экспедиционных станциях Камчатки. На основании анализа изменения с расстоянием динамических характеристик сейсмических волн оценены коэффициенты поглощения P и S волн в интервале частот 0,2—30 Гц. Изучены зависимости α_P и α_S от глубины проникновения луча ($0 < H \leq 160$ км) и частоты колебаний. Обнаружена зависимость декрементов поглощения от частоты колебаний, определяемая нелинейным характером изменения α_P и α_S от частоты вида $\alpha = k f^m$, где $0 > m > 1$. Подтверждено, что под Камчаткой, на глубине 80—120 км существует слой с высоким поглощением. Отмечено существенное различие поглощающих свойств среды в областях современного вулканизма и в области разрядки основных напряжений Курило-Камчатской островной дуги. Рис. 4, табл. 5, библи. 13.

1074