



УДК 550.344.094.43

ГУСЕВ А. А., ЛЕМЗИКОВ В. К.

АНОМАЛИИ ХАРАКТЕРИСТИК КОДА-ВОЛН СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПЕРЕД ТРЕМЯ СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ

Настоящая работа является продолжением статьи [1], в которой было продемонстрировано наличие в зоне подготовки сильного ($M_{LH} = 7,8$) Усть-Камчатского землетрясения 1971 г. Предметом данной работы является проверка наличия аналогичного эффекта при других сильных землетрясениях, а также поиск аномалий частотного состава коды. Мы покажем, что вариации формы огибающей предвестникового характера характерны для сильных курило-камчатских землетрясений, и получим оценки временных и амплитудных характеристик явления. Будет также продемонстрировано наличие предвестниковых вариаций частотного состава кода-волн. Затем мы покажем, что вероятной причиной аномалий являются вариации поглощения в среде.

Предпосылки и методика изучения огибающих кода-волн

Мы будем следовать оправдавшей себя методике ретроспективного анализа огибающих кода-волн (второй из описанных в [1]), которая вкратце сводится к следующему. Выбираются региональные сейсмические станции на расстоянии до 150–200 км от очага будущего землетрясения, а также эпицентральный район, перекрывающий с большим запасом будущий очаг (поперечник около 200 км). Набор записей слабых землетрясений из эпицентрального района является исходным фактическим материалом. Для обмера выбираются записи с достаточно хорошо записанным «хвостом» рассеянных волн (кодой). Практически это означает, что участок записи от момента $t_s + 2(t_s - t_p)$ до момента, когда амплитуды коды уменьшились примерно до удвоенной амплитуды микросейм, должен иметь длительность не менее 70 с. Этот участок делится на интервалы длиной 10 с, их границы t_i соответствуют формуле $t_i = t_0 + n \cdot 10$, где t_0 – время возникновения землетрясения; n – целое. Обоснование выбора участка и шага см. в [1].

Далее обмеряются двойные амплитуды $2A(t_i)$ в каждом интервале; полученный набор результатов измерений для трех каналов станции далее используется для расчетов. Индивидуальной характеристикой записи служит параметр α , имеющий смысл отклонения крутизны спада огибающей $d \lg A(t) / dt$ от своего среднего. Параметр α рассчитывается для вертикального канала и среднегеометрической амплитуды двух горизонтальных каналов. Для этого предварительно по ограниченной выборке записей строится средняя региональная огибающая кода-волн [1]; обозначим ее $\lg A_{cp}(t)$. Параметр α находим как коэффициент в уравнении линейной регрессии

$$\lg A_{\text{набл}}(t) - \lg A_{cp}(t) = \alpha t + b.$$

Параметр b характеризует уровень записи и в сущности есть магнитуда по коде.

Каждая запись слабого землетрясения позволяет оценить α ; зависимость оценок α от календарного времени наносится на график. Мы приводим далее индивидуальные графики для Z -каналов (обозначены « Z ») и средние графики для двух горизонтальных каналов (обозначены « H »). Осреднение законно, так как в [1] показано отсутствие значимых различий между двумя горизонтальными каналами одной и той же станции. При рассмотрении графиков для разных каналов и станций видны синфазные аномалии на фоне некоторого среднего уровня. Этот уровень для разных каналов и станций несколько различен и испытывает плавные изменения во времени. Несмотря на это, мы сочли допустимым вести обычное осреднение данных по различным станциям и каналам, что позволяет надежнее выделить аномалии.

Отметим некоторые детали методики. Поскольку эпицентральные районы — это океаническая акватория, иногда наблюдается наложение фазы T на рассеянные волны (см. [1]), пример из нашего материала приведен в [5, с. 60]. Подобные случаи исключались при просмотре записей на глаз, иногда это явление могло пройти незамеченным и исказить результаты. Систематические изменения в пространственном размещении эпицентров в пределах эпицентрального района, вообще говоря, могут дать систематические отклонения параметра α и тем самым привести к фиктивным аномалиям, поэтому мы следили за тем, чтобы эпицентры были достаточно «рассеяны» по эпицентральному району: это наиболее существенно для аномальных периодов. Было обнаружено также, что параметр α зависит от энергетического класса K землетрясения, но только если класс достаточно мал. Поэтому при отборе данных дополнительно задавался нижний порог по K . Поскольку рассеивающие свойства верхних слоев Земли зависят от глубины, мы ограничивали также диапазон глубин слабых землетрясений — они всегда не превышали 80 км.

Полнота исходного материала была практически недостижима, однако никакого систематического подбора данных не велось — в пределах изученного периода использовался весь наличный, пригодный к обработке материал на заданном уровне качества.

Результаты изучения аномалий по отдельным каналам (станциям) для трех сильных землетрясений

В данном разделе приведен фактический материал по аномалиям код-волн перед следующими сильными землетрясениями Курило-Камчатской зоны: Усть-Камчатским 1971 г. ($M_{LH}=7,8$), Итурупским 1978 г. (серия, $M_{LH,max}=8,0$) и Урупским 1963 г. ($M_{LH}=8,1$). Данные об этих землетрясениях приведены в табл. 1. Это — три из шести крупнейших ($M_{LH} \sim 8$) мелкофокусных землетрясений Курило-Камчатской зоны в период детальных сейсмологических наблюдений. По техническим причинам не удалось подобрать достаточно материала по Шикотанским землетрясениям 1969 г. ($M_{LH}=8,2$) и 1973 гг. ($M_{LH}=7,9$). Кроме того, имеется годовой пробел в данных по Урупскому землетрясению. Данные по Итурупскому землетрясению 6 ноября 1958 г. ($M_{LH}=8,2$) непригодны к обработке по причине перестроек характеристик аппаратуры в ранний период наблюдений. Изучалось также Петропавловское землетрясение 1971 г. ($M_{LH}=7,3$, $H=120$ км), но предварительный анализ показал отсутствие аномалий (предвестниковых или иных), и мы не стали включать соответствующие результаты в данную работу, так как землетрясения с промежуточной глубиной очага могут иметь свою специфику.

Таблица 1
Данные о сильных землетрясениях

Дата	Время			Координаты, град		H , км	M_{LH}
	ч	мин	с	с. ш.	в. д.		
Усть-Камчатское землетрясение 1971 г.							
15.XII.1971	08	29	54,0	55,9	163,4	20—30	7,8
Итурупская серия сильных землетрясений 1978 г.							
23.III.1978	00	30	58,0	43,7	149,3	40	7,6
23.III.1978	03	15	23,0	43,9	148,9	40	7,8
24.III.1978	19	47	50,0	43,9	149,1	39	8,0
Урупское землетрясение 1963 г.							
13.X.1963	05	17	57,0	44,6	149,5	60	8,1

Усть-Камчатское землетрясение 1971 г. Аномалии кода-волн перед этим землетрясением изучались нами ранее [1], однако в настоящей работе увеличен объем материала и привлечены данные за больший период времени (1966—1977 гг. вместо 1966—1974 гг.). На рис. 1 приведена карта района землетрясения, на которой даны: очаговая область, эпицентральный район, использованные сейсмические станции: Крутоберегово (К-Б), Кроноки (КРН), Ключи (КЛЧ) Беринг (БРН). Станции оснащены трехкомпонентными установками сейсмографов ВЭГИК-ГБ4 с периодом маятника 1,2 с, с фоторегистрацией. Использовались записи землетрясений с $K_{S1,2}^{\Phi 68} \geq 9,5$ ¹. Пополнение материала за 1966—1974 гг. было сделано за счет привлечения землетрясений с относитель-

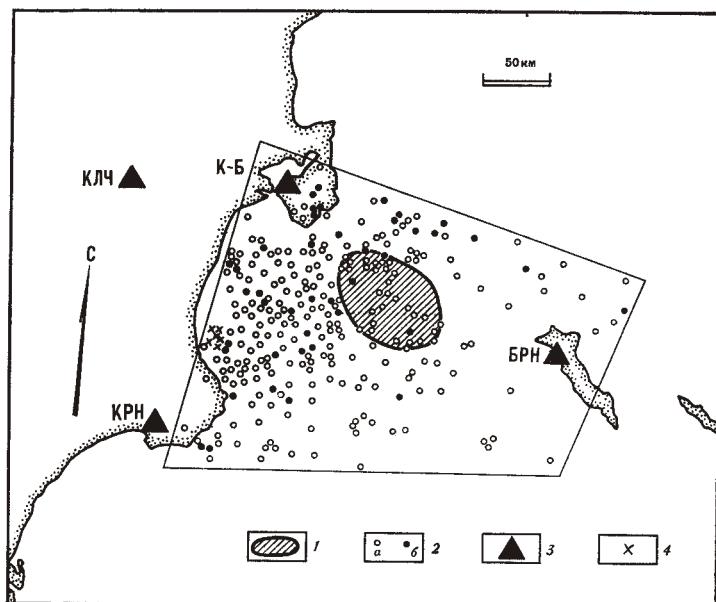


Рис. 1. Карта района очага сильного ($M_{LH}=7,8$) Усть-Камчатского землетрясения 15.XII 1971 г. 1 — очаговая зона сильного землетрясения; 2 — эпицентры обработанных слабых землетрясений (а), то же за 1971 г. (б); 3 — сейсмические станции; 4 — эпицентры землетрясений, от которых наблюдалась T -фазы на станции БРН

¹ $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ — энергетический класс Федотова (7) по S -волнам.

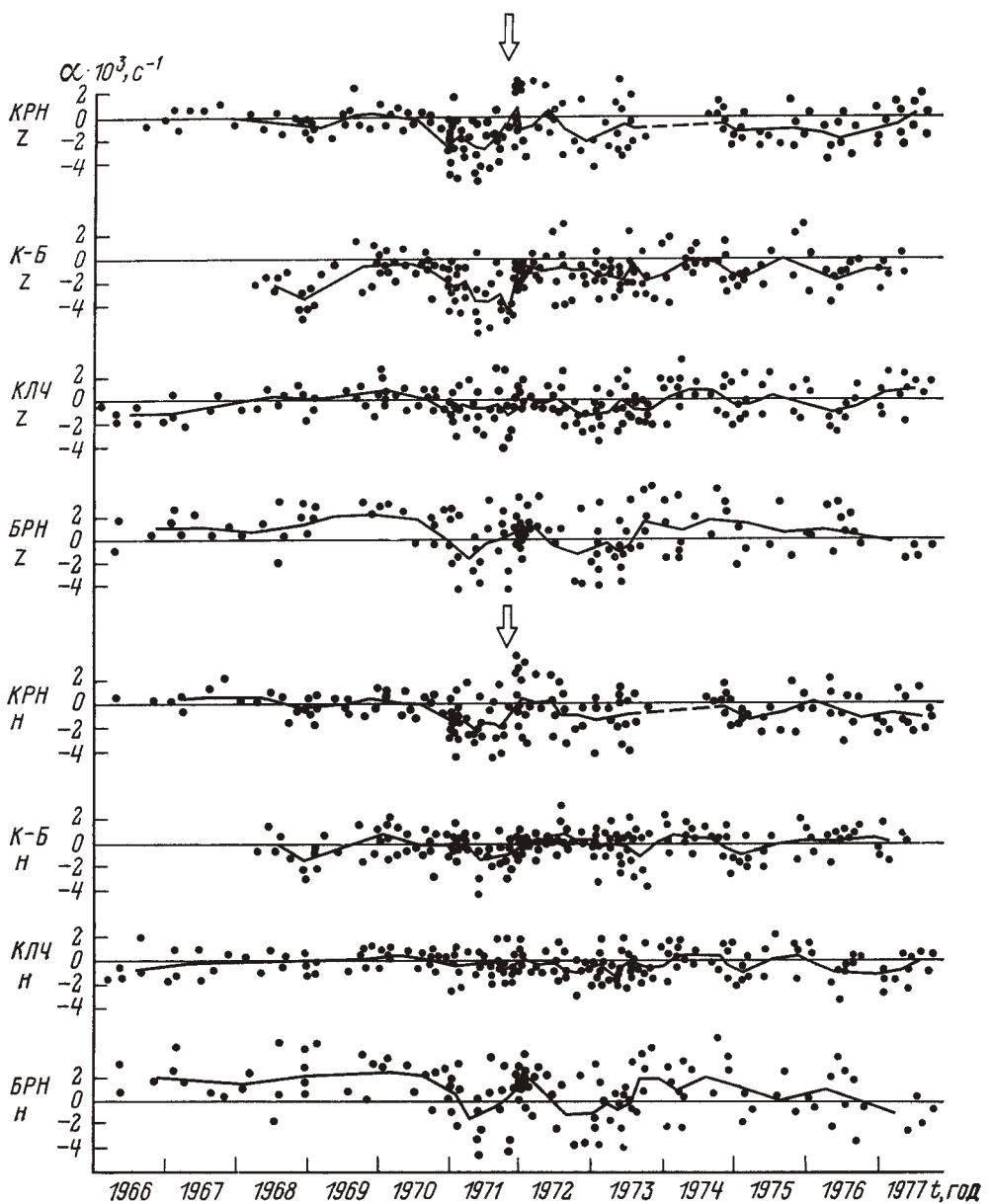


Рис. 2. Временной ход параметра α слабых землетрясений для района Усть-Камчатского землетрясения для различных станций и каналов. Отрицательное значение α соответствует более крутыму убыванию уровня коды. Ломаные соединяют центры тяжести групп по 8 точек с перекрытием по 4 точкам. Момент сильного землетрясения показан стрелкой.

но низким качеством фотозаписи, а также трехкомпонентных сейсмограмм, на которых записи лишь отдельных каналов были пригодны для обмера. В работе [1] полнота (по отношению к каталогу) составляла $\sim 50\%$; в данной работе она доведена примерно до 70% , всего обработано около 280 землетрясений (около 2000 записей). Среднее число отсчетов амплитуд на запись составляло 10–15, минимальное — 7.

Значения параметра α по H - и Z -каналам упомянутых станций приведены на рис. 2. Момент сильного землетрясения обозначен стрелкой. Визуально заметны отрицательные аномалии (кода спадает круче

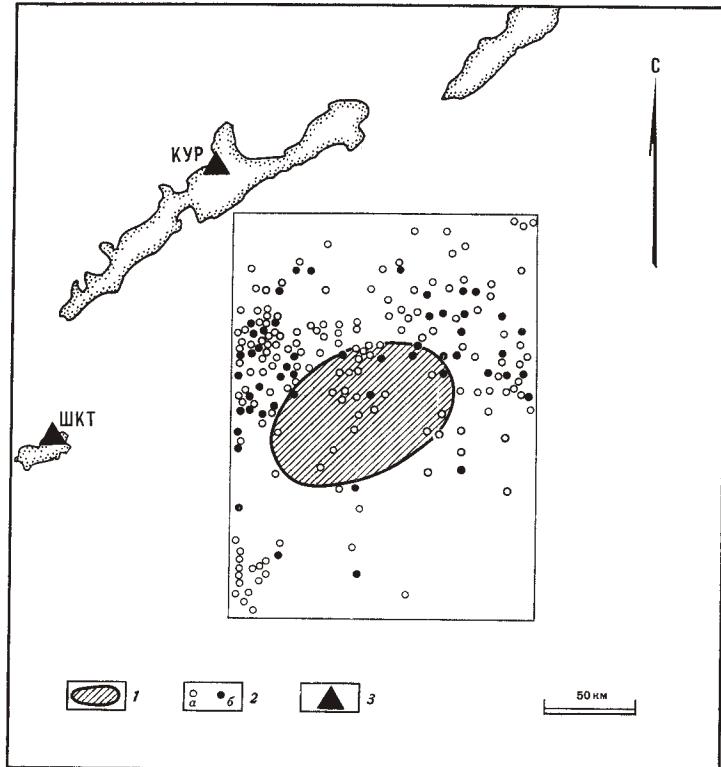


Рис. 3. Карта района очага сильного ($M_{LH, \text{max}} = 8,0$) Итурупской серии землетрясения в марте 1978 г. 1 — очаговая зона роя сильных землетрясений; 2 — эпицентры обработанных землетрясений (а), то же с 1.I.1977 г. по 15.III.1978 г. (б); 3 — сейсмические станции

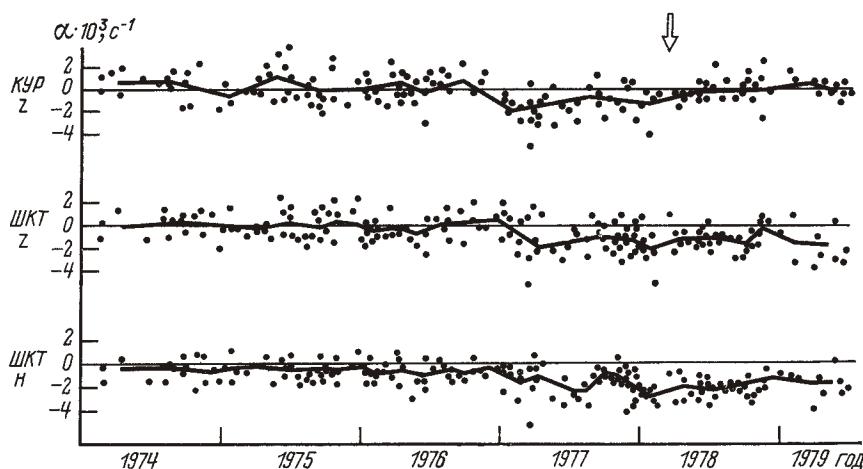


Рис. 4. Временной ход параметра α слабых землетрясений для района Итурупской серии. Обозначения см. в подписях к рис. 2

обычного) в период 1971—1973 гг. на ряде графиков. Особенno четкие аномалии видны на Z-каналах станций К-Б, КРН, БРН. Это любопытно, так как на H-графиках приведено усреднение двух каналов, что должно было бы снизить случайный шум и привести к более четкому (по сравнению с Z-каналом) проявлению аномалий. Заметна также относительная слабость аномалий на наиболее удаленной ст. Ключи (200 км

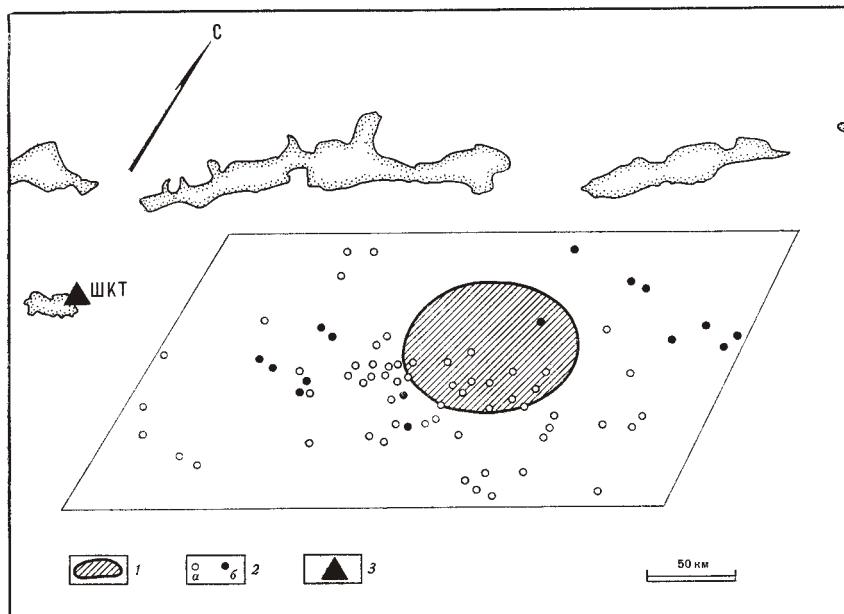


Рис. 5. Карта района очага сильного ($M_{LH}=8,1$) Урупского землетрясения 13.X.1963 г. 1 — очаговая зона сильного землетрясения; 2 — эпицентры обработанных слабых землетрясений (а), то же за 1963 г. (б); 3 — сейсмические станции

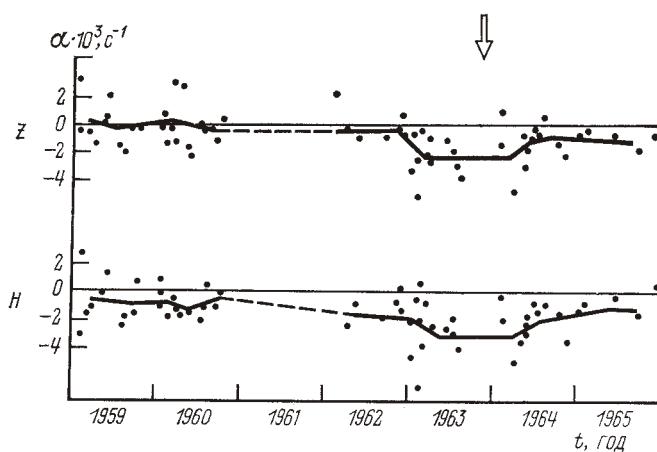


Рис. 6. Временной ход параметра α слабых землетрясений для района Урупского землетрясения по ст. ШКТ. Обозначения см. в подписях к рис. 2

от очага). На расстояниях порядка 400 км (станции Шипунский, Петровавловск) никаких аномалий не наблюдалось (данные не приведены).

Итурупская серия сильных землетрясений 1978 г. Данные по Итурупской серии, а также по Урупскому землетрясению 1963 г. (см. ниже) получены при обработке записей южнокурильских станций Шикотан (ШКТ) и Курильск (КУР), оснащенных сейсмографами ВЭГИК-ГБ-4 с периодом маятника 0,7 с. На Южных Курилах используются энергетические классы $K_{S0,7}^{C67}$ по шкале Соловьева; они «тяжелее» классов $K_{S1,2}^{Ф68}$ примерно на единицу в нашем рабочем диапазоне K , поэтому за нижний пороговый уровень было выбрано значение $K_{S0,7}^{C67} = 9$ ($K_{S0,7}^{C67}$ приво-

дится в каталоге без дробной части). На карте (рис. 3) приведены очаговая область серии 1978 г. (построена нами по каталогу), эпицентральный район и сейсмические станции ШКТ и КУР.

Средняя огибающая $\lg A_{\text{ср}}(t)$ для Южных Курил построена по стандартной методике [1] с использованием около 60 записей. Эту кривую мы использовали при расчете параметра α приблизительно для 200 землетрясений (около 600 записей) за 1974–1979 гг. Методика расчетов совпадала с вышеописанной. Станция КУР имеет только Z -канал, поэтому на рис. 4 приводятся только три графика. На всех графиках видна отрицательная аномалия в 1977–1978 гг.; разброс точек близок к разбросу камчатских данных.

Урупское землетрясение 1963 г. Данные по этому землетрясению имеют особый интерес, так как при близкой к остальным магнитуде оно, по-видимому, было заметно более мощным в шкале сейсмического момента. Использованы данные ст. ШКТ за 1959–1965 гг., с пробелом в период октябрь 1960 г.–декабрь 1962 г. Методика обработки и ограничения были те же, что и для Итурупской серии 1978 г. На карте рис. 5 приведены: очаговая зона землетрясения 1963 г. (по [6]), эпицентральный район и сейсмическая станция ШКТ. На графиках (рис. 6) видна отрицательная аномалия в 1963–1964 гг. Данные получены по обработкам около 60 землетрясений (примерно 150 записей).

Анализ осредненных аномалий

Для выявления характерных черт аномалий и проверки их значимости целесообразно провести осреднение данных различных станций и каналов. На рис. 7 приведены осредненные значения α по всем обработанным каналам для трех изученных сильных землетрясений. Число каналов N_k , по которым велось осреднение, равно соответственно 12, 4, 3 (или меньшему числу, если данные по некоторым сейсмическим каналам отсутствовали).

Нас в данной работе интересует главным образом «прогнозная» часть аномалий. Были выделены «нормальные» и «аномальные» периоды для частей графиков рис. 7, предваряющих сильное землетрясение. Для них рассчитаны оценки средних значений и стандартных уклонений (табл. 2).

Рассмотрим вопрос проверки значимости аномалий. Распределения α в нормальный период близки к гауссову. В аномальный период распределение α отличается от гауссова — оно имеет плоскую среднюю часть и ближе к равномерному. Это может указывать на наличие смеси гауссовых распределений с разными средними μ , т. е. на отсутствие истинной однородности данных в аномальный период. Разброс точек в аномальный период (по визуальной оценке) больше, чем в нормальный.

В отсутствие гауссовой (нормальности) распределения математическая статистика предлагает непараметрические методы (критерий знаков и т. п.). Мы, однако, сочли допустимым для целей нашей работы применить критерии, основанные на гипотезе нормальности. Значимость различия $\mu_{\text{норм}}$ и $\mu_{\text{ан}}$ проверялась по статистике нормального критерия:

$$d = \frac{\mu_{\text{норм}} - \mu_{\text{ан}}}{\left(\frac{\sigma_{\text{норм}}^2}{N_{\text{норм}}} + \frac{\sigma_{\text{ан}}^2}{N_{\text{ан}}} \right)^{1/2}},$$

где $\sigma_{\text{норм}}$ и $\sigma_{\text{ан}}$ заменялись на оценки, что обычно допускается при $N > 30$. Критический уровень 1% соответствует $d = 2,57$; таким образом, в первых двух случаях различие значимо на 1%-ном уровне с большим запасом (см. табл. 2). В третьем случае объем выборки мал. Поэтому до-

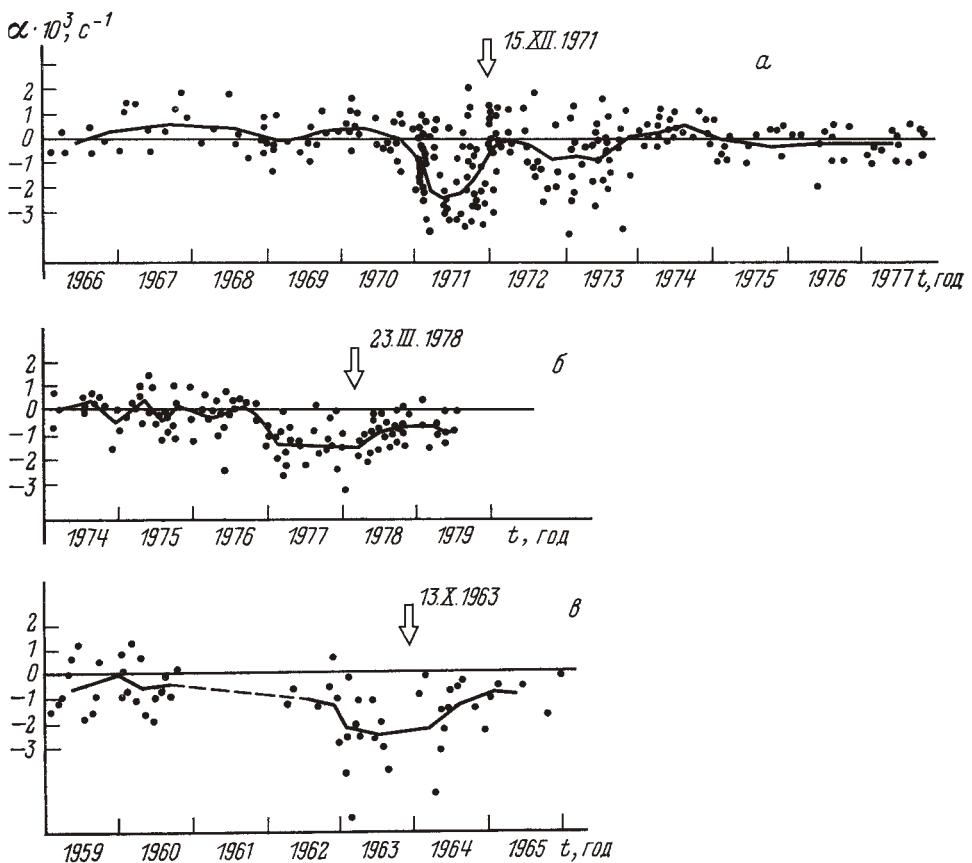


Рис. 7. Временной ход среднего по станциям и каналам значения параметра α слабых землетрясений для районов трех сильных землетрясений: Усть-Камчатского 1971 г. (а), Итурупской серии 1978 г. (б) и Урупского 1963 г. (в). Обозначения см. в подписях к рис. 2

полнительно был применен непараметрический критерий. Мы использовали уровень $\alpha = \alpha_{kp} = -0,2 \cdot 10^{-3}$, чтобы построить 2×2 таблицу сопряженности:

	$\alpha > \alpha_{kp}$	$\alpha < \alpha_{kp}$	Σ
Нормальный	29	4	33
Аномальный	0	9	9
Σ	29	13	42

Для этой таблицы $\chi^2 = 25,5$ при одной степени свободы, так что нулевая гипотеза отвергается на 1%-ном уровне. Таким образом, во всех трех случаях аномалии можно считать высокозначимыми, и нет сомнений в их реальности.

Увеличение дисперсии α в аномальный период также представляет большой интерес. Применяя в этом случае F -критерий, обнаруживаем, что на 5%-ном уровне только в первом случае нулевая гипотеза отвергается, хотя из-за отсутствия нормальности этот вывод не вполне корректен. В двух других случаях рост дисперсии не является значимым по F -критерию. Мы полагаем все же, что явление увеличения дисперсии реально.

В методическом плане важно знать, сколько нужно «аномальных точек» для объявления «значимой тревоги». Результат зависит от числа

Таблица

Характеристики предвестниковых аномалий

№ землетрясения	Период	Интервал времени	N	$\mu \cdot 10^3$	$\sigma \cdot 10^3$	$\sigma_0 \cdot 10^3$	d	F	$F_{0,05}$
1	Нормальный	1.I.1966—31.XII.1970	61	0,15	0,8	0,10	7,43	4,0	1,82
	Аномальный	1.I.1971—14.XII.1971 (11 мес)	66	-1,5	1,6	0,20			
	Аномальный после землетрясения	16.XII.1971—1.I.1974 (24 мес)							
2	Нормальный	1.I.1974—31.XII.1976	52	-0,1	0,75	0,10	6,35	1,44	1,74
	Аномальный	1.I.1977—15.III.1978 (14 мес)	26	-1,4	0,9	0,18			
	Аномальный после землетрясения	25.III.1978—1.VII.1979 (15 мес)							
3	Нормальный	1.I.1959—31.XII.1962	19	-0,7	1,1	0,20	3,78	1,92	2,04
	Аномальный	1.I.1963—12.X.1963 (9 мес)	13	-2,5	1,5	0,41			
	Аномальный после землетрясения	14.X.1963—1.III.1965 (15 мес)							

Примечания. N — число обработанных землетрясений; μ — оценка среднего значения α ; σ — оценка стандартного уклонения распределения α ; σ_0 — стандартное уклонение μ ; d — статистика нормального критерия ($d_{0,05} = 1,96$), F — статистика F -критерия, $F_{0,05}$ — верхнее 5%-ное критическое значение F -критерия.

каналов и станций, грубая оценка может быть получена из формулы

$$\frac{\mu_{\text{ан}}}{\sqrt{\frac{\sigma_{\text{ан}}}{N_{\text{к}}n}}} = d_{\text{крит}},$$

где $N_{\text{к}}$ — число каналов, n — число «аномальных» землетрясений, $d_{\text{крит}}$ — выбранный критический уровень d . При $N_{\text{к}}=6$ получаем, что необходимо ~ 20 «аномальных» землетрясений для «объявления тревоги», если задать уровень значимости 0,9 ($d=1,63$).

Длительность предвестниковой аномалии определялась на глаз, так как начало ее во всех трех случаях выражено достаточно четко. Полученные оценки приведены в табл. 2. Вариации α в пределах аномально-го периода не выражены, в частности отсутствует заметная «бухта». Кривые выглядят так, как будто α скачком уменьшилось и приняло новое постоянное значение. Впрочем, рост дисперсии по сравнению с нормальным периодом указывает на то, что фактически явление более сложное. После сильного землетрясения наблюдается относительно медленный возврат α к «нормальным» значениям. Четко выход на «нормальный уровень» прослеживается только для Усть-Камчатского землетрясения; в двух других случаях длины временного ряда недостаточно.

Характер возвратного хода α — монотонный для двух Курильских землетрясений. Для Усть-Камчатского землетрясения наблюдается не-монотонный ход, с вторичным отрицательным выбросом в 1973 г. В целом оценки длительности аномалии после сильного землетрясения имеют условный характер (см. табл. 2).

Две «ложные» аномалии на графиках для Усть-Камчатского землетрясения, в 1969 и 1973 гг., мы не рассматриваем, как ложные тревоги. Первая из них (по ст. К-Б) предваряла Озерновское землетрясение 22 ноября 1969 г. с $M_{\text{LH}}=7,7$, возникшее в 150 км к северу от этой станции. Возможно, она должна быть добавлена как четвертый случай к нашей статистике предвестниковых аномалий. Аномалия 1973 г. выра-

жена на нескольких станциях, но она слишком близка к моменту землетрясения 1971 г. и должна, с нашей точки зрения, рассматриваться как «хвост» аномалии 1971 г. В остальном параметр α в «нормальный период» более или менее стабилен.

Изучение вариаций видимого периода кода-волны

Массовый материал по кодам-волнам мы имеем в виде записей региональных сейсмографов. По причинам, обсужденным в [1], запись коды относительно узкополосна и имеет видимый период от 0,8 до 1,8 с. В этих условиях мы предположили, что вариации формы огибающей могут сопровождаться вариациями частотного состава коды. Соответствующее исследование было проведено по материалам Усть-Камчатского землетрясения (см. рис. 1). Всего обработано около 220 землетрясений по сейсмограммам четырех станций с 1967 по 1977 гг. Методика обработки была следующая: на участке коды (критерии выбора см. выше) выделялись 50-секундные интервалы и подсчитывалось число n положительных экстремумов записи: видимая частота определялась как $\bar{f} = n/50$. Центры интервалов приняты в моменты времени 75, 125, ... , 325 с от времени в очаге. Данные по всем каналам каждой из четырех станций за каждый год в период 1968—1976 гг. были осреднены; зависимости $\bar{f}(t)$ приведены на рис. 8. Левая часть ломаных опирается на большее число слабых землетрясений и поэтому более надежна.

Из рис. 8 видно, что кривые аномального по параметру α 1971 г. идут везде ниже среднего многолетнего уровня. Наиболее низкие частоты наблюдаются: для ст. К-Б — в 1971 г. до сильного толчка, в период афтершоков землетрясения 1971 г., в 1973 г.; для ст. КРН — в 1970 и

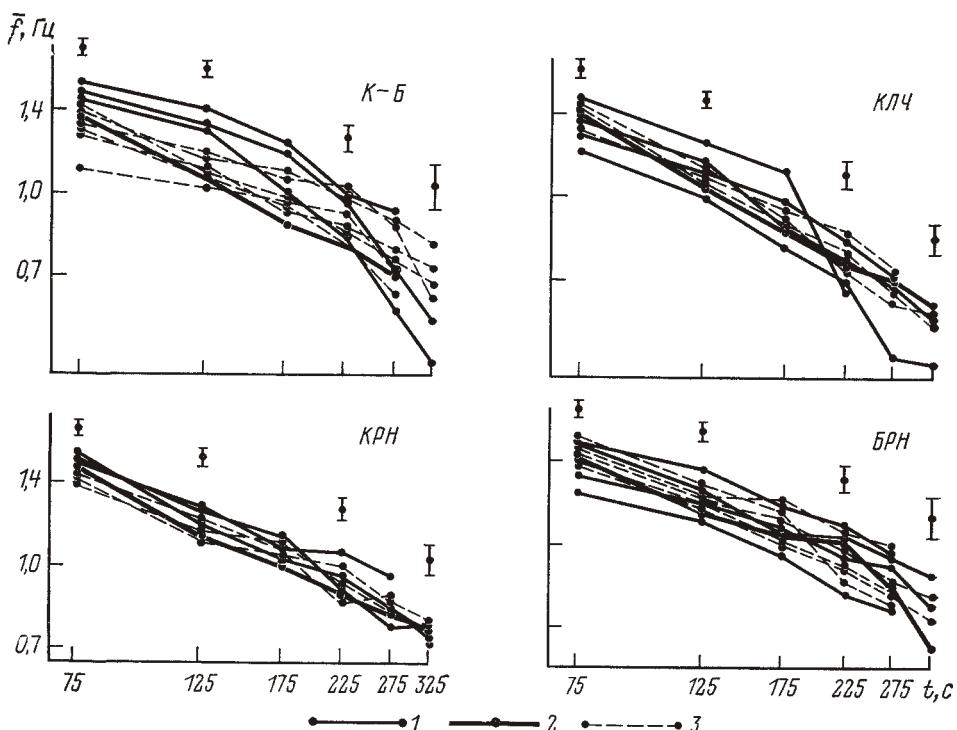


Рис. 8. Зависимость видимой частоты \bar{f} колебаний в коде от времени на записи для четырех сейсмических станций 1 — среднегодовые значения для 1967—1970 гг.; 2 — то же за 1971 г.; 3 — то же за 1972—1976 гг. Вертикальные отрезки указывают диапазоны $\pm\sigma$ для среднегодовых значений \bar{f} , полученные осреднением значений σ^2 за отдельные годы

1971 гг.; для КЛЧ – в 1968, 1971 гг.; для ст. БРН – в 1967, 1971, 1973 гг. Таким образом, снова наиболее выражены аномалии периода 1971–1973 гг.

На рис. 9 приведен временной ход среднегодового значения \bar{f} для момента $t=125$ с; причем для ст. К-Б приведены наряду со средним по трем каналам данные H - и Z -каналов раздельно. Видно резкое уменьшение видимой частоты для ст. К-Б и нечеткое для ст. КРН. Для станций БРН и КЛЧ выраженной аномалии нет. Заметим, что график ст. К-Б не выходит на свой начальный уровень в течение 6 лет после землетрясения.

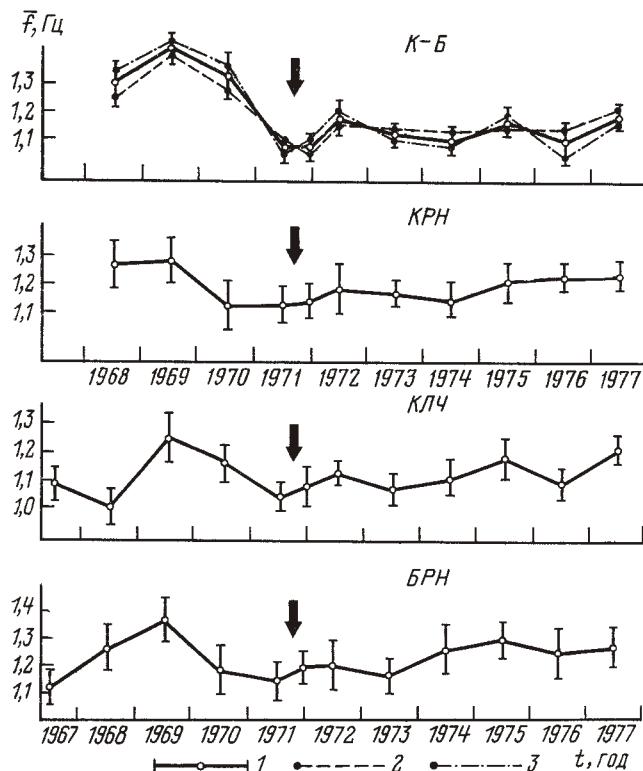


Рис. 9. Временной ход среднегодового значения видимой частоты \bar{f} для момента $t=125$ с для четырех сейсмических станций 1 – среднее по всем каналам станций; 2 – «канал» H ; 3 – канал Z . Вертикальные отрезки указывают диапазоны $\pm\sigma$. «Дополнительная точка» в 1971 г. получена по афтершокам сильного Усть-Камчатского землетрясения за период 15–31.XII.1971 г.

Таким образом, определенные аномалии видимой частоты наблюдаются, наиболее выражены они на ближайшей к эпицентру сильного землетрясения ст. К-Б. Однако они менее устойчивы и не столь однотипны, как аномалии формы огибающих.

Полосовая фильтрация записей коды

Выявленные предвестниковые аномалии формы огибающей отражают некоторое физическое явление. Как мы уже отмечали в [1], причина аномалий может быть связана с вариациями свойств среды (рассеяния и (или) поглощения) или с вариациями спектрального состава источников. Влияние спектрального состава связано с тем, что меняет-

Таблица 3

Данные об использованных записях

№	Дата	Время			Координаты, град		Н, км	К	Станция	$\alpha \cdot 10^3$
		ч	мин	с	с. ш.	в. д.				
«Нормальный» период										
1	14. XII. 1968	16	21	13,5	55,50	163,40	0	10,7	К-Б	+0,5
2	27. I. 1969	10	33	45,0	55,80	163,50	5—10	10,6	»	-1,7
3	26. IV. 1969	11	39	13,5	55,85	162,50	20	10,3	К-Б *	0,0
4	12. X. 1969	14	22	02,0	55,10	162,12	20	11,2	К-Б	-2,3
5	14. II. 1970	05	12	59,0	55,90	163,06	0—5	10,7	»	-1,6
6	26. II. 1970	06	37	30,0	54,99	162,92	35	11,2	КРН *	-1,6
7	10. IV. 1970	01	04	58,4	54,78	162,40	25	11,1	»	-0,8
8	12. IV. 1970	17	38	56,5	55,39	163,21	5	10,7	К-Б	-0,3
«Аномальный» период										
9	11. IV. 1971	00	54	04,0	55,56	162,33	15	11,0	»	-1,9
10	07. VI. 1971	13	07	15,0	55,54	162,47	5	9,8	К-Б **	-5,2
11	10. VI. 1971	08	37	20,0	55,72	162,15	20	10,3	»**	-3,7
12	19. VIII. 1971	09	28	51,8	55,55	162,46	60	10,3	К-Б	-4,0
13	04. X. 1971	12	25	00,0	54,85	162,90	5—10	10,6	КРН	-3,5
14	11. XI. 1971	06	04	13,5	55,16	162,71	80	10,5	К-Б	-3,2

* Отсутствует цифровка канала В-3.

** Отсутствует цифровка канала Z.

ся средняя частота сигнала, при этом среда «зондируется» излучением с другой длиной волны и зависимость свойств среды от длины волны будет проявляться как кажущееся изменение этих свойств во времени.

Выявление природы аномалий формы огибающих коды представляют очевидный интерес, поскольку между аномалиями свойств среды и аномалиями свойств источников имеется важное качественное отличие. Для выяснения этого вопроса мы использовали в данной работе полосовую фильтрацию записей региональных станций. При достаточно узкой полосе фильтра огибающие профильтрованных записей не зависят от спектра источника и отражают только свойства среды (время работы источника, как обычно, предполагается малым).

Для анализа отобраны записи вертикальных и горизонтальных каналов станций К-Б и КРН для нормального и аномального периода. К сожалению, пригодных к оцифровке записей очень мало. Использованные землетрясения приведены в табл. 3 и на рис. 10, они образуют две группы — вблизи станций К-Б и КРН, которые изучались раздельно по записям соответствующей станции. Записи цифровались от момента $t_0 + 2,5(t_s - t_p)$ или более позднего (при больших амплитудах) до момента, когда уровень коды вдвое превышал уровень микросейсм. Затем проводилась полосовая цифровая фильтрация полуоктавными фильтрами с осевыми частотами 0,75 и 1,5 Гц. На выходе фильтра получаем сглаженную (с постоянной времени 5 с) среднеквадратическую амплитуду $\bar{A}(t)$. Индивидуальные графики $\bar{A}(t)$ осреднялись путем вертикального сдвига до наилучшего совмещения. На рис. 11 приведено восемь графиков $\lg \bar{A}(t)$ — для двух частот, двух групп данных и двух календарных периодов. Во всех четырех парах наблюдается явное увеличение наклона кривой в аномальный период. Различие средних наклонов кривых $\lg \bar{A}(t)$ для наиболее надежной пары кривых (ст. К-Б, 1,5 Гц) составляет около $-1,6 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Если приписывать это изменение росту поглощения в среде, то, используя формулу (32) из [1] с $f_a = 1,5 \text{ Гц}$ и $Q_{\text{норм}} = 250$, получим, что рост поглощения составил $\sim 20\%$.

Ту же оценку получим, если используем среднее значение α для аномального периода: $\alpha = -0,002$ (табл. 2)².

Тот факт, что вариации наклона огибающих коды сохранились после фильтрации, свидетельствует о том, что вариации спектров источников нельзя считать вероятной причиной аномалий формы огибающей. Аналогичный вывод следует и из характера аномалий видимой частоты. Действительно, рост крутизны огибающей указывает на рост эффективного поглощения в среде. При неизменных свойствах среды это указывает на рост частоты источника; видимая частота коды при этом должна возрасти. В это же время наблюдения указывают на ее уменьшение.

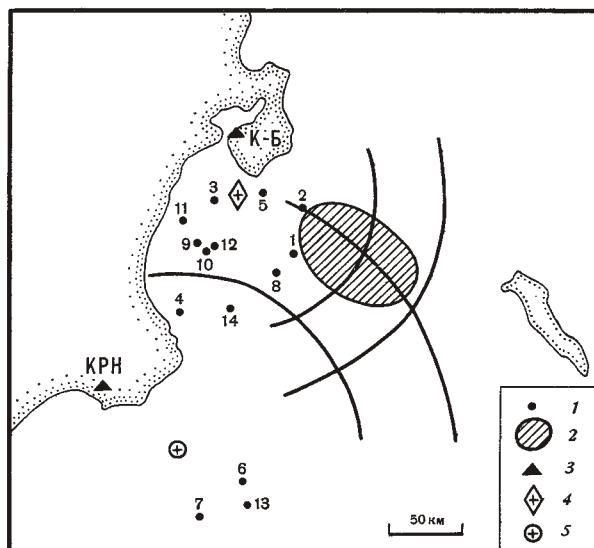


Рис. 10. Схема района исследования 1 — эпицентры землетрясений (номера согласно табл. 3); 2 — очаговая зона землетрясения 15.XII 1971 г. с $M_{LH}=7.8$; 3 — сейсмические станции; 4 — условный центр системы северной группы эпицентров — ст. К-Б, от которого проводились засечки рассеивающего « пятна »; 5 — то же для южной группы и ст. КРН

Большой интерес представляет появление «горбов» на кривых аномального периода (заштриховано на рис. 11). Реальность «горбов» трудно строго доказать формально, но простейшие проверки показывают, что они скорее всего неслучайны. Наличие «горбов» может указывать на возникновение в аномальный период мощного локализованного рассеивающего « пятна ». Такая возможность качественно обсуждалась в [4]. В рамках модели однократного рассеяния « пятно » приведет к появлению «горба» на временах порядка двойного времени пробега от « пятна » до системы станция — источник. Расстояние до « пятна » r определяется формулой

$$r = \tau / 2V_s,$$

где τ — запаздывание, V_s — скорость S -волн. Полагая $V_s = 3,5$ км/с и $\tau = 85$ и 130 с (для станций К-Б и КРН), получим значения $r = 150$ и 230 км. Однако из нашей работы [2] следует, что средняя кратность рассеяния будет около двух. В этом случае « дальность зондирования » снизится примерно в 1,5 раза и оценки r будут 100 и 150 км.

² Формула (32) в [1] верна, однако значения средней частоты f_a и $d\alpha/dQ$ ошибочны. Оценка вариаций Q ($\sim 20\%$) в [1] верна. Здесь использованы правильные значения $f_a = 1,2$ Гц и $d\alpha/dQ = 2,7 \cdot 10^{-5}$, полученная оценка — снова $\sim 20\%$.

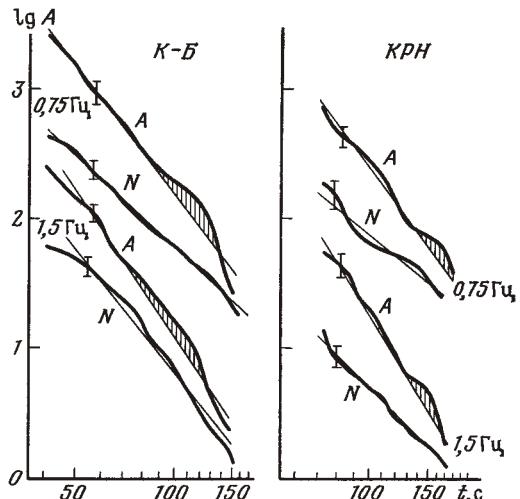


Рис. 11. Сглаженные и осредненные кривые $\bar{A}(t)$ для станций К-Б и КРН, частот 0,75 и 1,5 Гц, для нормального (N) и аномального (A) периодов. Кривые аппроксимированы прямыми на глаз, заштрихованы «горбы» при временах более 85 и 130 с для станций К-Б и КРН соответственно. Вертикальные отрезки указывают диапазоны $\pm\sigma$ для оцененных кривых. Кривые произвольно сдвинуты по вертикали

На рис. 10 сделаны соответствующие варианты засечек (возможен и второй вариант засечек — к западу от станции). Судя по засечкам, локализованное рассеивающее « пятно » может находиться в непосредственной близости от очаговой зоны будущего землетрясения.

О природе предвестниковых аномалий

Использование полосовой фильтрации позволило исключить спектральные вариации источников как возможную причину аномалий огибающей коды. Обсудим поэтому эффекты рассеяния. Следует отметить, что изменение средней мутности среды не меняет формы огибающих коды (оно затрагивает лишь их уровень). Поэтому рост крутизны огибающей может быть связан лишь с пространственно-неоднородным изменением плотности рассеивателей, причем достаточно специфического характера. Наличие эффекта на нескольких станциях одновременно делает это объяснение маловероятным. Поэтому наиболее правдоподобно, что аномалии α связаны с ростом эффективного поглощения в среде для S -волн с частотами 0,6–2 Гц. Поглощение растет примерно на 20%. Масштаб аномально поглощающей зоны порядка 100–200 км.

Следует отметить статью [3], в которой проводилась оценка Q_s среды в районе зал. Камчатский в предположении, что Q_s пропорционально видимой частоте S -волн от близких землетрясений. Такой своеобразный метод оценки Q_s привел к результатам, прямо противоположным нашим,— автор [3] обнаружил аномальный рост Q_s перед Усть-Камчатским землетрясением 1971 г. В силу полной несопоставимости методик мы не видим здесь реальных противоречий с нашими результатами.

Вывод о появлении в окрестности очага локализованного рассеивающего пятна менее надежен, чем выявление вариаций поглощения. Он получен для одного сильного землетрясения по малому объему данных, и пока его следует считать гипотетическим.

Аномалия частотного состава коды выражена не так четко, как аномалия формы огибающей. Вообще говоря, она также может быть вызвана вариациями поглощения. Теоретически трудно оценить, как повлияет обнаруженное изменение поглощения на видимую частоту. Асинхронность кривых f на рис. 9 для разных станций и качественное различие кривых для α (есть возврат к начальному значению после землетрясения) и для f (такого возврата нет) наводят на мысль, что вариации f имеют и другие причины кроме вариаций поглощения. Ранее было обнаружено [9], что землетрясения с $m_b=4-5$ из зоны подготовки

землетрясения 1971 г. излучают аномально низкочастотные P -волны. Таким образом, временные вариации f могут быть частично связаны с изменениями свойств очагов слабых землетрясений. Это, однако, противоречит отсутствию аномалий на ст. БРН. Вопрос о природе аномалий f остается открытым.

Заключение

Основной результат данной работы — обнаружение предвестника в виде роста крутизныгибающей кода-волны для трех сильных землетрясений Курило-Камчатской зоны. Предвестник довольно однотипен: примерно за год до землетрясения параметр α скачком падает от нуля до величин порядка $-(0,0015-0,0025)$ и остается на этом уровне до момента землетрясения. После землетрясения параметр α возвращается к нулю в течение периода в один — два года. Прогнозная аномалия высоко значима статистически и может быть оперативно обнаружена по данным, накопленным за 2—4 месяца (если нет ситуации выраженного сейсмического затишья).

Примечательно скачкообразное возникновение аномалии и отсутствие заметного бухтообразного характера предвестника. Отметим в этой связи, что наблюдавшиеся в Калифорнии временные вариациигибающих кода-волни [8] также имели скачкообразный характер (изменение за срок порядка месяца при периоде наблюдений около года).

Использование спектрального анализа подтвердило предварительный вывод [1] о том, что вероятной причиной аномалий является рост поглощения в среде приблизительно на 20%.

Авторы выражают признательность руководству и сотрудникам СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, любезно предоставившим возможность работать с архивом курильской сети, а также Л. М. Коноваловой за техническую помощь.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев А. А., Лемзиков В. К. Предварительные результаты изучения вариацийгибающих коды близких землетрясений перед Усть-Камчатским землетрясением 1971 г.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 6, с. 82—95.
2. Гусев А. А., Лемзиков В. К. Оценка характеристик рассеяния поперечных волн в коре и верхней мантии Камчатки по наблюдениям станции «Шипунский».— Вулканология и сейсмология, 1983, № 1, с. 94—109.
3. Жадин В. В. Вариации во времени эффективной добротности для верхнего слоя литосферы, связанные с Озерновским 22.XI.1969 г. и Усть-Камчатским 15.XII 1971 г. землетрясениями.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3, с. 580—583.
4. Раутян Т. Г., Халтурин В. И., Закиров М. С. Изучение условий в очаговых зонах по сейсмической коде.— В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 224—256.
5. Раутян Т. Г., Халтурин В. И., Закиров М. С. и др. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. 142 с.
6. Соловьев С. Л., Соловьева О. Н., Тараканов Р. З. и др. Землетрясения Дальнего Востока— В кн.: Землетрясения в СССР в 1963 г. М.: Наука, 1966, с. 131—167.
7. Федотов С. А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
8. Chouet B. Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon California— Geophys. Res. Lett., 1979, v. 6, № 3, p. 143—146.
9. Gusev A. A., Semenov A. N., Sinelnikova L. G. The earthquake spectral anomaly estimate by the M_{LH} to m_b relation and its possible application to earthquake prediction.— Phys. Earth. and Plan. Intern., 1979, v. 18, p. 326—329.