

550.344

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В. В. Иванов

(Институт морской геологии и геофизики ДВО АН СССР, о. Сахалин)

СОДЕРЖАНИЕ

1. Введение	31
2. Модельное исследование сейсмических сигналов, возникающих при разрушении твердого тела	38
3. Землетрясение как движущийся источник сейсмического излучения	42
4. Связь параметров траектории и волны цунами	45
5. Связь элементов траектории и деформаций земной поверхности	50
6. Метод оценки траектории землетрясения	57
7. Заключение	61
Список литературы	67

1. Введение. На основе анализа сейсмического излучения во время формирования плоского разрыва при разрушении стеклянной пластинки разработано правило интерпретации афтершоков землетрясения.

Опираясь на это правило и используя развитые в последние десятилетия методы анализа сигналов, содержащих большое количество осцилляции, исследована эволюция процесса землетрясения в течение первых нескольких часов после главного удара. Процесс формирования разрыва увязывается с особенностями генерации волны цунами и возникновения остаточных деформаций при землетрясении. Использованы материалы наблюдения землетрясения 28.03.64 г. в заливе Принс-Уильям-Саунд Аляска.

Землетрясения—сложные разнообразные физические явления [1]. Они довольно часто происходят в сейсмически активных областях, в некоторых случаях вызывая большие разрушения и человеческие жертвы. Крупнейшие землетрясения (Камчатка — 4.11.52г., Чили — 20.05.60 г., Аляска — 28.03.64 г.) проявляются по всему земному шару как колебания земной поверхности с периодами в несколько секунд, которые распространяются как волны со скоростями в несколько километров в секунду. На побережье океана и некоторых из морей подводные землетрясения вызывают наводнения длительностью в несколько десятков часов, распространяющиеся по поверхности воды как волны с периодами около 10 мин. Для неглубокофокусных землетрясений отчетливо выделяется ближняя зона — зона очага землетрясения. В этой зоне проявления землетрясения значительно разнообразнее. Кроме упомянутых сейсмических колебаний и волн на поверхности воды наблюдаются: течения песка и грязи, трещины, разломы, провалы на земной поверхности, обвалы, лавины, движения скал и даже гор, моретрясения (колебания поверхности

воды с сейсмическими частотами), коротковолновые колебания земной поверхности с большими (1 м) амплитудами, появление и исчезновение источников, извержения водяных и песчаных струй, интенсивные и разнообразные звуки, деформации земной поверхности [2]. Такие явления иногда развиваются на территориях в несколько тысяч квадратных километров и длятся иногда несколько часов и даже суток (рис. 1—4).

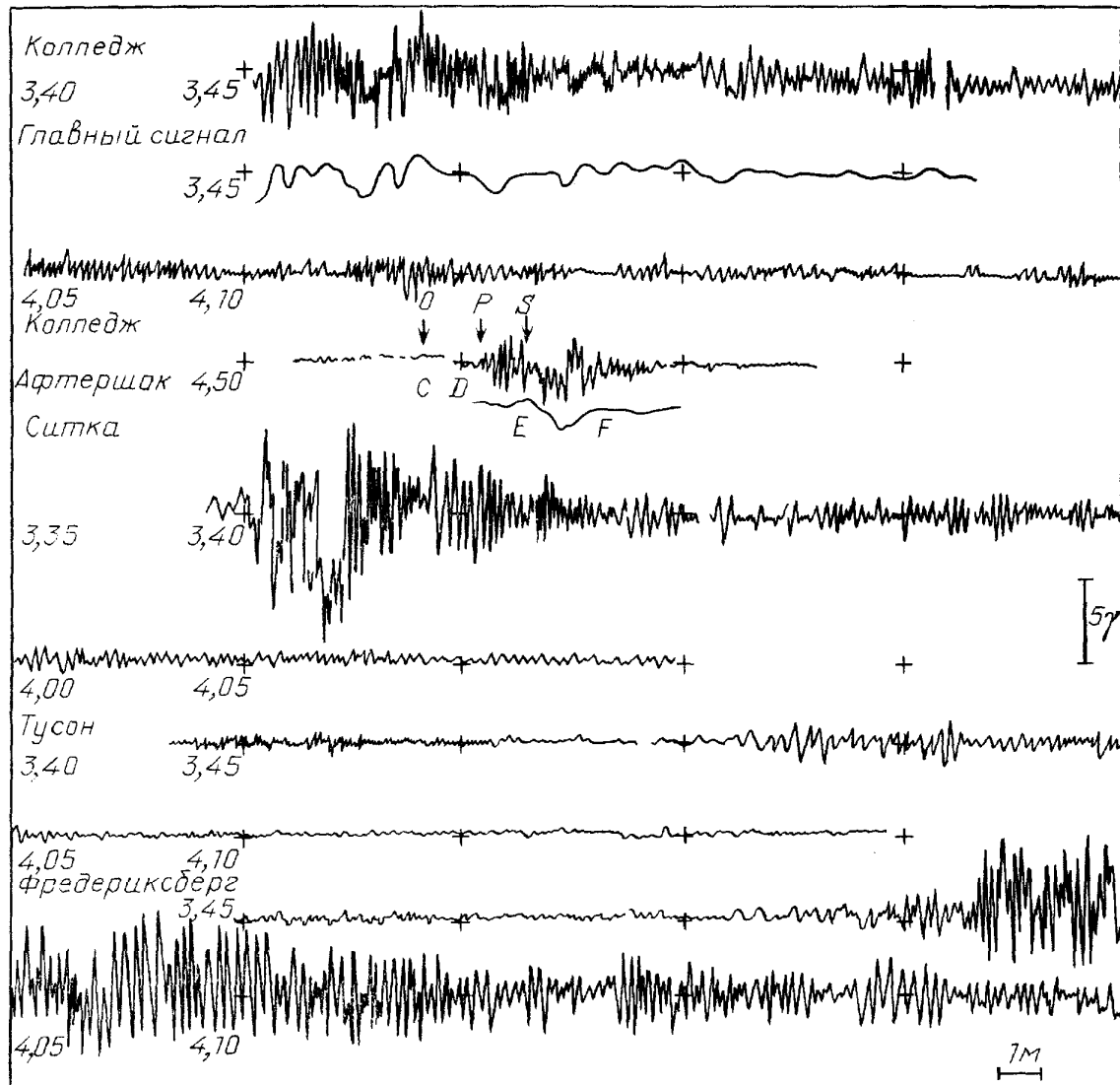


Рис. 1. Запись сейсмических колебаний при землетрясении 28.03.64 г. на Аляске

Волна цунами и явления в ближней зоне землетрясения являются стихийными бедствиями, возможность которых необходимо учитывать и в хозяйственной деятельности. Для этого делают заградительные сооружения, вводят ограничения на строительство в прибрежной зоне, вводятся специальные правила страхования, строительство ведется по специальным проектам, учитывающим возможность сотрясений и деформаций фундамента, действуют специальные сети станций для организации предупреждений землетрясения и его последствий [3]. При этом для качественной оценки землетрясения используется представление о точечном мгновенном процессе, который характеризуется эпицентром и глубиной (пространственной координатой), моментом возникновения и магнитудой — характеристикой интенсивности. На основе определения этих величин по записям сейсмического сигнала (колебания земной по-

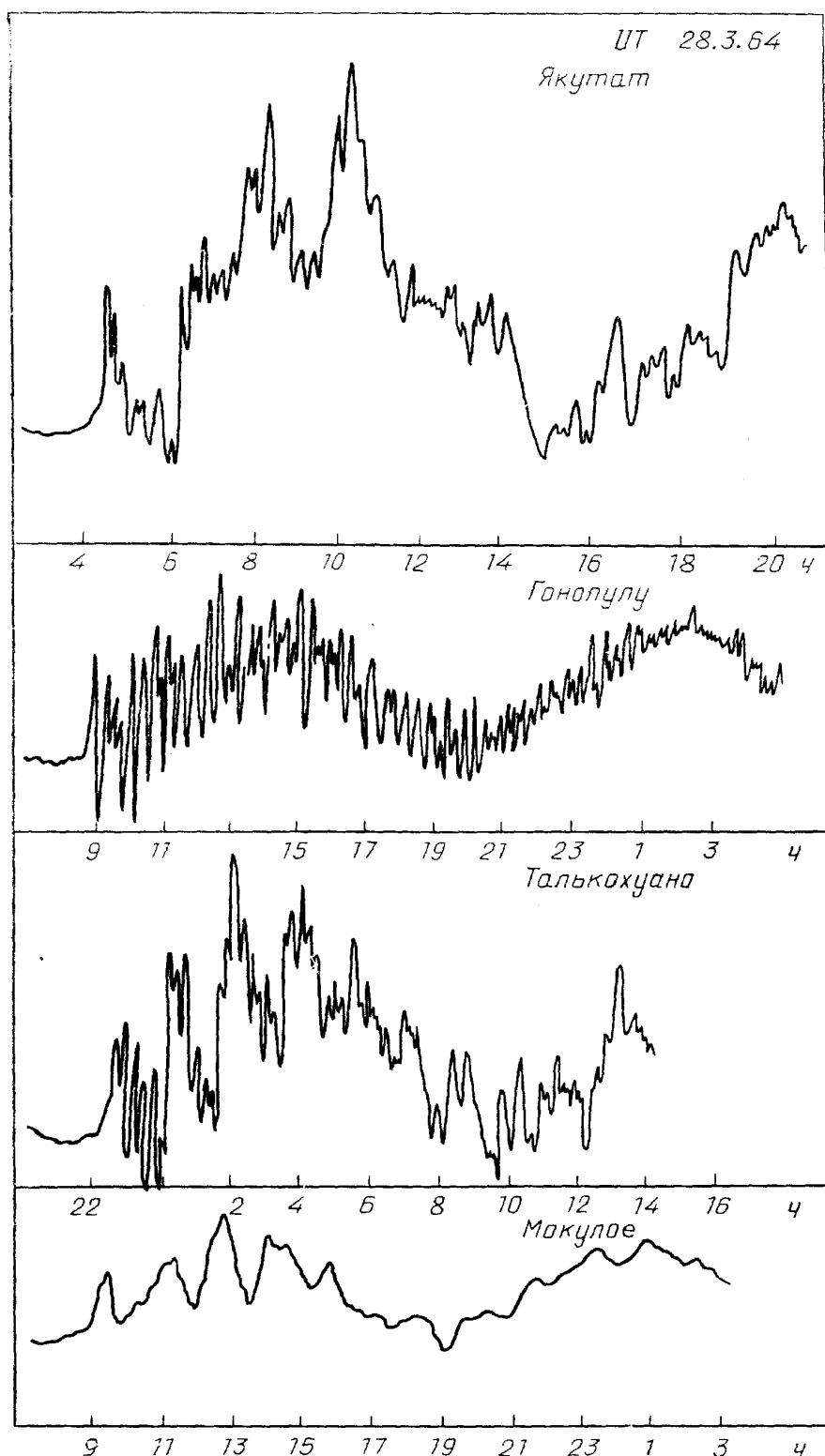


Рис. 2. Записи волны цунами при землетрясении 28.03.64 г. на Аляске

верхности) оценивают размер зоны поражения и интенсивность волны цунами. Представления о разрушениях описываются с помощью понятия балльности сотрясений: чем больше балльность, тем больше разрушения. Например, семибалльные сотрясения означают, что землетрясение «чувствуется всеми, люди выбегают из домов, наблюдаются легкие разрушения хорошо построенных домов и сильные в плохо построенных. В некоторых случаях разрушаются камины и трубы, машины начинают непро-

извольно двигаться на стоянках» [2]. Балльность сотрясений вычисляется по расстоянию от эпицентра, глубине и магнитуде землетрясения по специальным статистическим закономерностям [4].

Образец реальной карты балльностей и результатов вычислений по параметрам землетрясений показан на рис. 4. Это — сотрясения при землетрясении 28.03.64 г. на Аляске. Оценки основаны на интерпретации параметров главного удара, определяемых по первым минутам записи сейсмического сигнала.

Связь параметров сейсмического сигнала и последствий землетрясения носит качественный характер. На рис. 4 видны ошибки такого пред-

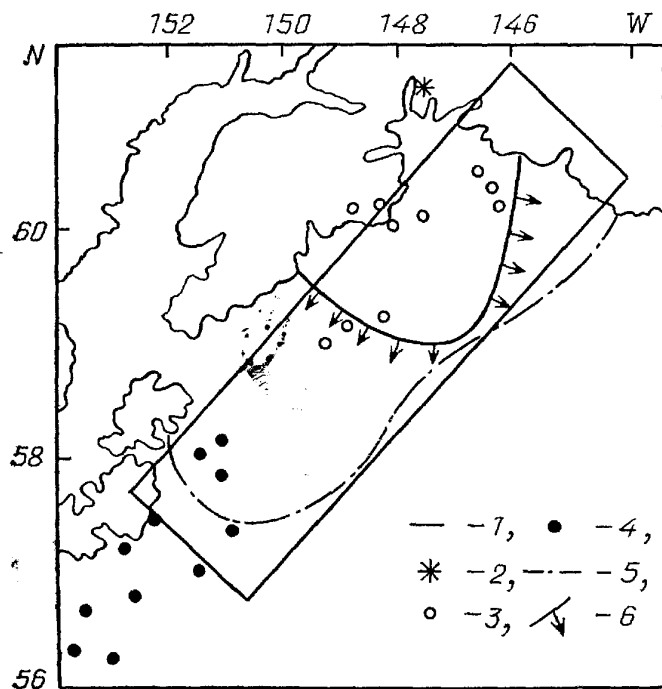


Рис. 3. Карта очага землетрясения и цунами. 1 — проекция плоскости дислокаций, 2 — эпицентр главного удара, 3 — эпицентры юго-западной группы афтершоков, 4 — эпицентры северо-восточной группы афтершоков, 5 — фронт волны цунами через 15 мин, 6 — фронт процессов через 3 мин

ставления. Несколько точек десяти- и даже одиннадцатибалльных сотрясений попадают в область между изосейстами 7 и 8 баллов. Более того результат анализа наблюдаемых разрушений удастся представить в виде односвязных изосейст только для области малых разрушений (меньше 7 баллов) вне области очага. Внутри единой линии 7—12 баллов точки различной балльности распределены спорадически [2]. Авторы анализа [2] отмечают, что даже в пунктах, расположенных на расстоянии в сотни километров от эпицентра (для городов Анкоридж и Сьюард), не удастся ввести одного значения балльности, которая изменяется от 10 баллов на одной границе города до 7 на другой. На аэрофотоснимках области разрушений города Сьюарда отчетливо видна граница области полных разрушений. Наблюдается общее свойство области разрушений, она расположена в окрестности некоторой линии на поверхности Земли. При анализе последствий землетрясения 10.05.58 г. на Аляске в ненаселенной области, покрытой лесом, обнаружено, что разрушения (уничтожение леса) произошли в полосе шириной несколько десятков метров, протянувшейся на сотни километров. Эта полоса расширяется до нескольких километров в окрестности озер или сложных сочленений геологических границ (бухта Литуя). Таким образом, данные наблюдений сильных разрушений лучше формализуются не как область, а как окрестность некоторых линий на поверхности Земли, которые для сильных землетрясений представляются в виде паутинообразной кривой с разветвлениями, проходящей через центр землетрясения. От-

метим, что места 11-балльных сотрясений, как правило, расположены в окрестностях точек разветвления этой кривой. Сформулируем первый недостаток используемого точечного представления землетрясения.

Замкнутые односвязные области определенной балльности качественно неверно представляют картину наблюдаемых разрушений, которые сосредоточены в узкой окрестности некоторой линии, имеющей для сильных землетрясений сложную структуру.

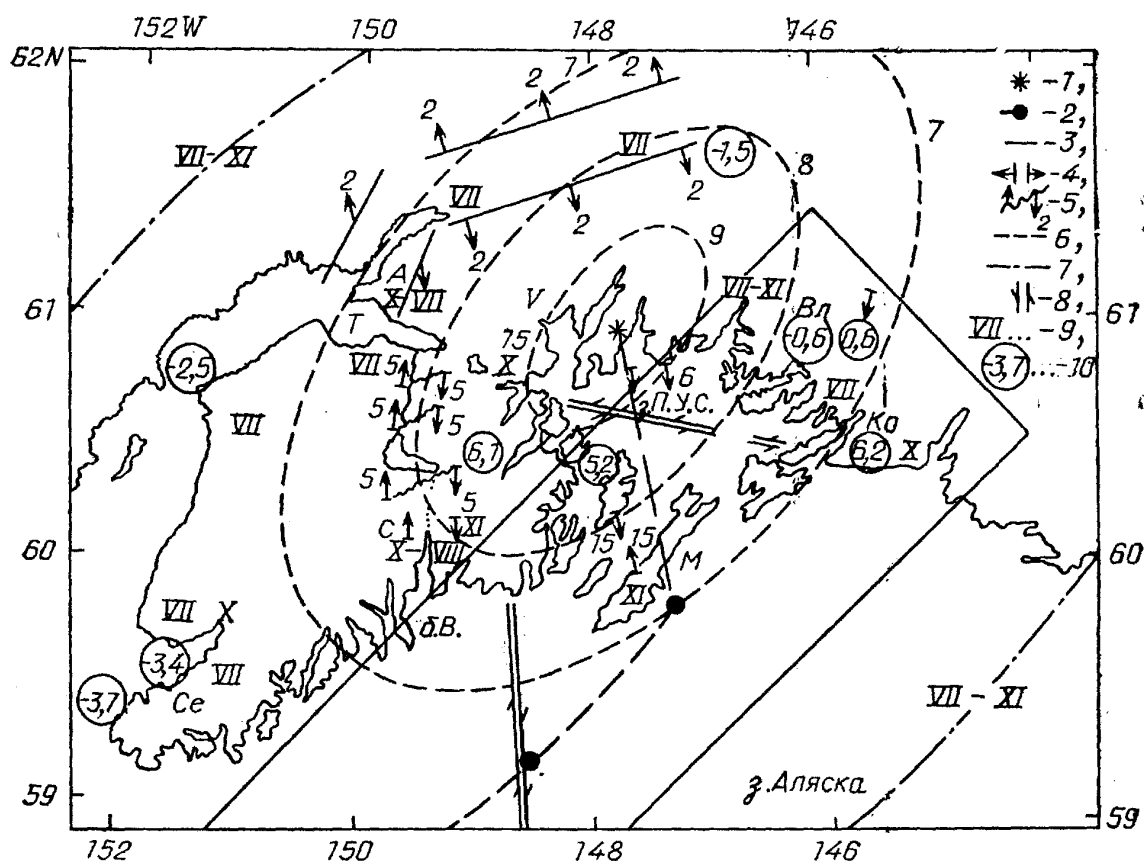


Рис. 4. Ближняя зона землетрясения 28.03.64 г. в заливе Принс-Уильям-Саунд, Аляска. 1 — эпицентр землетрясения, 2 — след лидера первого этапа, 3 — след плоскости разлома, 4 — относительные промеры смещений, 5 — горизонтальные смещения (2 фута и более; направление стрелок — направление смещений), 6 — теоретические изосейсты балл 7, 7 — реальная изосейста балла 7—11, 8 — линия подвижного разлома, 9 — оценка балльности сотрясений, 10 — точка замера вертикальные смещения. А — Анкоридж, б. В — бухта Воскресения, Вл — Валдиз, Ко — Кордова, М — остров Монтэгю, П — остров Портэджд, з. П. У. С. — залив Принс-Уильям-Саунд, С — Сьюард, Се — Сельдовия, Т — пролив Турнаган, Х — Хомер

Второй существенный недостаток существующего представления землетрясения обнаруживается при анализе реального распределения в пространстве времен наступления максимальных разрушений. В теории образования плоскости разлома — это процесс длительностью в несколько десятков секунд. Его проявление в различных точках задержано на время распространения сейсмической волны, вызывающей разрушения. В пределах очага последнее не превышает нескольких минут [5].

На практике разрушения запаздывают значительно больше. Величина запаздывания в различных точках пространства варьируется в значительных пределах, иногда (для землетрясения 28.03.64 г. на Аляске) она составляет несколько минут, иногда — несколько часов (в Кордове — 6 ч, в Сельдовии — 8 ч).

Таким образом, из описания задержек проявления последствий землетрясения создается впечатление, что процесс разрушения распространяется по некоторым выделенным в пространстве линиям. Иногда он быстро — за несколько минут — проходит расстояние в сотни километров вдоль одной линии, останавливается и снова с большой скоростью устремляется в другом направлении. Характерные времена этого сложного процесса изменяются от нескольких минут до нескольких часов. Сами разрушения возникают не вследствие максимальных ускорений в сейсмической волне.

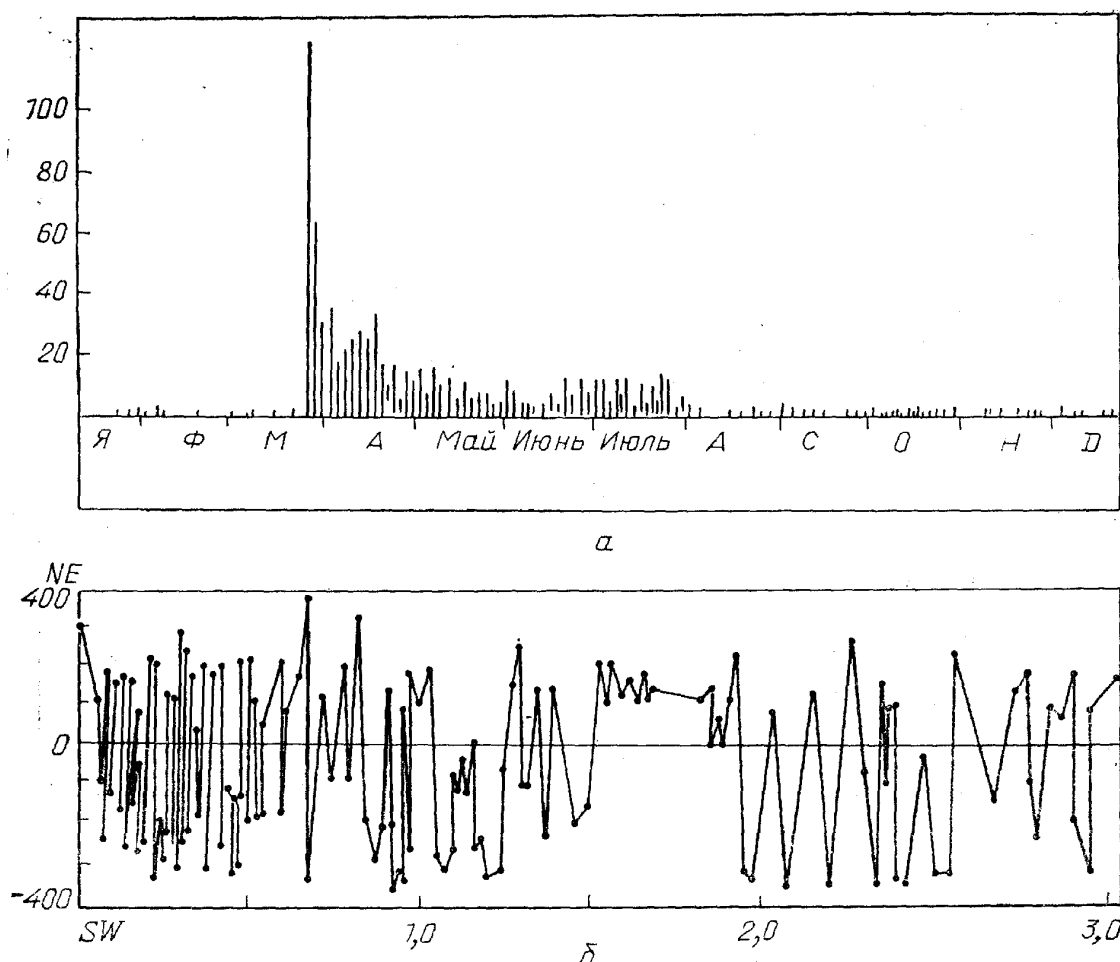


Рис. 5. а — Зависимость числа афтершоков в день от времени в течение 1964 г. б — Смещения эпицентров афтершоков в первые трое суток после землетрясения

Они задерживаются до того момента, когда на Земле появляются колебания поверхности с большими амплитудами, трещины и провалы.

Надо сказать, что эти характерные временные интервалы — десятки минут и часы — содержатся в записях сейсмического сигнала (см. рис. 1, 5) и в вариациях уровня поверхности воды в волне цунами (см. рис. 2). Именно по задержкам генерации волны цунами в различных местах очага [2] сами задержки обнаруживаются наиболее отчетливо. Однако в практической сейсмологии до настоящего времени процесс сводится к однократному удару полной длительностью в несколько десятков секунд, в научной сейсмологии появляются отдельные работы по анализу эволюции процесса. Они выполняются на различной идеологической основе [6—8], используют несогласованные, несопоставленные системы представлений.

В настоящем обзоре рассматриваются те работы этого направления, в которых исходным является представление процесса в виде движущегося

источника случайных сейсмических колебаний с переменной интенсивностью свечения. Это представление обобщает результаты Бен-Менахема [6], который рассматривал движущийся «когерентный источник», и представления Висса и Брюна [9], которые первыми пришли к выводу, что с формированием разрыва связана не только первая фаза колебаний сейсмического процесса. Однако в те далекие с научной точки зрения времена еще не были достаточно освоены представления о наблюдении и интерпретации сигнала, описанного нестационарным случайным процессом [10, 11]. Так что и эти работы были дополнены и обобщены [12, 13].

Основой обобщения послужили результаты модельного эксперимента [14], изложенные в п. 2. Главный из них — обобщение понятия афтершока. Оказывается, что это не отдельное землетрясение, а максимум излучения сейсмического сигнала в едином процессе формирования поверхности разрыва, который в реальных случаях длится значительно дольше, чем это следует из табл. I, где приведены статистические оценки параметров очага землетрясения. Реальная длительность иногда превышает несколько часов.

Таблица I. Усредненные параметры землетрясений

Магнитуда	Сейсмический момент, дин·см	Длина очага, км	Ширина очага, км	Величина смещения, см	Длительность, с
1	10^{17}	0,14	0,09	0,003	—
2	$4 \cdot 10^{19}$	0,4	0,22	0,02	—
3	$1,6 \cdot 10^{20}$	1,1	0,56	0,1	0,3
4	$6 \cdot 10^{21}$	3,0	1,4	1,6	1
5	$2,5 \cdot 10^{23}$	8,3	3,6	3,5	2,5
6	10^{25}	23	9,2	20	7
7	$4 \cdot 10^{23}$	170	60	120	20
8	$1,6 \cdot 10^{28}$	170	60	660	60
9	$6 \cdot 10^{29}$	470	150	3800	150

Процесс формирования разрыва, оказывается, далеко не изотропен в плоскости разрыва. Он быстро, с сейсмическими скоростями, распространяется вдоль ранее сформированного надреза и медленно, со скоростями, в десятки и сотни раз меньшими, внедряется внутрь образца, причем это внедрение происходит ступенчато, с многократными проходами в направлении надреза. Афтершоки излучаются каждый раз, когда изменяется направление развития процесса.

Обобщенное таким образом понятие афтершока может быть использовано для построения траектории, которая описывает движение излучающей точки. Это представление построено для землетрясения 28.03.64 г. (Аляска) в п. 3, где также анализируются его особенности. Главная из особенностей — поэтапное, последовательное формирование поверхности разрыва.

В п. 4,5 проанализирована связь этих особенностей с характерными проявлениями землетрясения, в качестве которых рассмотрены волна цунами (п. 5) и характерные разломы, по которым вследствие землетрясения произошли характерные горизонтальные подвижки (п. 5).

Для практического использования нового представления процесса землетрясения необходимо усовершенствовать измерения сейсмических сигналов сильных землетрясений. Вопросы измерения сейсмических сигналов с целью восстановления траектории рассмотрены в п. 6.

Таким образом, в статье рассматриваются новое представление процесса землетрясения и вопросы, связанные с организацией измерений и использования его для решения задач проблемы предупреждения.

В заключение (п. 7) рассматриваются некоторые стороны проблемы предупреждения, которые могут быть существенно развиты, если использовать это представление. Рассматриваются также научные проблемы, постановка которых проясняется при таком представлении землетрясения.

2. Модельное исследование сейсмических сигналов, возникающих при разрушении твердого тела. Главным физическим процессом, источником всех проявлений землетрясения обычно считается процесс формирования разрыва в твердом теле. Этот процесс исследовался многократно.

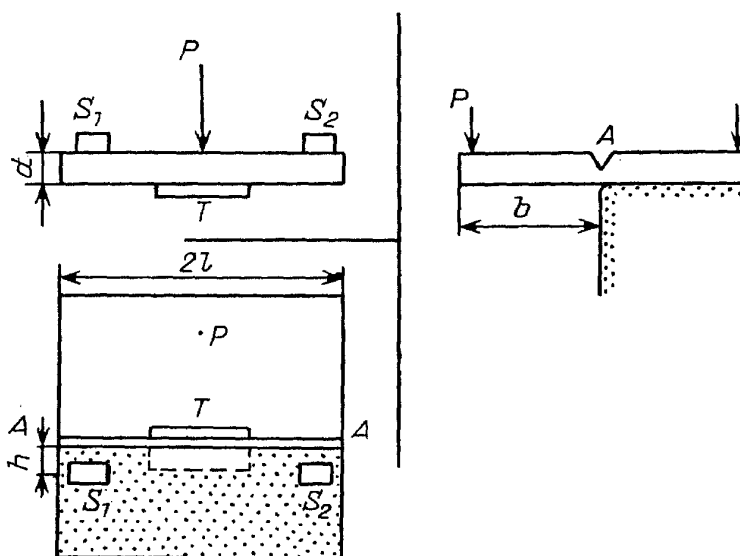


Рис. 6. Схема эксперимента: проекции стеклянной пластинки, надреза, датчиков, нагрузки

Он имеет важные технические приложения [15]. Однако некоторые стороны вопроса остаются неосвещенными. Это — вопросы: чем определяется скорость формирования разрыва, как происходит его формирование, какие при этом излучаются сигналы?

В работе [14] приведены результаты специальных исследований развития во времени потока сейсмических излучений при образовании поверхности разрыва в стеклянной пластинке, предварительно надрезанной алмазным стеклорезом. Такая пластинка разламывалась, как это обычно делается стекольщиками, и особенность эксперимента состояла в том, что при этом регистрировались сейсмические сигналы (вертикальные колебания поверхности) и деформации. Для регистрации первых использовались пьезодатчики, закрепленные на поверхности пластины; для регистрации вторых на нижней стороне пластины закреплялся тензодатчик.

Для эксперимента использованы образцы оконного стекла толщиной $d = 3$ мм. Ширина образца (длина разрыва) варьировалась в пределах от 5 до 60 см. Разрушение производилось вертикальным давлением на горизонтально расположенную пластинку (рис. 6). Вдоль линии предполагаемого разрыва наносился надрез. Величина усилия при разрушении пластины шириной 20 см при плече в 10 см составляла примерно 10 кгс, Схема установки показана на рис. 6.

Произведены две серии экспериментов. В первой серии целью иссле-

дования была оценка длительности процесса формирования разрыва. Во второй серии исследовалось расположение источников излучения импульсных сигналов, обнаруженных при проведении первой серии.

Для оценки длительности формирования разрыва измерялись моменты начала и конца процесса разрушения. Момент начала определялся по записи сигнала сейсмодатчика, расположенного на верхней поверхности пластины в 1 см от надреза. Начало определялось как момент появления первого сигнала. Момент окончания разрушения определялся по записи

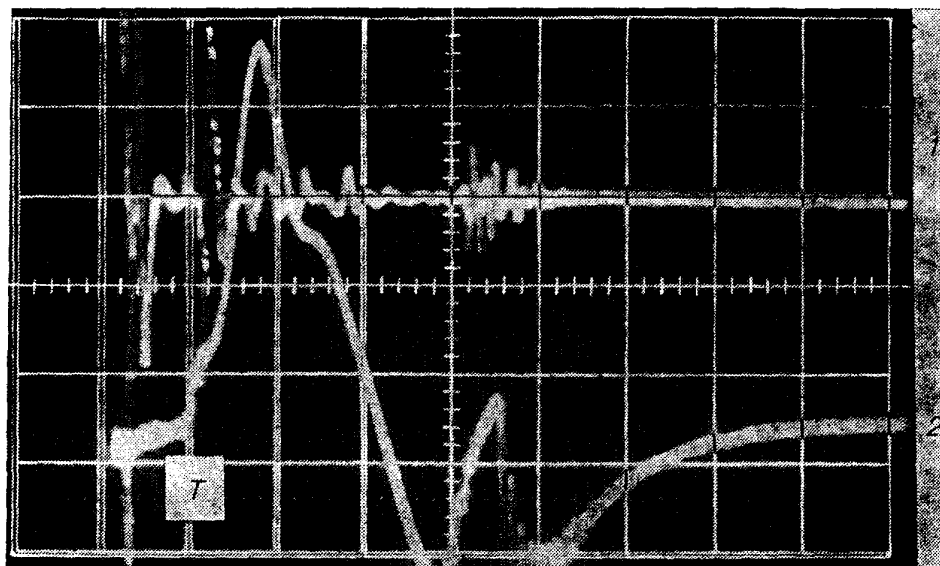


Рис. 7. Запись сигналов при разрушении пластинки. Развертка 10 мс/дел. 1 — сейсмический сигнал, 2 — сигнал тензодатчика; T — интерпретируемый момент завершения формирования разрыва

сигнала тензодатчика, который располагался под надрезом. Этот момент отчетливо выделялся на осциллограмме как начало интенсивных вариаций (рис. 7).

Сигналы регистрировались на электронном осциллографе, скорость временной развертки которого выбиралась так, чтобы зарегистрировать весь процесс от начала до конца (временная развертка 10 мс/дел).

Во второй серии скорость развертки увеличена до 0,5 мс/дел для того, чтобы обеспечить разрешение импульсов, достаточное для определения их координат. Проводилась также контрольная киносъемка с частотой 50 кадров/с. Но этой скорости оказалось недостаточно, в редких случаях процесс разрушения наблюдался на 1—3 кадрах; как правило, он успевал происходить за время между кадрами.

Наиболее существенные выводы следуют из оценки длительности формирования разрыва T , которая изменялась от опыта к опыту в пределах 5—20 мс. Это время много больше длительности отдельного всплеска сейсмического сигнала (10^{-3} — 10^{-4} с). Таких всплесков за время разрыва получается около десяти. Этому времени соответствует скорость внедрения $v_{\perp} = d/T \approx 3 \cdot 10^2$ см/с. Значение этой скорости и является удивительным. Оно на три порядка меньше скорости сейсмических волн, используемой для оценки длительности землетрясения [5]. Это — противоречие не только с предубеждениями, но также с конкретными оценками (10^5 см/с), полученными при интерпретации сейсмического сигнала землетрясения [8, 13, 16].

Это противоречие оказалось несложно проанализировать, поскольку при формировании разрыва в модельном эксперименте излучено много всплесков, которые имеют ярко выраженные вступления и могут быть идентифицированы как отдельные сигналы, т. е. записи этих всплесков на разнесенных датчиках могут быть сопоставлены [14] (см. рис. 8, где представлены записи сейсмических сигналов на разнесенных датчиках, отфильтрованные с подавлением частот < 10 кГц. Расположение датчиков показано на рис. 6. Задержка τ_i сопоставленных сигналов (20—100 мкс) объясняется как следствие различия времен распространения сигнала.

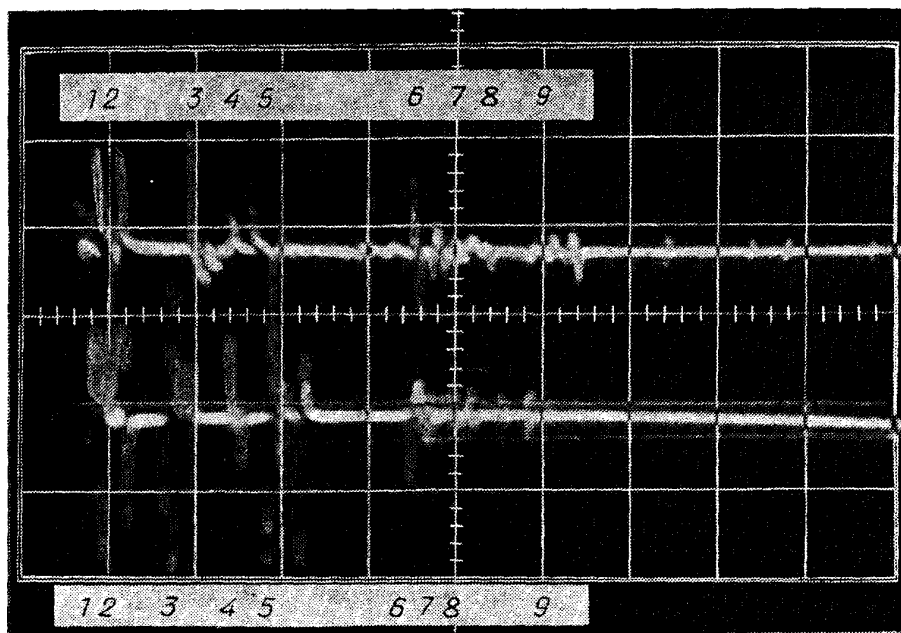


Рис. 8. Записи высокочастотной компоненты сейсмических сигналов на разнесенных датчиках. Скорость развертки 0,5 мс/дел. Длина пластинки 40 см. Указаны номера сопоставленных всплесков

Ее измерение может быть использовано для определения положения источника:

$$c_s \tau_i = [h^2 + (l + x_i)^2]^{1/2} - [h^2 + (l - x_i)^2]^{1/2};$$

здесь x_i — смещение источника относительно центра пластины, h — расстояние от датчиков до места разрыва (в опыте 1 см), l — половина ширины пластины, $c_s \approx 3,4$ км/с — оценка скорости распространения волн. Результаты интерпретации показаны на рис. 9. Видно, что большинство источников расположено на границах пластины ($x_i = l$). Этот результат подтверждает интуитивное правило оценки плоскости разрыва при землетрясении как области афтершокового процесса. Он также согласуется с экспериментально установленным фактом [16]: область афтершокового процесса разделяется на две подобласти, границы разрыва. Если оценить скорость процесса как скорость смещения источников последовательных всплесков, из модельного эксперимента получаем оценку $v_{\parallel} \approx 3 \cdot 10^4 - 2 \cdot 10^5$ см/с. Она хорошо согласуется с оценками сейсмологов.

Таким образом, процесс формирования разрыва существенно анизотропен. Он с большой, сейсмической, скоростью распространяется вдоль надреза и с малой скоростью, порядка метра в секунду, внедряется в образец, многократно осциллируя вдоль надреза. Кинорегистрация под-

тверждает факт существования единого процесса между афтершоками в тех случаях, когда образец попадал в кадр в момент, когда разрыв уже начался, но еще не завершен. На снимке [14] отчетливо видно, что разрыв внедряется внутрь стекла по всему фронту, вдоль всего надреза.

Формирование прямолинейного фронта волны, медленно внедряющегося в тело разрушаемого объекта, легко моделируется при расклеивании катушки липкой ленты (скачтэйп). Если потянуть за конец ленты, то надрыв сначала быстро выпрямляется и становится параллельным оси катушки, а затем лента медленно отрывается по всему фронту сразу, вследствие чего оторванный кусок сохраняет линейчатую поверхность. Явление протекает со скоростью 1 см/с, и его особенности наблюдаются без привлечения приборов. Видно, что каждый раз надрыв формируется у края, выравнивает фронт до другого края, снова формируется и т. д., при этом на свежесформированной поверхности под микроскопом видны следы в виде параллельных прямых линий. Сейсмический сигнал при расклеивании ленты также представляет собой последовательность всплесков, показанную на рис. 10.

Таким образом, материалы наблюдения разрушения стекла вскрывают интересную особенность этого процесса — анизотропию скорости роста поверхности разрыва. Эта величина совпадает с сейсмическими скоростями при движении параллельно ранее сформированной трещине и сравнительно мала в поперечном направлении. Эта особенность вскрывает новую интересную характеристику процесса разрыва — скорость $v_{\perp}$ внедрения трещины. Ее величина существенно влияет на макроскопические эффекты разрушения. Механический импульс, переданный вследствие вскрытия разрыва осколком, пропорционален длительности процесса ΔT и, следовательно, обратно пропорционален скорости. Оценка этой величины

$$p_i \approx \sigma_{iK} S_K \Delta T \approx \sigma_{iK} S_K \frac{d}{v_{\perp}}$$

(σ_{iK} — исчезающее при разрыве напряжение, S_K — площадь разрыва), т. е. часть энергии, выделившаяся в движение осколков, обратно пропорциональна квадрату скорости внедрения трещины. При малых скоростях она может стать большой; в частности, в опытах со стеклом она составляла около 10% энергии напряжений, что было определено по периоду колебаний осколка, расположенного на поверхности стола. Последнее обстоятельство может оказаться важным при интерпретации землетрясений. Суммируем основные выводы, существенные с точки зрения интерпретации сейсмических сигналов землетрясения.

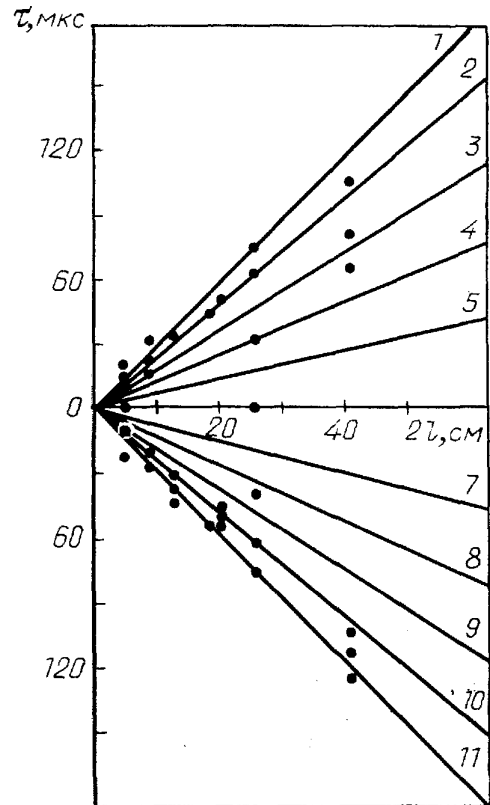


Рис. 9. Зависимость интервала между сопоставленными всплесками от ширины пластинки. Линии 1—11 соответствуют излучению с границ образца, 2—10 — излучению с расстояния $2l$ от границы

1. Главный удар — это не процесс формирования разрыва, а сигнал о его начале.

2. Эволюция процесса формирования разрыва может быть установлена при интерпретации афтершоков — максимумов интенсивности, задержанных относительно главного удара, излучаемых с поверхности разрыва в момент, когда процесс выходит на неоднородности или изменяет направление распространения. При этом процесс наблюдается как излучение движущегося источника.

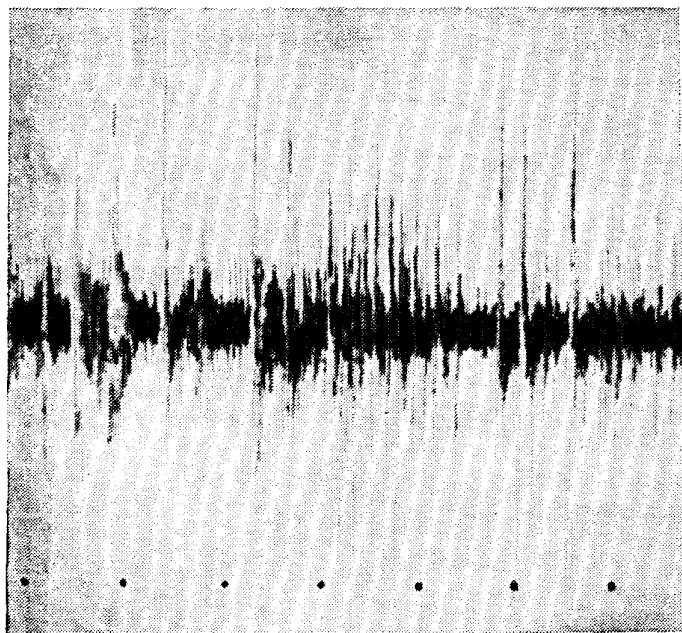


Рис. 10. Сейсмический сигнал при формировании поверхности разрыва расклеивающейся ленты. Метки времени 1 с

3. Землетрясение как движущийся источник сейсмического излучения. Простейшее представление землетрясения как точечного мгновенного источника не описывает локальных особенностей явления и характеристик его эволюции во времени. Оно может быть дополнено с использованием наблюдений особенностей сейсмического излучения. Источники этого излучения очень неоднородно распределены в пространстве и времени. Его максимумы могут рассматриваться как последовательность из отдельных мгновенных источников,

расположенных на траектории процесса. Полагая распространение процесса между этими точками непрерывным, получаем представление процесса посредством движущейся излучающей точки. Траектория определяется мировыми точками последовательных максимумов.

Такое представление содержит достаточно подробную информацию о пространственно-временной эволюции землетрясения, и его можно положить в основу для изучения картины развития различных явлений при землетрясении (генерация цунами, подвижки, моретрясения).

Отметим некоторые свойства траектории. Для этого используем материалы наблюдения Аляскинского землетрясения 28.03.64 г. [17]. Последовательные максимумы излучения, их координаты и моменты в источнике приведены в табл. II. Развитие процесса проиллюстрировано на рис. 11, *а—г*. На рис. 11, *а* и *б* показан след траектории на поверхности Земли. На рис. 11, *в* показана временная развертка проекции траектории на большую ось плоскости дислокаций, определенной в [18] по результатам интерпретации деформаций земной поверхности, на рис. 11, *г* зависимость от времени интенсивности излучения в первый час развития процесса.

Видно (см. рис. 11, *а*), что излучающая точка движется в пределах плоскости остаточных дислокаций. Максимумы излучения, как правило, расположены в точках поворота траектории, грубо совпадающих с границей плоскости дислокаций. Последнее полностью подтверждает выводы из анализа сейсмических сигналов при разрушении стеклянной пластинки. Исключением являются точки 1—6, 14—18, 27—30 траектории. На этих

Таблица II. Параметры афтершоков

Афтершоки						Афтершоки					
№ в [7]	№ п/п.	Время в источнике ч. мин. с	Координаты		Магнитуда, M	№ в [7]	№ п/п.	Время в источнике ч. мин. с	Координаты		Магнитуда, M_j
			λ , °N	φ , °W					λ , °N	φ , °W	
5	1	3.36.14	61,05	147,48	8,1	19	29	6.15	60	149	4,7
	2	3.38.50	59,7	147,2			30	6.24.13	59	148,3	
	3	3.41.15	59,2	148,5			20	6.29.15	57,7	151,3	
	4	3.44	59	150			21	6.32.40	60,9	147,6	
	5	3.48.20	58,2	151			22	6.36.50	57,4	152,5	
	6	3.52.10	57,5	153,7			23	6.41.28	59,0	147,8	
	7	3.56.20	59,0	148,1			24	6.42.57	57,98	151,6	
	8	4.02.40	58,7	148,3			25	6.43.54	58,2	151,2	
	9	4.05.45	56,5	153,8			26	6.50.48	56,9	151,7	
	10	4.10.25	59,0	146			27	6.53.35	58,8	149,5	
	11	4.14.0	56,0	154			28	6.59.50	56,3	153,3	
	12	4.24.0	57	153,5			29	7.02.30	58,6	150,8	
	13	4.28.15	59,5	149			30	7.03.58	56,6	152,9	
	14	4.38.0	57,5	152			31	7.09.07	59,8	148,1	
	15	4.42.0	58,5	150			32	7.10.22	58,8	149,3	
8	16	4.54.10	59,8	149,3	6,1	33	44	7.16.16	58,0	150,7	5,3
	17	5.06	59,5	149		34	45	7.24.25	59,6	148,7	
9	18	5.17.21	60,4	146,7	5,1	35	46	7.28.18	57,5	151,3	5,0
10	19	5.31.20	57,4	151	5,2	36	47	7.30.29	57,3	151,7	5,6
11	20	5.33.50	60,05	146,4	5,5	37	48	7.39.15	59,1	149,1	4,6
12	21	5.35.40	57,2	153	5,8	38	49	7.44.08	59,5	146,5	5,0
13	22	5.38.19	60,8	147	5,3	39	50	7.47.44	58,14	150,5	4,9
14	23	5.42.40	64,7	150,2		40	51	7.48.48	56,9	153,3	5,1
15	24	5.44.5	60,1	148,8	4,9	41	52	7.50.22	56,4	152,7	5,0
16	25	5.46.30	59,0	149,1	5,4	42	53	7.52.08	56,4	152,8	4,7
17	26	5.49.30	56,3	154	5,1	43	54	7.55.06	58,2	150,4	4,5
18	27	5.55.30	60	145	5,5	44	55	7.59.40	57,9	151	4,7
	28	6.08.45	60,15	148,5		45	56	8.05.23	59,9	150,1	4,7

участках процесс развивается приблизительно в направлении главной оси плоскости дислокаций и сопровождается большим количеством промежуточных максимумов, не обнаруженных при разрушении пластинки.

Аналогичные особенности наблюдаются и на картине временного развития источника (см. рис. 11, в). Показанный на рисунке участок траектории разделяется на три этапа. Первый этап (точки 1—13) содержит две стадии. На первой стадии источник медленно движется в направлении главной оси плоскости дислокаций, на второй — осциллирует вдоль этой оси в пределах этой плоскости. Характеристики второй стадии просто согласуются с материалами, полученными при модельном исследовании, источник движется между границами со скоростью 1,4—2,6 км/с. Процесс распространяется вдоль надреза с сейсмическими скоростями. Участок траектории от точки 14 до точки 18 не имеет аналога в модельном эксперименте. На этом участке процесс распространяется относительно медленно (0,5—1,0 км/с), излучая большое количество промежуточных всплесков и не изменяя в главных чертах направления движения. В работе [13] эта стадия названа лидерной по аналогии с процессом грозового разряда [19], как известно, предваряемого лидером, формирующим канал, по которому пойдет разряд.

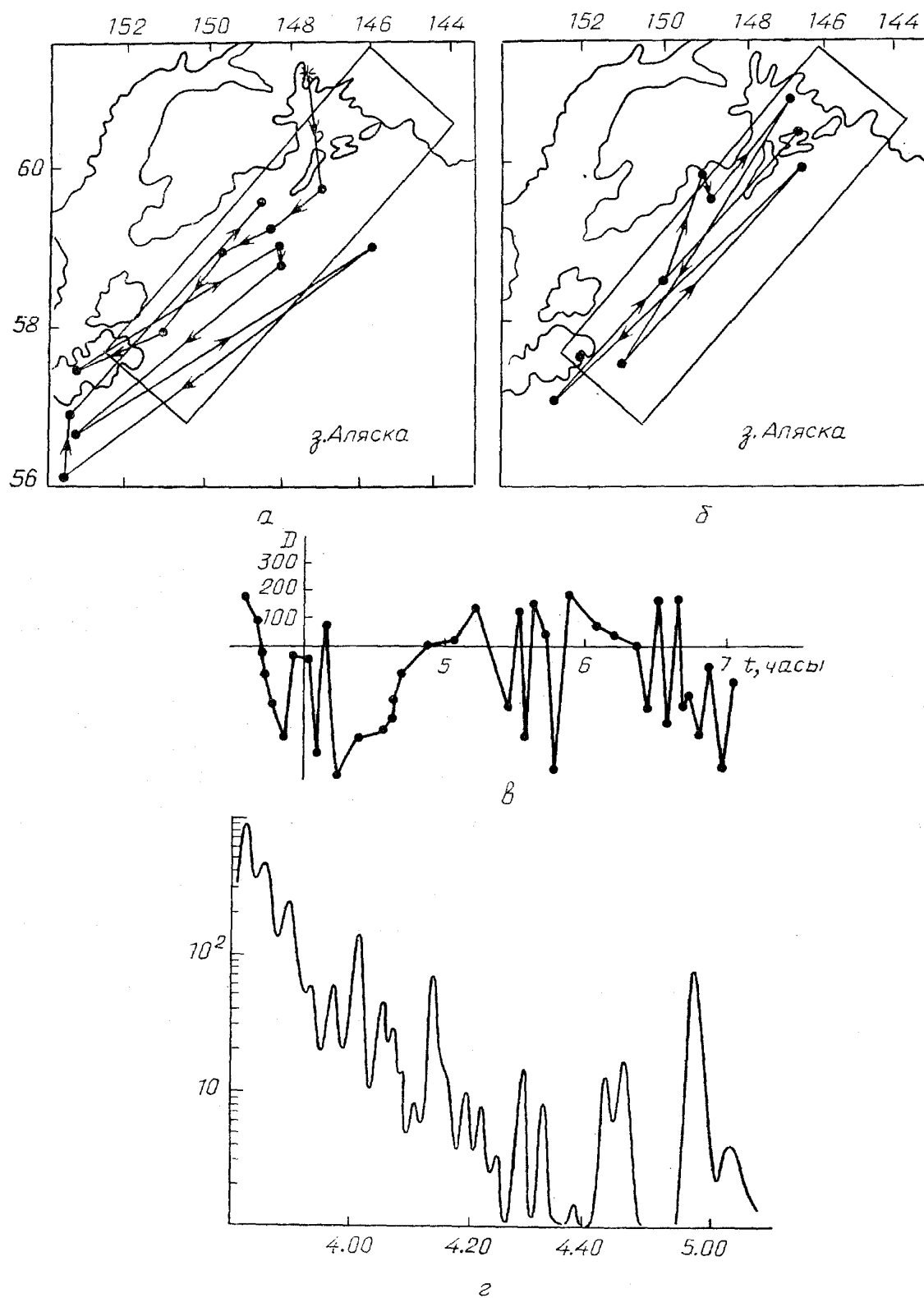


Рис. 11. Траектория источника сейсмического излучения для землетрясения 28.03.64 г. на Аляске. *a* — След первого этапа траектории. *б* — След второго этапа траектории. *в* — Зависимость смещения источника от времени. *г* — Зависимость интенсивности излучения от времени

Лидерная стадия и стадия формирования разрыва, по-видимому,, составляют первый этап землетрясения. Второй этап (точки 14—25) также начинается с лидерной стадии (точки 14—18), которая после точки 18 переходит в осцилляции. Они происходят (см. рис. 11, б) в несколько измененной плоскости. Изменяется положение северо-восточной границы плоскости, и главная ось, вдоль которой происходят осцилляции, отклоняется примерно на 5° . После завершения второго этапа с некоторой задержкой начинается третий и т. д. Всего в процессе отчетливо выделяется 6 этапов общей длительностью около 12 ч. С большими задержками (сутки и более) также наблюдаются отдельные всплески излучения, однако они не образуют полного этапа, лидерная стадия не завершается осциллирующим процессом.

Таким образом, процесс землетрясения может быть представлен как последовательность нескольких завершенных этапов, каждый из которых содержит две фазы — лидерную, когда, с нашей точки зрения, формируется надрез, по которому в дальнейшем происходит разрушение, и осциллирующую фазу, которую, следуя материалам модельного эксперимента, можно рассматривать как формирование плоскости разрыва. Длительность отдельного этапа зависит от размеров очага и составляет несколько десятков минут. Этапов может быть несколько; очаги каждого из этапов несколько различаются.

Обсудим особенности вариации интенсивности излучения (см. рис. 11, г). В общих чертах они совпадают с особенностями излучения при разрушении стеклянной пластинки: излучение состоит из отдельных всплесков, максимальные из которых начинают и завершают процесс формирования разрыва. Однако наблюдаются некоторые отклонения. Первое: на лидерной стадии сигнал излучается практически непрерывно, вместо отдельных всплесков наблюдается непрерывное излучение, максимумы которого превышают фон в 2—3 раза. Второе заключается в том, что, хотя, действительно, максимумы, начинающий и завершающий формирование разрыва, превышают по амплитуде промежуточные, тем не менее они значительно менее интенсивны, чем главный максимум, который излучается на лидерной стадии процесса и определяет магнитуду землетрясения.

Таким образом, с движением источника коррелированы особенности изменения интенсивности излучения точки. На лидерной стадии излучение состоит из большого количества всплесков, сильнейший из которых не всегда начинает процесс (на первом этапе это второй по счету максимум). Максимумы излучения на второй стадии этапа, как правило, возникают на граничных точках траектории, где направление движения изменяется на противоположное. Второй, третий и т. д. этапы характеризуются теми же особенностями, что дает основание считать такое представление процесса физически содержательным.

4. Связь параметров траектории и волны цунами. Представление землетрясения движущейся точкой, излучающей сейсмические волны, можно использовать для анализа эволюции последствий в пространстве и времени. По количеству приносимых бедствий наиболее интересными последствиями являются волны цунами и деформации земной поверхности. Ниже на примере землетрясения 28.03.64 г. (Аляска) анализируются особенности генерации волны цунами.

Обычно при вычислении волны цунами в проектных расчетах используется поршневой механизм возбуждения, когда предполагается, что волна

произошла вследствие однородного [20] или неоднородного [21] в пространстве, мгновенного во времени подъема дна акватории на площади очага землетрясения. Это простейшая модель. Она качественно описывает явление, но практически не отражает особенности временной эволюции и пространственного распределения волны. Эти особенности весьма разнообразны, и их полезно учитывать при формировании прогноза. В частности, такая модель не описывает задержки генерации волны цунами в п. Сельдовия (задержка на 8 ч) и в п. Кордова (задержка на 6 ч) при землетрясении 28.03.64 г. Эти пункты расположены внутри области очага, и теоретическая задержка равна 0. Так что проблему генерации

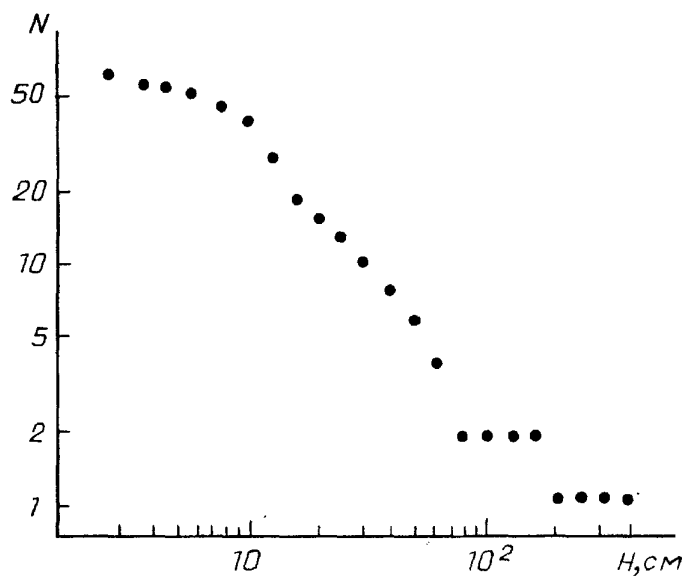


Рис. 12. Количество цунами в зависимости от амплитуды волны, зарегистрированных в Мияко (Япония)

цунами при землетрясении нельзя считать решенной, как это иногда делается в официальных и научных выступлениях.

Ниже рассматриваются два вопроса этой проблемы. Первый: какие характеристики траектории определяют положение очага цунами, определяющего время прихода волны в различные точки побережья? Второй: какие особенности траектории связаны с возбуждением интенсивных волн и определяют направление их распространения, область пространства, в которой они проявляются?

Цунами — сложное понятие. Относящиеся к цунами длиннопериодные волны на

морской поверхности возникают при землетрясениях всегда, и их амплитуда, как правило, не превышает 20—30 см. (На рис. 12 представлено распределение частот появления волн цунами различной амплитуды в п. Мияко.) Такие волны не превышают уровня прилива и представляют интерес для науки как источник информации о землетрясении. Объявлять тревогу среди населения о появлении таких волн нет необходимости; такие тревоги только дискредитируют саму идею предупреждения. Но очень редко и, как правило, на небольших участках побережья (размеры от 10 до 100 км) возникают волны, по высоте превышающие 5 м. Это разрушительные волны, они смывают растительность [2, 22], уничтожают строения; редкий человек, попавший в такую волну, остается в живых. Поэтому второй из перечисленных вопросов является центральным для разумной организации системы предупреждения цунами.

Обычно *очагом цунами* называют область поверхности океана, ограниченную фронтом волны цунами в момент главного удара землетрясения T_0 . Вопрос состоит в том, как оценить эту границу по сейсмическому сигналу.

Решение вопроса опирается на два предположения: первое — волна цунами и сейсмические колебания — это два различных типа излучения одного процесса, одного и того же источника; второе — волна цунами излучается в том случае, когда источник расположен под поверхностью океана или моря.

Движущийся точечный источник сейсмического излучения не приводит к точечному источнику волны цунами, потому что источник движется и скорость этого движения больше скорости волны цунами. Контур источника, определяемый как огибающая обратных изохрон [20], в этом случае не является физически содержательным понятием — фронтом волны; это — аналитическое продолжение фронта, сформировавшегося

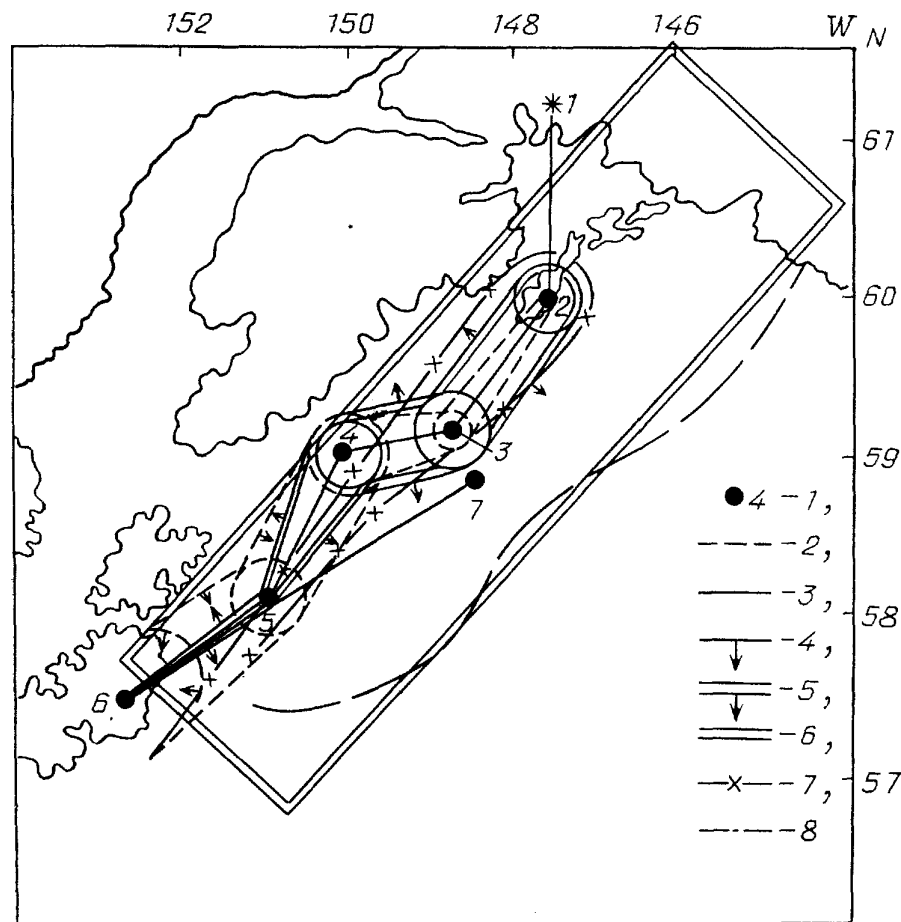


Рис. 13. Восстановление очага цунами по траектории сейсмического сигнала. 1 — положения последовательных максимумов сейсмического излучения, 2 — изохроны, соответствующие временам $T_6 - T_i$ (отрицательный радиус кривизны), 3 — изохроны, соответствующие времени $T_6 - T_i$ (положительный радиус кривизны), 4 — очаг цунами по траектории, 5 — фронт волны цунами в момент формирования, 6 — проекция плоскости дислокаций, 7 — очаг цунами, восстановленный Парарасом и Кароянисом, 8 — очаг цунами, восстановленный ван Дорном

к некоторому моменту T_2 ко времени главного удара T_0 ($T_0 < T_2$). Опираясь на эти замечания из анализа траектории сейсмического сигнала Аляскинского землетрясения (см. табл. II), можно увидеть, что формирование фронта волны началось в момент $T_1 = 3$ ч 39 мин, когда траектория вышла из пролива Монтегю, т. е. задержано на 3 мин относительно главного удара. Оно продолжалось до момента 3 ч 52 мин (точка 6 траектории) когда направление движения изменилось на обратное. Сформированный к моменту $T_2 = 3$ ч 52 мин фронт волны можно построить как огибающую к фронтам волн, возбужденным из всех промежуточных опознанных точек лидерной фазы траектории. Это точки 2—6. При этом из каждой точки x_i, y_i, T проводится окружность радиусом $s(x_i, y_i, T)$ ($T_2 - T_i$); $s(x_i, y_i)$ — скорость волны цунами в точке x_i, y_i . Огибающая этих окружностей и представляет собой искомый фронт. Кривая показана на рис. 13 и практически совпадает с результатами восстановления фрон-

та волны, уточненными в работе [23]. Отметим одну особенность фронта. Это — волна быстродвижущегося источника, известная в гидродинамике [24] как корабельная волна на мелководье. Она имеет ярко выраженную направленность — максимумы излучения сосредоточены в окрестности углов $\theta = \pm \arccos(c/v_{\parallel})$ с направлением движения.

Для восстановления очага цунами необходимо фронт волны аналитически продолжить к моменту главного удара T_0 . В случае Аляскинского

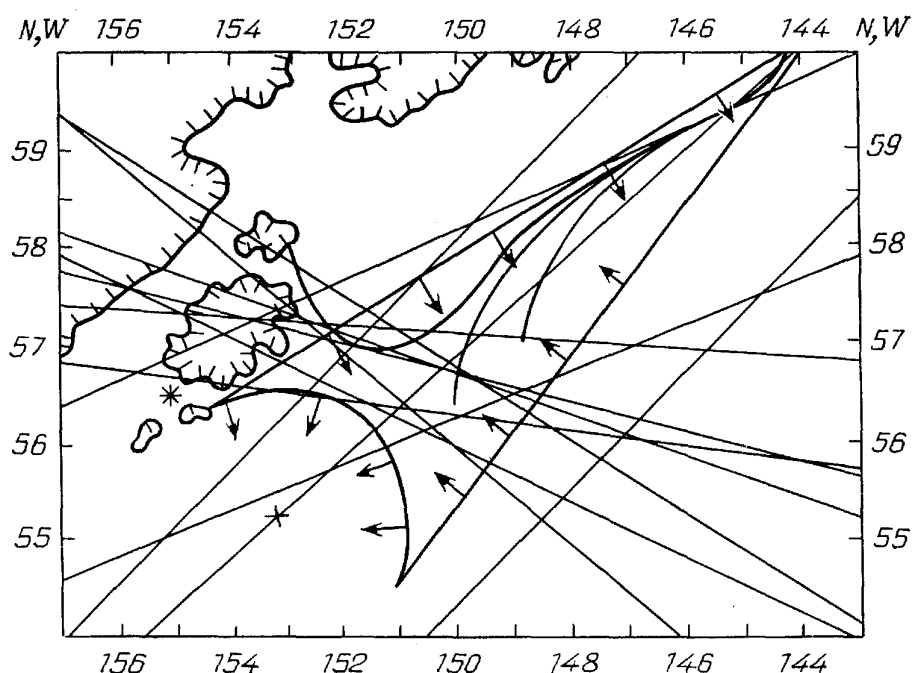


Рис. 14. Осредненный очаг и обратные изохроны по результатам отдаленных наблюдений

землетрясения этот удар произошел под поверхностью суши и волна цунами не генерировалась. Поэтому в роли очага выступает не реальный фронт, а его аналитическое продолжение к этому моменту времени. Аналитическим продолжением фронта волны точечного источника к моменту времени, когда волны еще не существовало, является окружность с отрицательным радиусом кривизны, равным $-c(T_2 - T_0)$. Поэтому аналитическое продолжение фронта, который содержит два точечных мгновенных источника, содержит вогнутые участки с отрицательным радиусом кривизны, показанные на рис. 13 в окрестности точек начала генерации и смены направления движения сейсмического источника.

Последнее обстоятельство оказалось незамеченным в работах по реконструкции очагов землетрясений [20, 25]. Причина — некорректность задачи построения огибающей обратных изохрон. В результате семейство изохрон вообще не имеет огибающей, что показано на рис. 14, где представлены обратные изохроны для цунами 28.03.64 г. [26]. Обычно допускают произвол и строят внутреннюю огибающую. Такой очаг не дает правильной оценки направленности волны. Для корректной оценки необходимо параметризовать модель контура. Простейшая модель — очаг равномерно движущейся точки. В этом случае очаг состоит из двух дуг окружностей с центрами в точках 1 и 2, начала и завершения движения — с радиусами $-c_2(T_2 - T_0)$ и $-c_1(T_1 - T_0)$. Для завершения контура эти дуги должны быть соединены общими касательными. Такой очаг,

построенный по моментам прихода волны в точки, расположенные на Тихоокеанском побережье [27], для цунами 28.03.64 г. [28] построен в [26] и показан на рис. 14. Он заметно отличается от точного очага, построенного по данным ближней зоны, однако содержит участок с отрицательным радиусом кривизны, который соответствует задержке времени возбуждения волны $T_2 - T_0 \approx 15$ мин, вполне согласующейся с оценками по сейсмической траектории.

Сопоставление приведенных результатов показывает, что траектория сейсмического сигнала — достаточно точная информация для построения очага цунами, оценка которого получается по качеству лучше, чем оценка по обратным изохронам дальней зоны, и приближается по качеству к оценке, основанной на ближних к источнику регистрациях момента прихода волны.

Отметим, что для формирования представления об очаге цунами существенны две точки траектории: точка, в которой траектория впервые выходит под поверхность океана, и точка, в которой скорость сейсмического источника сравнивается или становится меньше скорости волны цунами.

Реконструкция очага цунами используется для решения двух задач — оценки момента прихода волны в различные точки побережья и оценки направления распространения волны — участка побережья, на котором

должны наблюдаться максимальные волны. Оценка очага по сейсмическому источнику дает правильный ответ на первый вопрос и неточный на второй. Дело в том, что фронт волны цунами — не главный поражающий фактор. В некоторых случаях волна начинается с отлива, в некоторых — с медленного подтопления (рис. 15). Поражающими являются крутые волны, на отмели вырождающиеся в бор. На представленной на рис. 15 записи волны цунами 28.03.64 г. в Ситка — это интенсивный всплеск, задержанный на 25 мин относительно фронта. Его амплитуда в несколько раз превосходит амплитуду фронтового подъема. Судя по задержке, этот всплеск генерирован не на лидерной стадии, а во время осцилляции при формировании плоскости разрыва. Это обстоятельство не случайно.

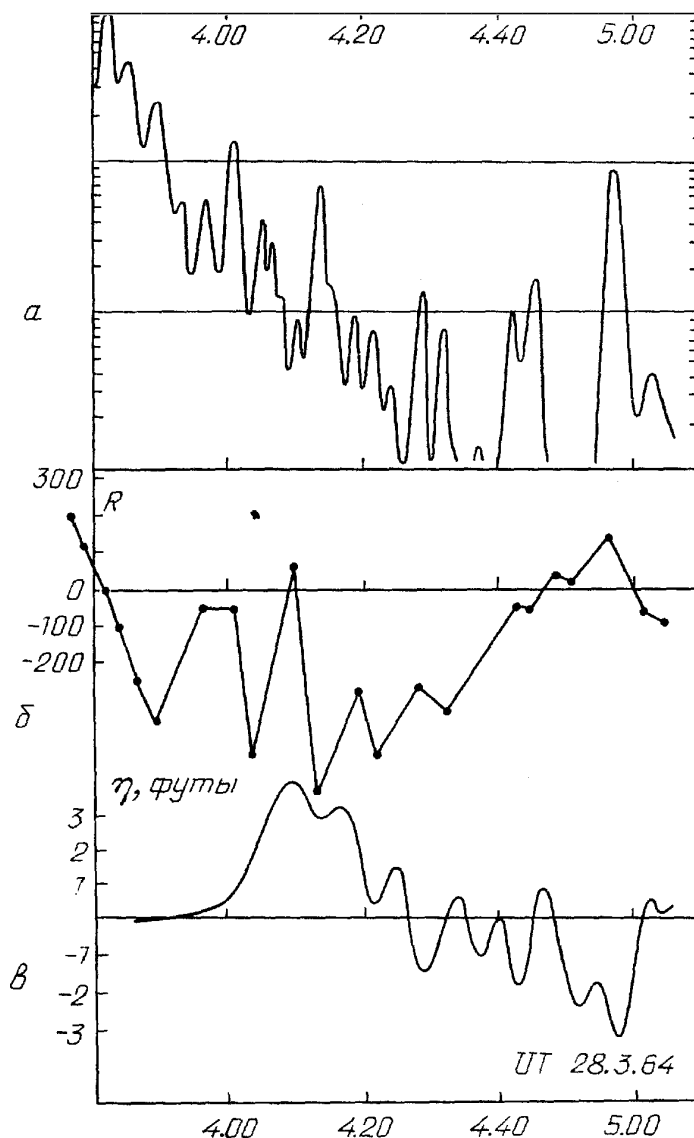


Рис. 15. Сопоставление временных вариаций амплитуды сейсмического сигнала (а), расстояния, пройденного источником (б) и волн цунами (в)

На втором и третьем этапах развития процесса максимальные волны также наблюдались только после завершения лидерной стадии. Отличительной особенностью этой стадии процесса являются большие скорости движения источника, что, по-видимому, оказывается более существенным, чем большие амплитуды сейсмического излучения на лидерной стадии. Последнее отмечено в работе [29], где обнаружена жесткая корреляция высокочастотных всплесков волны цунами с фазами однополярного движения источника сейсмического сигнала. Отметим, что поражающая высокочастотная волна оказывается остронаправленной как волна источника, распространяющегося со скоростью, большей скорости излучения. Направление излучения не совпадает с нормалью к источнику и составляет угол $\theta = \arcsin(c/v_{\parallel})$. В данном случае волна оказалась направленной на первом этапе на участок побережья между Якутатом и Тасу-Саундом, где и следовало объявлять тревогу. Поскольку источник осциллирует, таких направлений два: одно соответствует фазе движения с запада на восток, другое — с востока на запад. Последняя оказалась сокрушительной для Гавайских островов. Времена генерации этих волн различны, так что при анализе высокочастотной компоненты излучения возникают определенные трудности, связанные с несопоставимостью источников для различных направлений распространения [29].

На каждом этапе развития процесса землетрясения изменяются направление оси колебаний и направление возбуждения интенсивной волны. Волны второго и третьего этапов оказались направленными в другие точки побережья. В частности, максимальная волна в Крисчент-Сити оказалась связанной с третьим этапом.

Видно, что, анализируя траекторию сейсмического источника, можно разумно ограничивать область, где объявляется тревога, давая сигнал только в тех местах, куда направлена поражающая волна, и только на то время, которое можно вычислить, зная время генерации.

5. Связь элементов траектории и деформаций земной поверхности. Объективными характеристиками разрушений при землетрясении являются деформации земной поверхности. Модель точечного мгновенного источника предлагает строить представления о деформациях на основе определения величины тензора сейсмического момента M_{ik} , который, как предполагают, пропорционален симметризованной сумме двух диад S_i и b_k , где S_i — вектор площади поверхности разрыва, b_k — дислокация на разрыве. Результат интерпретации записи сейсмического сигнала — оценка направлений векторов и произведения их модулей. Величины $|S|$ и $|b|$ конкретизируются с использованием представлений о средних соотношениях, содержащихся в табл. I. Используя данные по эпицентру землетрясения и глубине очага и значения S_i и b_k , решают статическую задачу теории упругости в полупространстве с известной дислокацией на заданной плоскости, вычисляя горизонтальные и вертикальные смещения земной поверхности [30, 31]. Полагается, что деформация устанавливается после прохождения поверхностной или поперечной волны, если последние еще не различимы.

Это — не очень точное представление. Обычно после регистрации цунами, после геодезической съемки местности оценки векторов S_i и b_k корректируются [18]. Для землетрясения 28.03.64г. для согласования с результатами геодезической съемки введены две плоскости S_i^1 и S_i^2 одинакового направления и различного размера. Большей соответствовал малый

вектор дислокации, меньшей — большой. Большая описывала асимптотику деформаций на больших расстояниях, меньшая — деформации в зоне очага. Однако даже такие глубоко апостериорные представления следует уточнять и уточнять. Они описывают только осредненную картину, не затрагивая деталей, в частности градиентов деформаций. Эти детали весьма существенны, так как именно они определяют картину реальных разрушений. Возвращаясь к рис. 4, обратим внимание на то, что

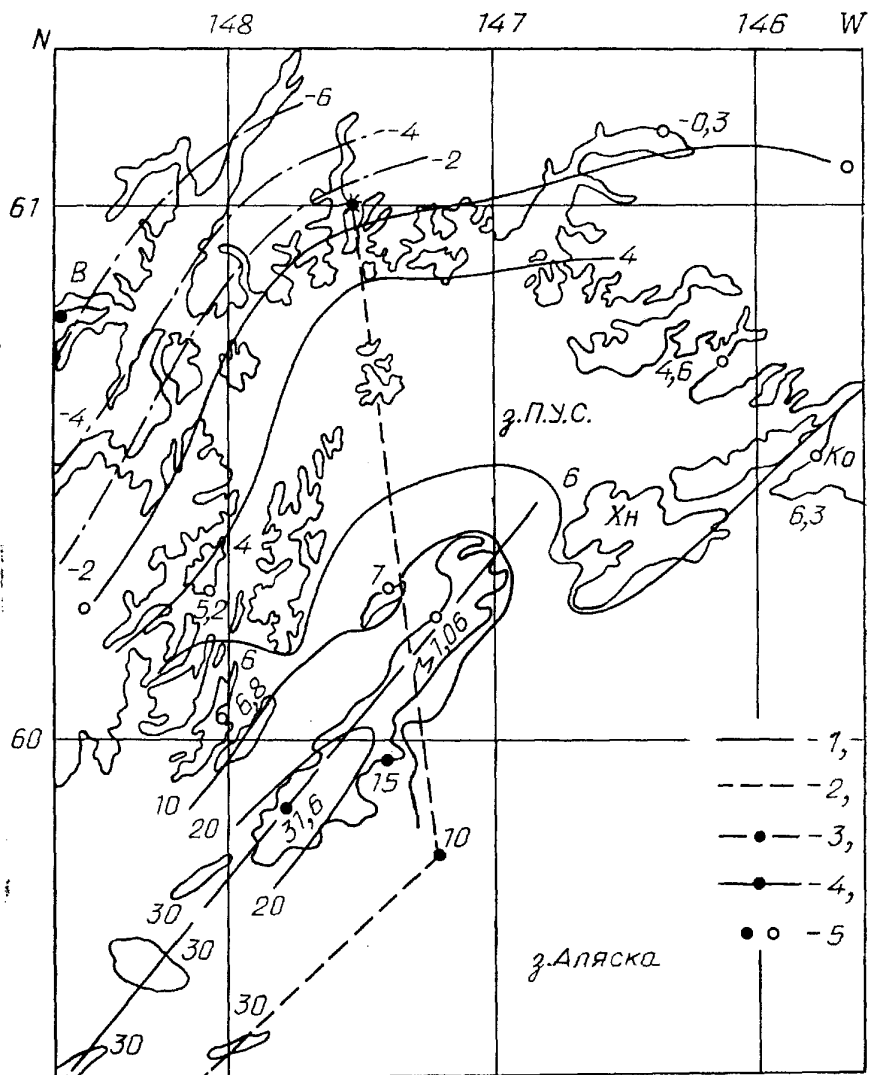


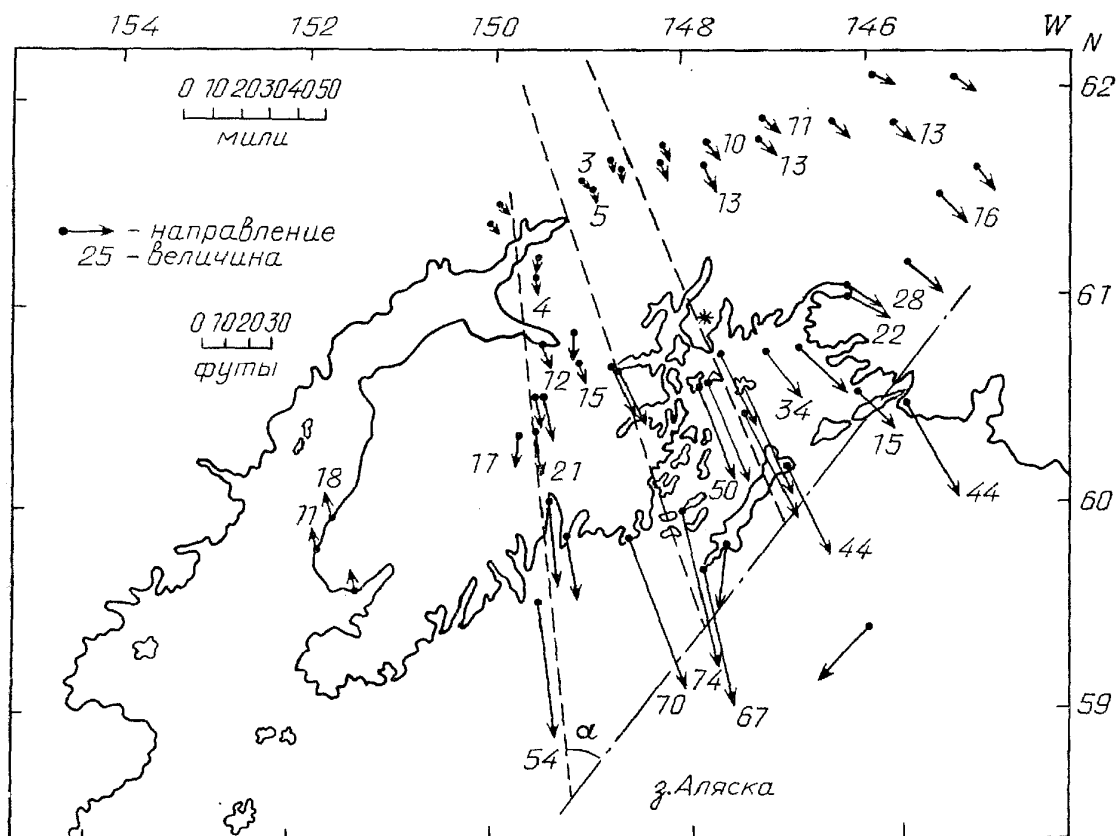
Рис. 16. Вертикальные смещения в северо-восточной части очага землетрясения 28.03.64 г. на Аляске. 1 — линия изоуровня положительного смещения, 2 — линия изоуровня отрицательного смещения, 3 — ось хребта, возникшего при землетрясении, 4 — след лидерной стадии первого этапа, 5 — точки промера вариаций остаточного уровня по приливным колебаниям. В — Виттиер, б. В — бухта Воскресения, Ко — Кордова, М — остров Монтэгю, Хн — остров Хинчинброк

осредненная апостериорная картина значительно точнее описывает область разрушений: остров Монтэгю, города Виттиер, Сьюард, Валдиа расположены на проекции плоскости дислокации. Однако и эта апостериорная оценка не совсем точна. В частности, разрушения в поселках Портэдждж и Турнаган-Хилл (Анкоридж) расположены далеко от этой плоскости, так что проблема уточнения описания дислокаций продолжает сохранять актуальность.

Трудно рассчитывать, что решением проблемы будет осредненное, статистически обоснованное представление землетрясения. Дело в том, что

места сильных разрушений причудливо разбросаны по пространству очага. В [2] указывается, что в некоторых местах, расположенных за 100 км от источника, невозможно указать балла сотрясений. Он изменяется от 10 в одной части города до 7 в другой.

Оценка эволюции разрушений (развития их во времени), основанная на идее быстротечного разрыва, по-видимому, также несостоятельна. Результаты модельного эксперимента показывают, что деформации возникают не в процессе формирования разрыва и не в момент излучения



Тис. 17. Карта восстановления горизонтальных смещений поверхности Земли при землетрясении 28.03.64 г. на Аляске

первого сигнала, а только после завершения разрыва, когда начинается относительное движение осколков.

Переход к представлению процесса землетрясения движущейся излучающей точкой расширяет возможности интерпретации сигнала для оценки деформаций. Из модельного эксперимента следует, что след траектории достаточно плотно покрывает поверхность разрыва и содержит информацию о его положении и времени завершения его формирования. В последующем анализе ограничимся решением следующих вопросов:

1. Какие особенности деформаций при землетрясении связаны с открывшимися разломами?
2. Как определять положение и время открывшегося разлома, анализируя траекторию сейсмического источника?

Вопрос 1-й. Рассмотрим деформации при землетрясении 28.03.64 г. [32 — 34]. Они разделяются на вертикальные u_z и горизонтальные u_p смещения [32]. Вертикальные смещения показаны на рис. 16. Карта отчетливо разделяется на две области — внутреннюю, концентрированную в области очага, где деформации положительны (поверхность поднимается), и внешнюю, где смещения отрицательны. Внутренняя область представляет

собой хребет высотой до 30 футов с практически прямолинейной осью. Длина хребта больше 100 км, точное значение не определено из-за ограниченности промеров. Северо-восточная граница хребта совпадает с местом главного удара. Ширина области положительных смещений около 20 км.

Отрицательные смещения наблюдаются в более широкой области. Эпицентр землетрясения расположен на границе областей положительных и отрицательных смещений. Скачки смещений на разломах наблюдаются при детальной подводной съемке в окрестности острова Монтегю, однако они не прослежены на больших расстояниях.

Более детально проанализирована информация о горизонтальных смещениях [33]. Они характеризуются величиной и направлением. Это двумерные векторы. Построенные по результатам измерений горизонтальные смещения показаны на рис. 17. Наблюдаются следующие особенности.

1. Линии, касательные к векторам деформаций (лучи), исходят из одной точки (63° N , 151° W), которая не совпадает с эпицентром и, более того, даже не лежит в области: очага. Она расположена в массиве Мак-Кинли. Смещение в самой этой точке равно нулю.

2. Лучи практически прямолинейны и направлены в сторону очага землетрясения. Небольшие вариации направлений заметны только на границах геоморфологических образований.

3. Величина вектора смещения, равная нулю в точке выхода, монотонно увеличивается в направлении к очагу, в окрестности которого имеет максимум величиной 50—70 футов. Зависимость деформаций от расстояния до оси плоскости дислокаций показана на рис. 18. Единственная, кроме максимума, характерная точка этой зависимости — точка перегиба. Ее положение примерно совпадает с границей области положительных и отрицательных смещений.

Горизонтальные смещения направлены к плоскости разрыва, однако они подходят к ее оси под различными углами α , которые, по-видимому, в значительной степени определяются геоморфологическими особенностями региона.

Более детальная связь геоморфологических особенностей с направлениями горизонтальных смещений выявляется из анализа тензора деформаций. На рис. 19 показаны значения тензора деформаций, вычисленные по горизонтальным смещениям [34]. Указаны два взаимно перпендикулярных отрезка, величины которых пропорциональны главным значениям тензора, а направления совпадают с главными ортами.

Положение плоскости разрыва определяется местом, где максимальна разница между главными значениями; граница между подвижными фрагментами совпадает с биссектрисой угла между ортами. Выбор биссектрисы связан с информацией о вращении. Последняя приведена в [34] и сводится к тому, что выше от оси землетрясения — вращение по часовой стрелке, ниже — против часовой. Соответствующие линии проведены на рис. 19.

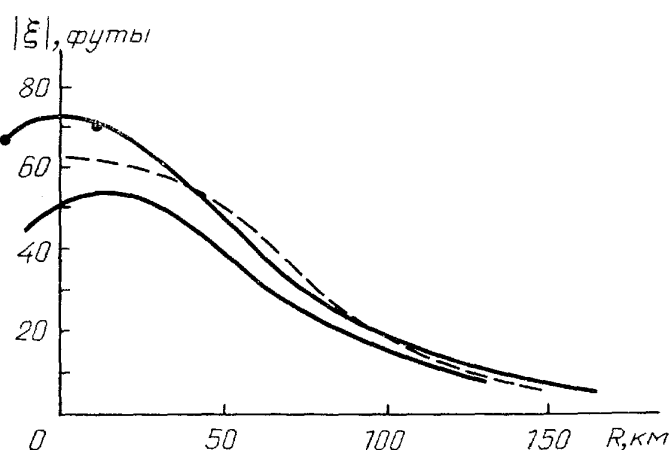


Рис. 18. Зависимость амплитуды горизонтального смещения от расстояния от оси очага

Подвижные при землетрясении разломы показаны на рис. 19 штриховыми линиями. Они совпадают с геоморфологическими разломами и могут быть заранее определены по географической карте. В частности, линия *aa* совпадает с разломом, проходящим через бухту Воскресенья, озеро Кеннай, каньон Квори; линия *bb* — через пролив Уэллс, озеро Портэдж, пролив Турнаган.

Лучи горизонтальных смещений практически совпадают с направлениями разломов, по которым произошли подвижки.

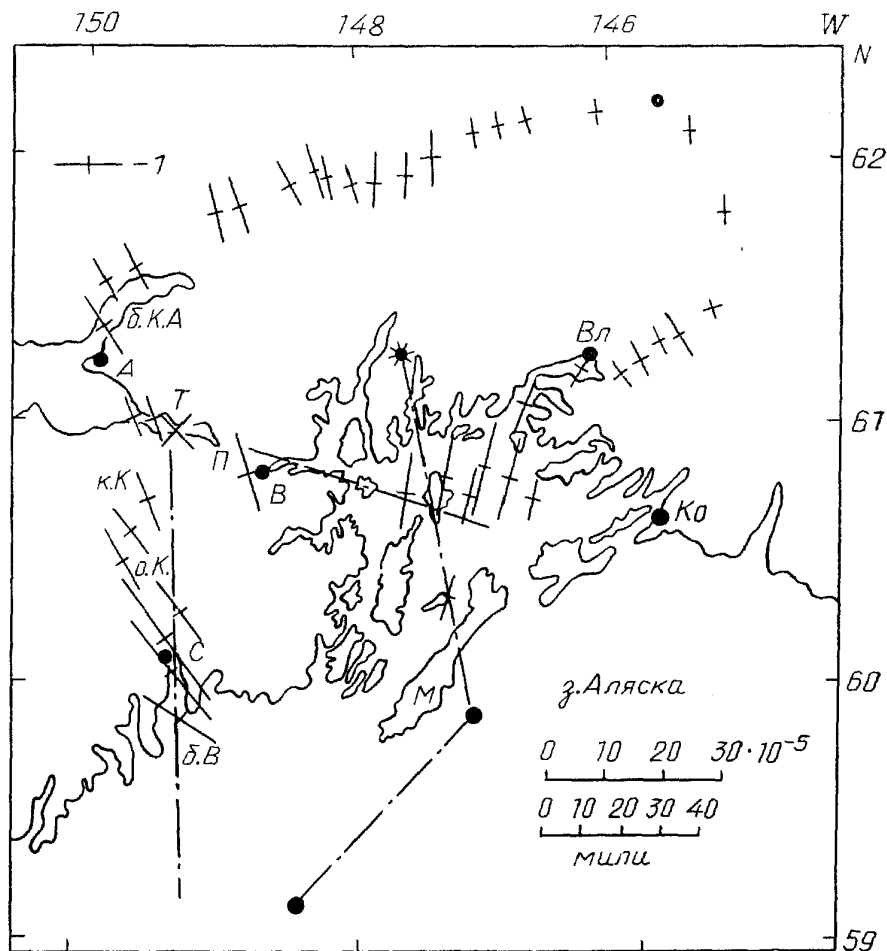


Рис. 19. Результаты вычисления тензора деформаций. *A* — Анкоридж, *B* — Виттиер, *Вл* — Валдиз, *к. К* — каньон Крик, *К* — озеро Кеннай, *б. КА* — бухта Кнок-Арм, *Ко* — Кордова, *М* — остров Монтэгу, *П* — озеро Портэдж, *С* — Стьюард, *Т* — пролив Турнаган, *У* — пролив Уэллса. *I* — главные оси тензора деформации в масштабе легенды

Таким образом, разломы играют существенную роль в формировании картины горизонтальных смещений, значительная доля которых определяется относительным движением фрагментов по разломам.

Суммируя наблюдения, выделим характерные элементы, которые следовало бы определять по траектории сейсмического источника. Это ось хребта вертикальных положительных смещений, это — положение и направление разломов, по которым произошли подвижки.

След траектории на поверхности показан на рис. 20. Ломаная линия довольно плотно закрашивает область очага землетрясения, т. е. в полном соответствии с модельным экспериментом позволяет описать осредненную картину деформаций в пространстве, не выявляя разломов, по которым началось движение. Однако внутри зачерченной области много

неинтерпретированных максимумов сейсмического излучения. Анализ отдельных фаз траектории показывает, что на определенном этапе развития процесса именно внутренние точки служили границами, по которым развивался процесс. Рассматривая каждый из этапов как формирование отдельной плоскости разрыва, можно восстановить внутренние границы. Результаты показаны на рис. 21. Кривая границ отдельных фрагментов состоит из ломанной *abcdef* и содержит шесть поперечных отрезков *aa*, . . . , *ff*. Каждый из отрезков сопоставляется с геоморфологическим

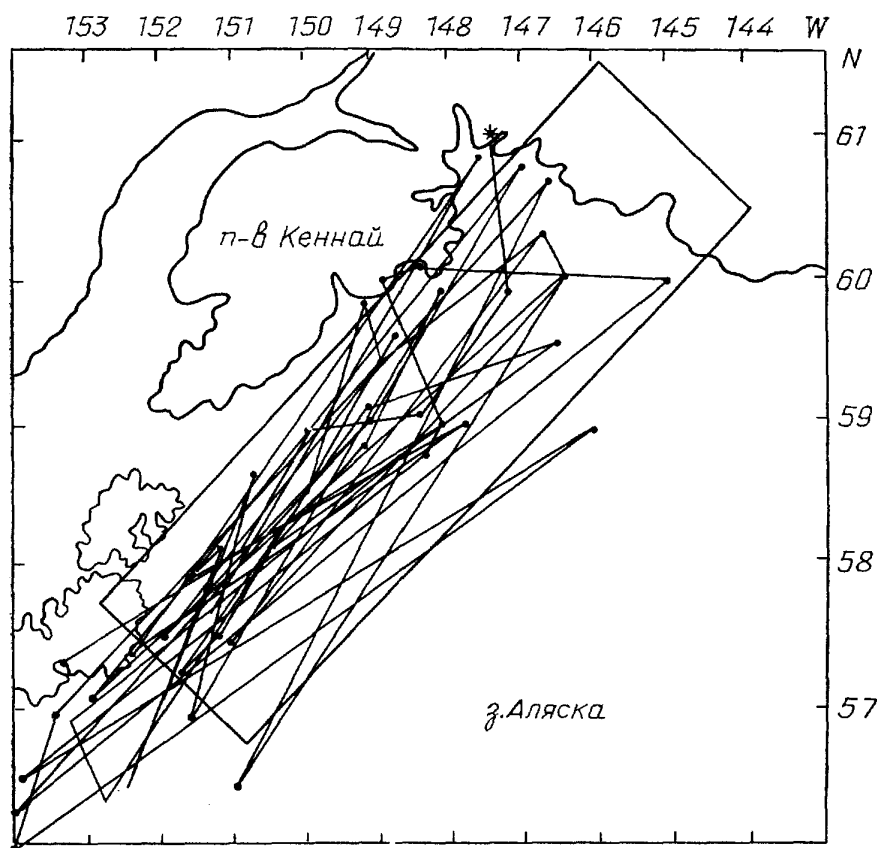


Рис. 20. След траектории на поверхности Земли

разломом. Отрезок *aa* совпадает с разломом, проходящим через залив Турнаган, озеро Портэдж, пролив Уэллс; отрезок *ss* — через бухту Воскресенья, озеро Кеннай, каньон Квори; отрезок *ff* — с заливом Кука. Часть этих отрезков совпадает с выделенными при анализе горизонтальных деформаций подвижными разломами; остальные выходят из области, где проведены измерения, т. е. границы открывшихся для относительного движения разломов определяются элементами следа траектории.

Отметим, что все эти разломы могут быть обнаружены по следу лидерной стадии первого этапа, который содержит максимумы излучения, расположенные на пересечении оси землетрясения и плоскости открывшегося разлома.

Таким образом, наблюдения траектории (даже только лидерной стадии первого этапа) при знании геоморфологических особенностей области позволяют определить положение поперечных подвижных разломов.

Отметим, что, поскольку многие разломы приходят в движение одновременно и сигналы с различных границ излучаются неупорядоченно во времени, для восстановления контура подвижного разлома следует соединять координаты последовательных максимумов излучения из некото-

рой окрестности [максимума, расположенного на следе лидера первого этапа.

Характер эволюции траектории показывает, что разломы открываются не одновременно. Задержки составляют минуты и десятки минут для первой фазы, часы для второй и последующих. Это резерв времени для заблаговременного предупреждения этих явлений, приводящих к бедствиям, которые не только возникают вследствие максимальных ускорений в сейсмической волне, но также появляются как следствие движения

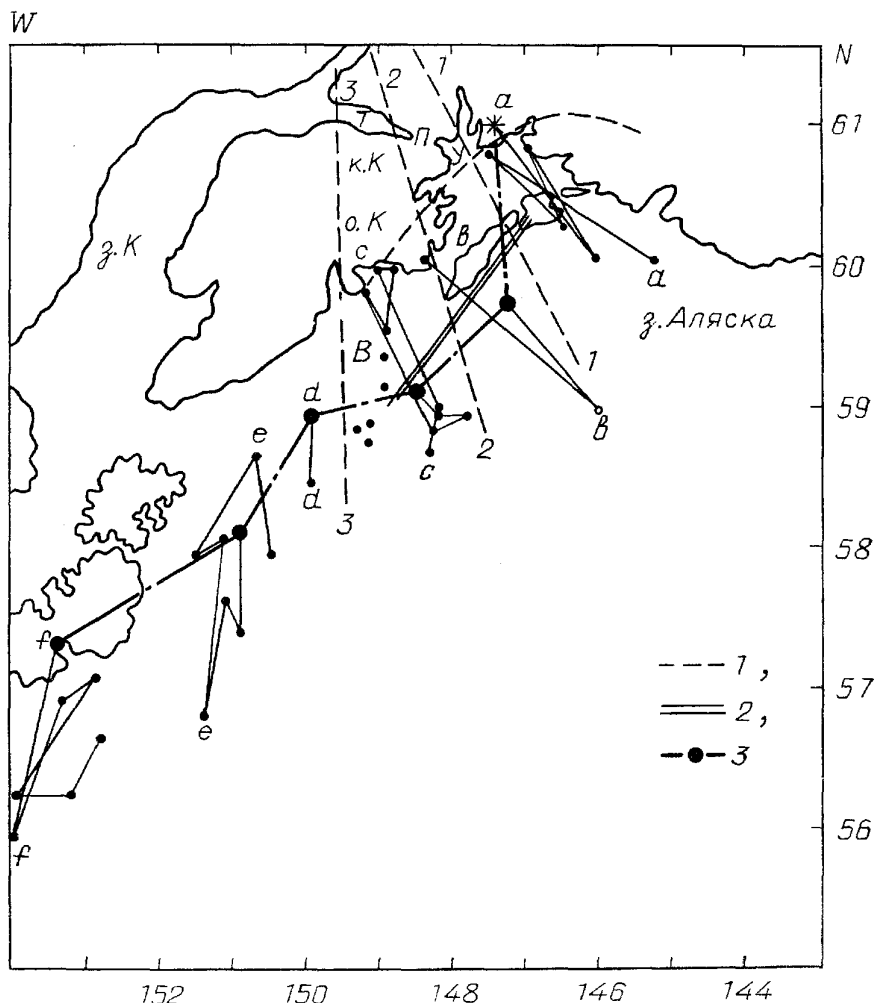


Рис. 21. Подвижные разломы и особенности следа траектории, *aa, bb, ee, dd, ee, ff* — поперечные разломы построенные из анализа траектории, *з. К* — залив Кука, *к. К* — каньон Крик. *11, 22, 33* — лучи горизонтальных смещений, использованные для анализа пространственной зависимости горизонтальных смещений. *1* — граница области положительных и отрицательных смещений, *2* — линия хребта положительных вертикальных смещений, *3* — лидерная трещина и положение максимумов

фрагментов земной коры по разломам. Последние приурочены к месту прохождения разлома и к времени, когда этот разлом пришел в движение.

В пользу этого вывода говорят оценки разрушений при землетрясении, показанные на карте рис. 4. Области разрушений сосредоточены в непосредственной окрестности разломов, а точки максимальных, девяти-, десяти и одиннадцатибалльных сотрясений сосредоточены в тройных точках, где пересекаются два разлома.

Отчетливые свидетельства локальности разрушений обнаружены при землетрясении 10 июля 1958 г. (Аляска). Лидерная трещина прошла по разлому Фэйрведер, на котором оставила след шириной около 10 м в виде разрушенного леса, который расширялся при подходе к озерам до не-

скольких километров. Грандиозные разрушения произошли в местах сочленения с поперечным геоморфологическим образованием — бухтой Литуя. Причем такие явления, как стоячие волны на Земле, извержения песчаных и водяных струй, появление трещин оказались задержанными относительно момента прохождения сейсмической волны на несколько десятков минут.

6. Метод оценки траектории землетрясения. Сейсмический сигнал как на больших, так и на незначительных расстояниях от источника представляет собой знакопеременную последовательность всплесков с характерными периодами от 0,1 до 200 с полной длительностью несколько суток (см. рис. 1). При временах от фронта более одного часа в этой последовательности отчетливо выделяются отдельные интенсивные всплески, в сотни раз превосходящие фоновое излучение. На каждом из этих всплесков могут быть выделены особенности, связанные с распространением S-, P- и R-волн, и эти всплески могут быть интерпретированы как отдельные источники. Они называются афтершоками. Попытка рассматривать их как сигнал единого процесса, развивающегося в пространстве-времени, проведена в [17] для землетрясения 28.03.64 г. Результаты показаны на рис. 5. Они позволяют сделать большинство из приведенных выше заключений, но есть два существенных недостатка. Первый состоит в том, что информация интерпретируется только при больших задержках относительно момента главного удара. Первый афтершок зарегистрирован только через 1 ч 15 мин. Это очень большая задержка; к этому времени завершился первый этап землетрясения со всеми последствиями.

Второй дефект — пропуск промежуточных точек. Он особенно существен для сильных землетрясений, открывших подвижность нескольких разломов. Поэтому необходима более подробная интерпретация сигнала. Анализировались две возможности; первая — интерпретация отдельных фаз колебательного процесса, вторая — расширение понятия афтершок.

Попытка реализации первого пути предпринята в работе [9]. По записям большого количества станций удалось сопоставить максимумы первых семи осцилляции P-волны и определить участок траектории длительностью в 2 мин. Дальнейшая интерпретация оказалась невозможной. Траектория не прослеживается до момента формирования боковых отростков, и не обнаруживается даже начало формирования очага цунами. Это трудности интерпретации сигналов с большим количеством осцилляции. Они известны в технике распознавания речи по акустическому сигналу [35]. В математике намечены два пути решения: первый — теория обнаружения сигнала, заданного нестационарным случайным процессом [10, 11]; второй — последовательная регуляризация, когда сигнал сглаживается с различными временами осреднения и ищется такой интервал, при котором интерпретация устойчива [36, 37, 40]. Они дополняют друг друга. Теория обнаружения предлагает использовать для представления сигнала не его амплитуду, а мгновенный спектр — функцию Вигнера (см. [38]); регуляризация предлагает критерий выбора времени осреднения для построения мгновенного спектра. Тип ожидаемого результата очевиден из модельного эксперимента — это последовательность мгновенных точечных излучателей.

Таким образом, интерпретируемой величиной становится мгновенный спектр

$$A(\omega, t, R) = \int \xi\left(t + \frac{\tau}{2}\right) \xi\left(t - \frac{\tau}{2}\right) \cos \omega \tau d\tau;$$

здесь ξ — запись сигнала. Мгновенный спектр — физическая величина. При распространении он трансформируется по законам преобразования сигналов [39]:

$$A(\omega, t, R) = \int K(\omega, t - t', R) A(\omega, t', 0) dt';$$

здесь $A(R)$ — мгновенный спектр на расстоянии R от источника, $A(0)$ — мгновенный спектр излучения, K — «импульсная функция» преобразования, зависящая от частоты ω и расстояния R .

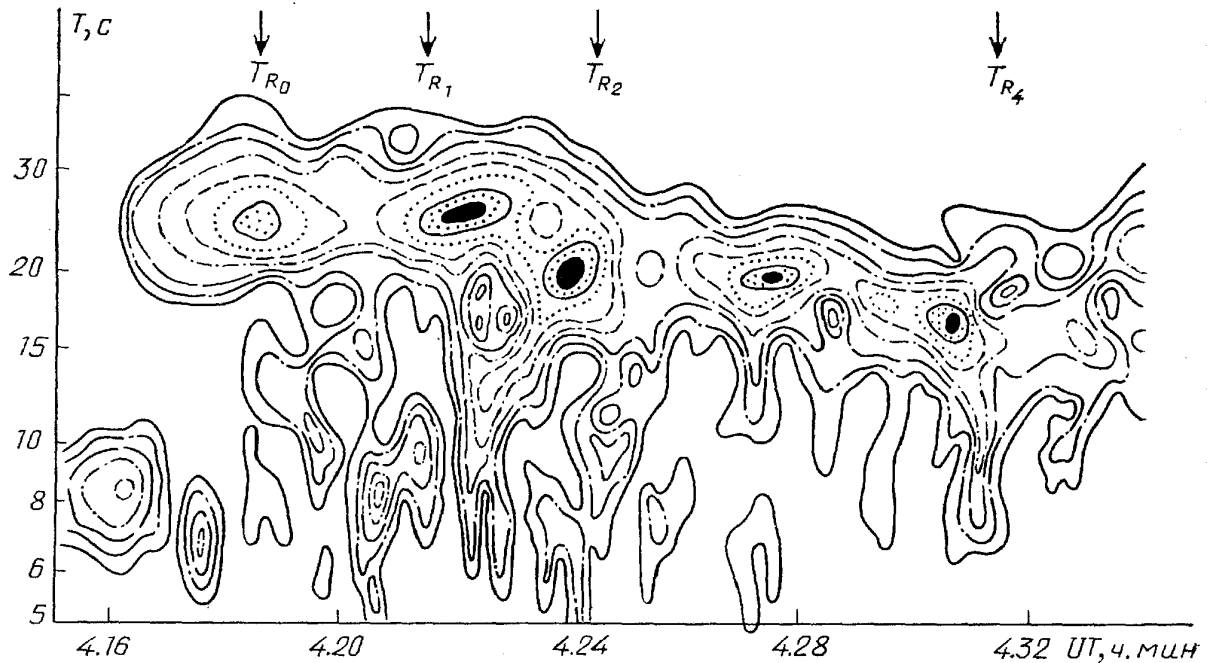


Рис. 22. СВАН-диаграмма (мгновенный спектр) записи СК землетрясения 28.03.64 г. на Аляске. Области максимальных значений зачернены. Изолинии проведены через 1 дБ

Мгновенный спектр используется при анализе сейсмических сигналов. По записи сейсмического сигнала в Махачкале он построен в [13] и показан на рис. 22 в виде уровней $|A(\omega, t)| = \text{const}$.

Представление посредством мгновенного спектра существенно упрощается, если сигнал имеет квазиоднородную структуру, например представляется в виде последовательности однотипных импульсов со случайными задержками θ_i и амплитудами A_i , т. е. $\xi(t) = \sum_i A_i \eta(t - \theta_i)$.

Заметим, что только такое представление возможно при считывании некачественной записи, когда определяются только величины и времена последовательных максимумов и минимумов сигнала. В этом случае мгновенный спектр факторизуется, т. е. представляется в виде произведения факторов, зависящих только от времени и только от частоты:

$$A(\omega, t) = C(\omega) B(t).$$

Величина временного фактора $B(t)$ не зависит от структуры отдельного импульса и определяется только частотой следования $n(t)$ и средним квадратом амплитуды $\overline{A^2(t)}$, т. е. $B(t) = n(t) \overline{A^2(t)}$.

Эта величина для первого часа записи сейсмического сигнала Аляскинского землетрясения 1964 г. показана на рис. 23. Очевидно, что следует ограничиться интерпретацией всплесков (последовательных максимумов), которые и являются аналогами афтершоков.

Задача интерпретации — оценка места расположения источников и времени возбуждения последовательных максимумов. Для этого существенно однозначно сопоставлять максимумы, записанные на различных станциях. Если скорость распространения волны больше скорости источника, порядок следования максимумов одинаков в различных точках

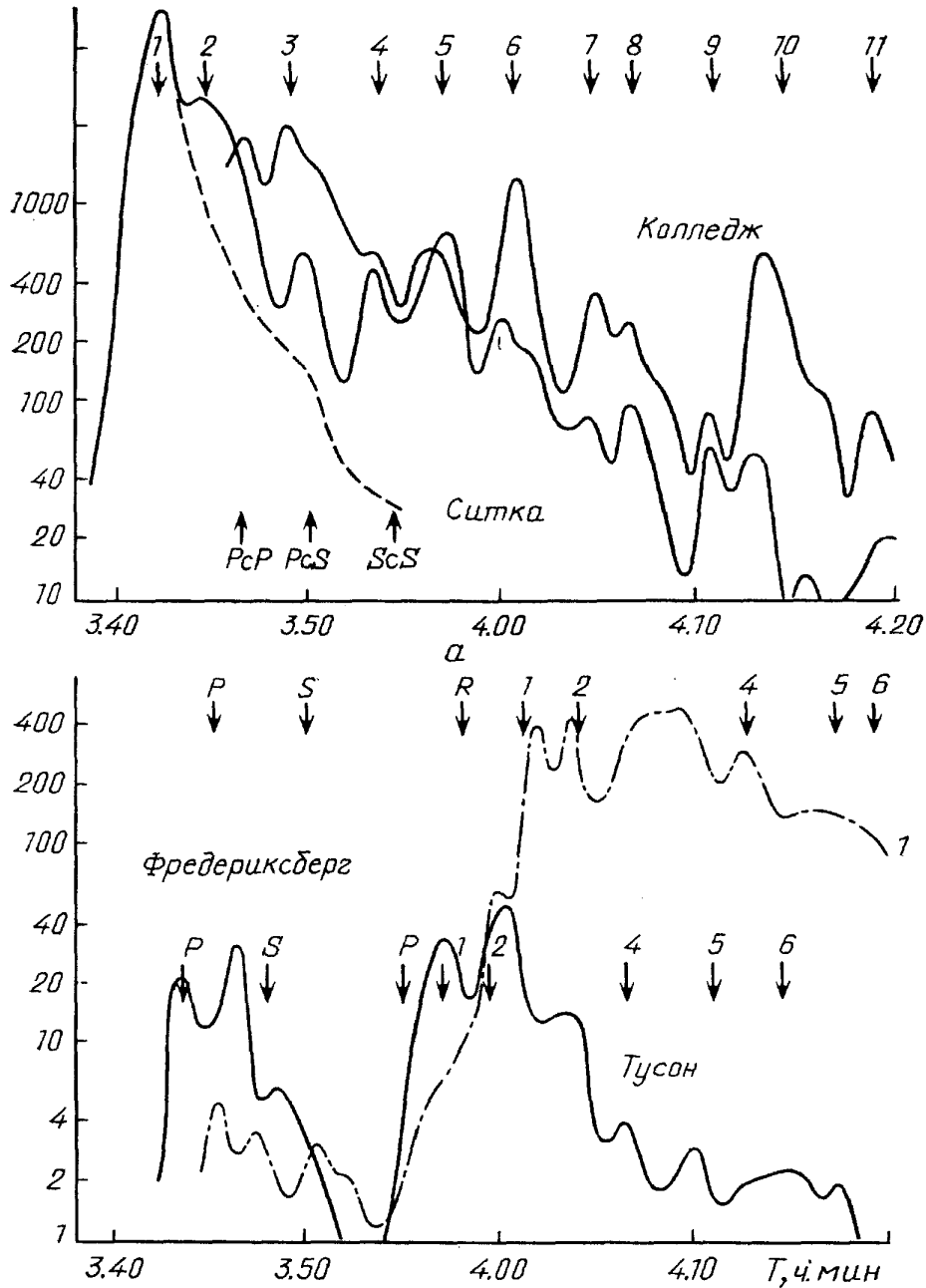


Рис. 23. Временные факторы мгновенного спектра сейсмического сигнала при землетрясении 28.03.64 г. на Аляске. а — Ближняя зона. б — Дальняя зона

и номер может служить отличительным признаком. Однако возникают сложности из-за многоканальности распространения: волна S задержанного источника может опередить волну R предшествующего. Путаница может быть устранена при ограничении динамического диапазона и интерпретации записей на больших расстояниях, когда амплитуда рэлеевских волн значительно превосходит остальные (см. рис. 23, б). Однако последнее не очень удобно при решении прогностических задач: возни-

кают дополнительные задержки вследствие распространения и сложности передачи информации. Задачу желательно решать на основе записей ближней зоны.

В этом случае следует специально выбрать время осреднения сигнала при вычислении мгновенного спектра:

$$B_{\theta}(t) = \sum A_i^2(t) \frac{1}{\theta},$$

$$t - \frac{\theta}{2} < t_i < t + \frac{\theta}{2}.$$

Это типичная задача регуляризации представления [37]. При больших временах осреднения величина B_{θ} имеет только один максимум и результат эквивалентен точечному представлению источника. При слишком малых временах возникает путаница при интерпретации номеров всплесков, связанная с многоканальным распространением. Конкретный выбор может быть адаптирован на анализе конкретных записей. В [13] для этого использованы записи далеких афтершоков. Из анализа следует, что при усреднении по интервалу 1 мин для сигналов, излученных с расстояний до 1200 км, максимумы, связанные с различными каналами распространения, сливаются и мгновенный спектр афтершока — унимодальная кривая, причем положение максимума распространяется со скоростью 3,2 км/с.

Временной фактор мгновенного спектра сейсмического сигнала землетрясения 28.03.64 г., полученный с усреднением по временам 1 мин, показан на рис. 23. Видно, что между первым всплеском и первым афтершоком восстанавливаются еще 12 дополнительных максимумов, которые отчетливо идентифицируются по записям различных станций. Эти данные были использованы для построения траектории, показанной на рис. 11.

При применении метода очень существен вопрос о временном разрешении всплесков. Интервал осреднения θ ограничивает возможности разрешения. Значение 1 мин характерно для записей с расстояния 1000 км. Такого разрешения достаточно для интерпретации Аляскинского землетрясения, собственный размер очага которого 700 км, так что разрешения в 50 км, обеспечиваемого при таком осреднении, в какой-то мере достаточно для получения дополнительной информации. Однако при землетрясениях умеренной силы, когда характерный размер очага составляет около 100 км, этого недостаточно. Вопрос требует дополнительной проработки. С физической точки зрения время θ должно быть пропорционально расстоянию до источника. Если это так, то для анализа малых землетрясений требуется более густая сеть станций, расстояние от которых до источника немного превышает длину очага.

Несколько замечаний следует сделать по поводу регистрации сигнала. Требования к регистрации в значительной мере определяются целью измерений. В настоящее время регистрация нацелена на точное определение времени первого вступления, которое используется для местоопределения. Образец такой записи показан на рис. 24. Это не специально подобранный пример. Из нескольких десятков сигналов, полученных из центра данных по Аляскинскому землетрясению, только один оказался пригодным для построения СВАН-диаграммы. Такая регистрация не обеспечивает данных для построения траектории. Траекторию удалось восстановить благодаря случайному обстоятельству. Оказывается, магнитометры реагируют на сейсмический сигнал. При чувствительности 1 γ отчетливо регистрируются землетрясения с магнитудой 5 с расстояния 1000 км. При этом отчетливо, без насыщения и срыва регистрации наблюдаются удары с магнитудой 8. Такая регистрация позволяет определить фазы

траектории, при этом для локализации максимумов используются частотные компоненты с периодами от 10 до 70 с. Главными являются требование большого динамического диапазона и требование малых ревербераций. Оба эти требования обычно предъявляются к высококачественным акустическим системам, и, по-видимому, являются главными при организации наблюдения сигналов с большим количеством осцилляции, интерпретируемых как нестационарный случайный процесс.

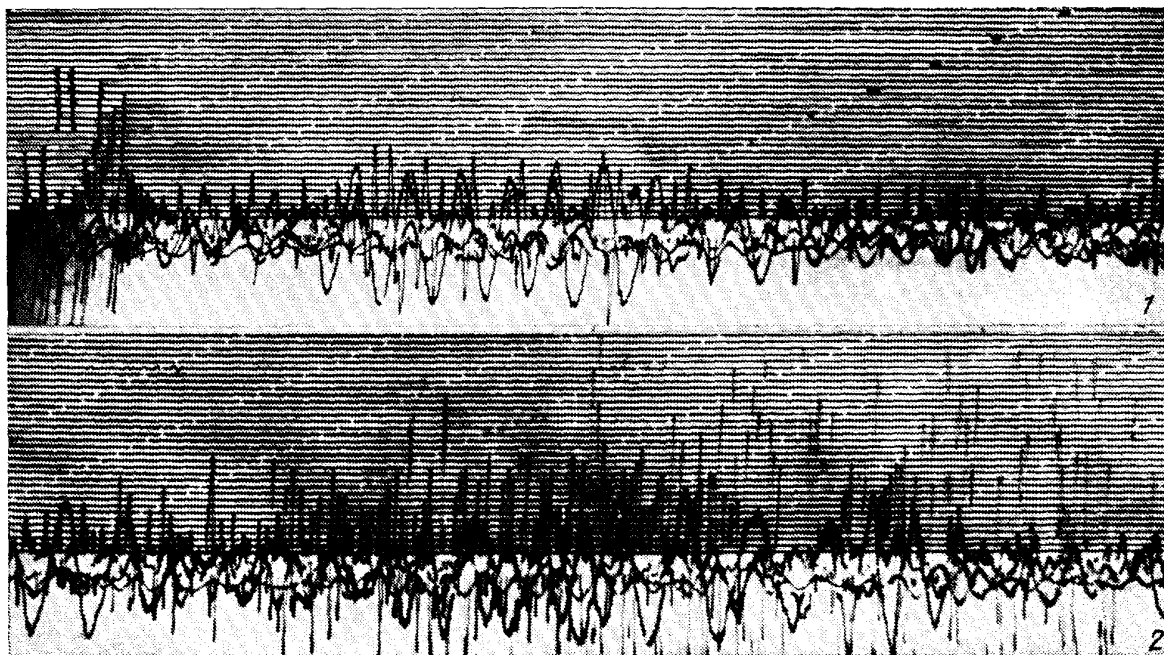


Рис. 24. Обычная запись сейсмического сигнала землетрясений 28.03.64 г. (запись в Кировабаде). Метки времени 1 мин, обратное направление времени

Таким образом, траектория — измеряемая величина, определение которой позволяет получить достаточно подробную информацию о развитии процесса землетрясения, полезную при решении задач проблемы предупреждения.

7. Заключение. Развитие сейсмологии определяется не только научными, но также и общественными интересами — организацией производства и жизнедеятельности в сейсмоактивных областях. Землетрясения приносят урон и вызывают человеческие жертвы.

Модель землетрясения как одноактного быстропротекающего процесса, используемая при решении практических задач, с одной стороны, не соответствует физической картине явления, которое развивается несколько часов, охватывая все новые места; с другой стороны, эта модель не вскрывает ресурсы времени и места для решения проблемы предупреждения.

Представление землетрясения посредством движущегося излучающего случайные колебания источника — более детально, что может быть использовано для организации предупреждения.

Предупреждение землетрясения сводится к решению трех главных вопросов: 1. Как часто и какой силы в данной местности происходят землетрясения (долгосрочный прогноз; цель — выработка правил строительства и проживания в данной местности)? 2. Где, когда и с какой интенсивностью начнутся разрушения из-за землетрясения (краткосрочный прог-

ноз; цель — выработка сигнала тревоги)? 3. Что разрушено при заданном землетрясении, что от него еще можно ждать (прогноз последствий землетрясения; цель — выработка сигналов дополнительных тревог, вроде тревоги цунами, планирование работ по преодолению последствий)?

Решение первого вопроса составляет предмет сейсморайонирования и цунамирайонирования. Главный источник информации — исторические

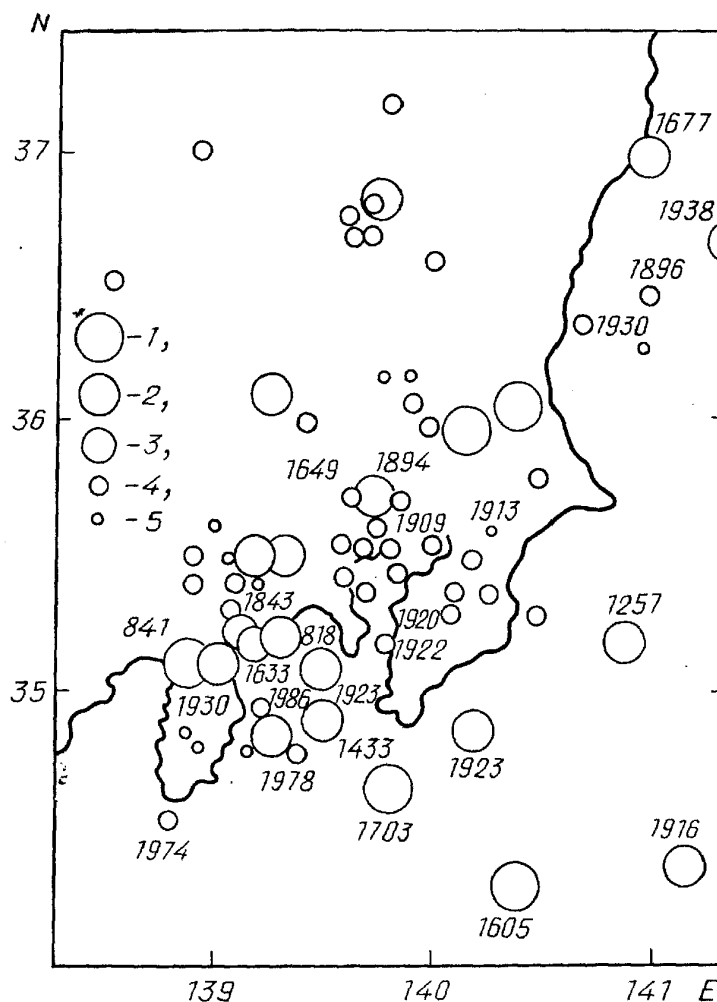


Рис. 25. Карта землетрясений в районе Тохоку (Япония). 1 — магнитуда больше 8, 2 — больше 7,5, 3 — больше 7, 4 — больше 6,5, 5 — больше 6,0.

данные о произошедших землетрясениях (рис. 25). Для каждого из землетрясений по эмпирическим формулам вычисляется балльность сотрясений как функция максимального ускорения сейсмических колебаний. Результат вычислений для землетрясения в Принс Уильям Саунд 28.03.64 г. показан на рис. 4. При использовании всего ряда событий определяется максимально возможная балльность, которая и является характеристикой сейсмоопасности. Это непрерывная функция расстояния от зоны максимальных землетрясений. Реальные данные показывают, что все не так просто, так как балльность — быстропеременная функция. Пример — землетрясение в Армении. На расстоянии в несколько километров от зоны бедствия стекла в домах оказались неразрушенными [41]. Этот феномен объясняют качеством строительства, но это дань традиции искать виноватого. Более объективный материал можно получить из анализа разрушения леса на разломе Фэйрвудер во время землетрясения 10 июля 1958 г. (Аляска) [22], где обнаружено, что зона максимальных

разрушений сосредоточена в 100-метровой окрестности некоторой линии, параллельной оси разлома. В некоторых местах ширина зоны увеличивается до 1—2 км (на берегу озер). Поэтому эпицентр и магниту́да — чрезмерно обобщенное представление, вследствие которого локализованные в небольших областях эффекты приписываются большой области. Это обобщение приводит к вредным последствиям. На последней конференции по сейсмологии (Владивосток, 1989 г.) говорилось о бегстве населения с Камчатки, спровоцированном прогнозом землетрясения [41]. Учитывая размеры области разрушений, очевидно, что бежать надо не на материк, а в соседний квартал, причем весьма вероятно, что если дом перенес последствия землетрясений 1952 и 1971 гг., которые разрушили все там, где должно быть разрушено, то дом расположен в неопасной зоне. Главный недостаток представления — неправильный учет главных разрушающих факторов, к которым надо относить не только максимальные ускорения, но также и деформации фундаментов. Последние приурочены к местам подвижных разломов. Поэтому сейсморайонирование должно опираться на такое представление землетрясения, которое содержит все разломы, по которым произошли подвижки. Траектория содержит эту информацию.

Второй вопрос проблемы предупреждения — краткосрочный прогноз землетрясения. Поскольку в простейшем представлении главный удар есть одновременно и сигнал, и источник разрушений, такая концепция не располагает к попыткам использовать сейсмический сигнал для прогноза. Некоторые косвенные данные по характеру развития сейсмической активности в течение предшествующих лет позволяют сформулировать (не очень убедительные) прогнозы, точность которых определяется скоростью изменения сейсмической активности и не превышает нескольких лет. Такой прогноз, как показывает опыт Японии [42], а теперь и Камчатки, приносит больше вреда, чем пользы. Поэтому все поиски методов заблаговременного и точного прогноза опираются на изучение явлений другой природы — с меньшими временами изменчивости. Это прежде всего смещения земной поверхности, которые в некоторых местах испытывают вариации с характерной длительностью в несколько суток. Это дебит источников в ближайших к очагу районах. Полученные результаты привязаны к конкретным участкам местности [42].

С нашей точки зрения, упрощенное представление землетрясения недостаточно использует возможности прогноза разрушений. Последние, как правило, хоть на несколько минут, но запаздывают относительно главного удара. Иногда это запаздывание составляет часы. Это обстоятельство используется местными жителями сейсмоактивных областей, где землетрясения убивают не так много людей по сравнению, например, с Армянским землетрясением. В [43] указывается, что и при Армянском землетрясении разрушительным был второй удар, задержанный на несколько минут, и землетрясение стало убийцей потому, что люди не воспользовались этим временным резервом. Анализ траектории землетрясения позволяет увидеть характер развития явления уже на лидерной стадии и по промежуточным максимумам определить положение опасных разломов, т. е. за несколько минут прогнозировать наиболее существенные последствия.

Прослеживание последовательных этапов землетрясения позволяет оценивать обстановку и за десять минут прогнозировать каждую новую подвижку, т. е. с небольшой заблаговременностью, но достаточно точно прогнозировать развитие разрушений.

Третий вопрос — прогноз опасных последствий. Наиболее существенный интерес представляет волна цунами, зона действия которой значительно превышает область разрушений и в некоторых случаях (Чилийское цунами 20.05.60 г.) простирается на десятки тысяч километров [44]. Существует Мировая служба предупреждения цунами, центр которой расположен на Гавайских островах и которая обеспечивает достаточно точным прогнозом опасности трансокеанских цунами, по отношению к которым определяются не только времена, но и амплитуды волн на далеких от источника участках побережья. Такие прогнозы в первую очередь опираются на наблюдения волны в близких к очагу пунктах. Однако в этой системе нет надежных способов предсказания цунами в ближайших к источнику участках, что стало предметом обсуждения на XII сессии ЮОС [45]. Шесть крупнейших цунами последнего десятилетия: 17.08.76 г. — Филиппины, 19.08.77 г. — Индонезия, 18.07.79 г. — Индонезия, 12.09.79 г. — Папуа — Новая Гвинея, 17.12.79 г. — Колумбия, 26.05.83 г. — Япония — практически оказались непредупрежденными и вызвали большие жертвы. Поэтому Мировая служба должна дополняться региональными службами, которые должны обеспечивать прогноз цунами от ближайших к побережью землетрясений. Такие службы существуют на Аляске, в Японии для шести различных регионов, в Советском Союзе. Работа службы опирается на измерения сейсмических сигналов, по которым получают оценки эпицентра, глубины и магнитуды землетрясения. Если эпицентр землетрясения находится под дном океана, если глубина землетрясения не превосходит 150 км, если магнитуда землетрясения не меньше 7, то объявляется сигнал тревоги цунами, по которому, в частности, прекращается работа рыбообрабатывающих комбинатов и жители прибрежных домов покидают помещения и уходят в сопки, на достаточную высоту. Время прихода волны оценивается по моменту и эпицентру землетрясения.

Систему пытаются дополнить выносными кабельными регистраторами волны цунами, которые сделали бы прогноз однозначным и точным. Предупреждение выдается практически повсеместно.

Главный недостаток действующей системы — большое количество ложных тревог. Практически все случаи осуществленных за последние 20 лет предупреждений носили характер ложных тревог: либо волна цунами не превышала 1 м и не превосходила затопления от максимальных приливов, либо вообще не было волны, которую зарегистрировали бы уровнемеры. Сами же тревоги, которые продолжались достаточно долго, даже после того, как стало очевидно, что волны нет (время превышало длительность распространения волны от эпицентра до пункта наблюдения), вызывали много беспокойств и причиняли ущерб в десятки и сотни тысяч рублей. Причем следует заметить, что тревога сразу объявляется по всему региону, и чем меньше опасность, тем дальше расположен пункт от землетрясения, тем дольше приходится ждать, тем неприятнее последствия. Как результат, явное недоверие к службе предупреждения цунами.

Второй недостаток — пропуск предупреждений. Практически такое происходит только вследствие технических ошибок конкретных исполнителей (случай цунами 1983 г. в Японском море, когда предупреждение было дано на Курильские острова, а волна наблюдалась на Приморском побережье). Сами принципы системы могут приводить к таким ошибкам, как, например, в случае землетрясения 28.03.64 г. (Аляска). Эпицентр этого землетрясения находился на суше, и ближайшая морская граница — это берег закрытого залива Принс Уильям Саунд.

В соответствии с прогнозом на точечной модели либо совсем не следовало давать тревоги, либо давать тревогу только берегам залива Принс Уильям Саунд. В то время волна цунами этого землетрясения поразила не только ближайшие берега (о. Кадык, Кеннайский полуостров), но жертвы были и в Крисчент-Сити, и на далеких Чилийских берегах.

Третий недостаток — неправильная оценка времени прихода волны. На рис. 26 показана гистограмма распределений отклонения времени прихода волны от оценки по модели — от времени распространения волны от эпицентра до точки наблюдения для случая Чилийского цунами. Я отклонился от правила приводить материалы, относящиеся к Аляскинскому землетрясению, только потому, что в последнем случае эпицентр находился под поверхностью суши и теоретически времена вообще невозможно рассчитать. Из гистограммы видны большие невязки (до 1 ч и более), причем: а) волна, как правило, приходит раньше, чем предсказывается; б) невязки не связаны с качеством вычислений времени распространения; большие отклонения наблюдаются как для больших, так и для сравнительно малых расстояний от эпицентра, и величины отклонений являются непрерывной функцией географической координаты или, точнее, направления распространения волны, т. е. очевидно, что по крайней мере для региональных предупреждений такая оценка является практически несостоятельной; ее ошибка совпадает с самой величиной задержки.

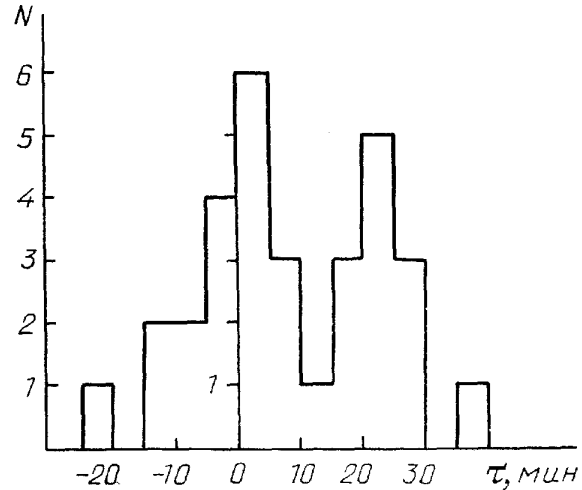


Рис. 26. Распределение отклонений оценки времени прихода волны от истинного значения для землетрясения 20.05.60 г. в Чили

В некоторых работах говорится о том, что малая заблаговременность иногда делает прогноз волны бесполезным. При этом забывается, что прогноз относится к моменту прихода фронта волны, а не ее максимума. Фактически иногда волна цунами приходит как бор, максимальная положительная амплитуда (наводнение) приходит вместе с фронтом, но это не всегда так. Во многих случаях (Камчатское цунами 1952 г. в Северо-Курильске) волна начинается с отлива, во многих случаях (Аляскинское цунами 1964 г.) — с медленного подъема, на фоне которого только через 15 мин (п. Ситка) пришла большая положительная волна. Поэтому во многих случаях анализ структуры фронта волны может увеличить ресурс времени для разумного предостережения от волны цунами. Такой ресурс модель не вскрывает, для этого необходимо уметь предсказывать форму фронтовой волны.

Наибольшие нарекания местного населения вызывает отсутствие сигнала отбоя тревоги. Вообще говоря, в соответствии с доктриной процесс происходит мгновенно, и если в это мгновение ничего не произошло, т. е. после сейсмического сигнала в соответствующее время волна не пришла, то, казалось бы, можно давать отбой. Однако этого не делают, и это правильно: процесс развивается, волна может быть генерирована значительно позже так называемого главного толчка, известны случаи задержки появления волны на несколько часов (Сельдовия, Принс Уильям Саунд, 1964 г.), Крисчент-Сити (Аляска, 1964 г.). В Крисчент-Сити, в част-

ности, погиб человек, вернувшийся слишком рано домой, после того как отступили две первые волны. Но модель не содержит конструкций для интерпретации информации, содержащейся в потоке сейсмических сигналов, и поэтому сигнал отбоя научно не обеспечен, дается довольно произвольно и, как правило, с большим опозданием.

Таким образом, очевидно, что модель землетрясения как одноактного процесса, развивающегося за времена около 100 с, явно недостаточна для решения главных задач проблемы предупреждения землетрясения. Для ее развития необходимо более подробное исследование физического процесса — разрушения, которое вызывает землетрясение, и тщательный анализ сейсмических сигналов, которые при этом формируются.

Прослеживание траектории землетрясения позволяет значительно продвинуться при решении перечисленных вопросов.

Вопрос о ложных тревогах. Количество ложных тревог может быть значительно уменьшено, опираясь на два свойства процесса, вскрываемых при анализе траектории. Первое свойство — наличие осциллирующей фазы, признак вскрытия разлома, после которого и начинаются движения фрагментов и генерация интенсивной волны. Второе свойство — величина и направление очага, скорость движения процесса по оси плоскости разрыва. Оценка этих характеристик позволяет оценить область поражения волной и существенно ограничить территорию, на которой вводится тревога.

Вопрос о пропуске сигналов для землетрясений, эпицентр которых расположен под поверхностью суши. При наблюдении траектории решение этого вопроса ставится на научную основу, так как позволяет увидеть момент и место выхода процесса под дно океана.

Вопрос об оценке времени прихода. Оценка очага цунами по траектории по точности соответствует оценке очага по наблюдениям волны в ближней зоне.

Вопрос о прогнозе появления интенсивной волны. Решение вопроса о генерации интенсивной волны опирается на наблюдение начала перехода процесса от лидерной стадии к стадии формирования разрыва. Эта информация содержится в траектории.

Вопрос об отмене сигнала тревоги. Это вопрос оценки времени, когда генератор цунами прекратил действовать. Для решения его в траектории процесса содержится информация. Ее интерпретация не слишком проста. Она носит двухступенчатый характер. Из анализа лидерной стадии оценивается положение разломов, которые вовлечены в процесс; анализ этапов позволяет оценить, какие из разломов уже открыты. Если все возбужденные разломы вскрыты, то процесс генерации волны близок к завершению. В случае землетрясения 28.03.64 г. это шесть поперечных разломов и шесть главных максимумов низкочастотной компоненты волны цунами.

Таким образом, усложнение представления землетрясения посредством введения движущегося источника открывает широкие возможности совершенствования предупреждения землетрясения.

Однако это же представление позволяет более подробно анализировать прошедшие землетрясения, ставить на повестку дня проблемы взаимной связи и взаимной обусловленности различных процессов при землетрясении. Для этого в первую очередь необходимо совершенствовать методы интерпретации сейсмических сигналов, не ограничивая себя идеологическими путями официальной науки, не позволяя калечить измерения в угоду существующим догмам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- [1] Эйби Дж. А. Землетрясения.—М.: Наука, 1982.—С. 263.
2. Scott N.N., Cloud W. K. // The Prince William Sound Earthquake of March 1964 and Aftershocks. V. II, pt. B. —Washington: US Dept. Comm., 1969. — P. 5.
3. Tsunami: Their Science and Engineering.— Tokyo: TERRAPUB, 1983.
4. Сейсмическое районирование территории СССР.—М.: Наука, 1980.
5. Райс Дж. //Новое в зарубежной науке. Сер. «Механика».—М.: Мир, 1982.— С. 217.
6. Ben-Menachem A. //Bull. Seismol. Soc. Am. 1961. V. 51. P. 401.
7. Гусев А. А. // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 3.
8. Ruff L., Kanamori H. // Phys. Earth, and Planet. Inter. 1983. V. 31. P. 202.
9. Wyss M., Brune J. N. //Bull. Seismol. Soc. 1967. V. 57. P. 1017.
10. Хэлстром К. Статистическая теория обнаружения сигналов.— М.: ИЛ, 1963.— С. 430.
- [11] Иванов В. В., Чудновский Л. С. //Импульсные электромагнитные поля быстропротекающих процессов и измерения их параметров. — М.: Атомиздат, 1978.
12. Иванов В. В., Гардер О. И: //ДАН СССР. 1985. Т. 283. С. 1149.
13. Иванов В. В., Константинова Н. П. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 5. С. 64.
14. Иванов В. В., Гардер О. И., Харламов А. А., Чудновский Л. С. //Природные катастрофы и стихийные бедствия в дальневосточном регионе. Т. I.— Владивосток: ДВО АН СССР, 1990.— С. 48.
15. Механика разрушения: Быстрое разрушение, остановка трещин. —М.: Мир, 1981.
16. Викулин А. В., Чернобай И. П. //Динамические процессы в дискретных геофизических системах.— Владивосток: ДВО АН СССР, 1986.— С. 58.
17. Algermissen S. T., Reinhart W. A., Sherburne R. W., Dellinger W. H. II [2].— P. 79.
18. Hastie L. M., Savage J. C. // Bull. Seismol. Soc. Am. 1970. V. 60. P. 1389.
19. Атмосферное электричество: Справочник по геофизике.— М.: Наука, 1965.— С. 209—229.
20. Hatori T. //Tsunami in Pacific Ocean.— Honolulu, 1970.— P. 60.
- [21] Satake K., Kanamori H.//Tsunami' 89: Abstracts. —Novosibirsk, 1989. — P. 45.
22. Tocher D. //Bull. Seismol. Soc. Am. 1960. V. 50. P. 217.
23. Pararas-Carajanniv G. A. // Pacific Sci. 1967. V. 21. P. 301.
24. Сретенский Л. Н. Теория волновых движений жидкости.—М.: Наука, 1977.— С. 815.
25. Abbe K., Ishii H. // J. Oceanograph. Soc. Japan. 1987. V. 43. P. 169.
26. Иванов В. В. // [14].— С. 121.
27. Tsunami Travel Time Charts for Use in the Tsunami Warning System.— Washington: US. Dept. of Comm., 1971.
28. The Prince William Sound Earthquake of March 1964 and Aftershocks. V. III. Washington: US. Dept. of Comm. 1969.— P. 161.
29. Иванов В. В. II Изв. АН СССР. Сер. «Физика Земли». 1988. № 1. С. 88.
30. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Теория упругости.— М.: Физматгиз, 1960.— С. 400.
- [31] Вялых В. Ф. // Совещание по цунами. —Горький: ИПФ АН СССР, 1984. — С. 27
32. Small J. B., Wharton L. C. // [28]. — P. 21
33. Parkin E. J. //Ibidem.— P. 35.
34. Pore A. J. //Ibidem.— P. 99.
35. Фланаган Дж. Анализ, синтез и восприятие речи.— М.: Связь, 1968.
36. Тихонов А. Н. //ДАН СССР. 1963. Т. 151. С. 49.
37. Арсенин В. Я., Иванов В. В. //Радиотехн. и электрон. 1967. Т. 14. С. 167.
38. Фейнман Р. Статистическая механика.— М.: Мир, 1978. С. 407.
39. Иванов В. Б., Гардер О. И. // Изв. АН СССР. Сер. «Физика Земли». 1987. № 12. С. 72.

- 40. *Арсенин В. Я., Иванов В. В.* // ДАН СССР. 1968. Т. 182. С. 9.
- [41] *Клячко М. А.* // Региональная сессия МССС: Тезисы.— Владивосток; ДВО АН СССР, 1989.
- 42. *Моги К.* Предсказание землетрясений.— М.: Мир, 1988.— С. 382.
- 43. *Kerr R. A.* // Science. January 13, 1989.
- 44. The Chilean Tsunami of May 24, 1960 as Observed Along the Coast of Japan. — Tokyo: The Committee of Field Investigation of the Chilean Tsunami of 1960, 1961.
- 45. Twelfth Session of the IOC International Coordination Group for the Tsunami Warning System in the Pacific.— Novosibirsk, USSR, 7—10 August 1989.— Joint Report.

Статья поступила 18.06.90 г.,
после переработки 2.11.90 г.