

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.834 (571.66)

ИЗУЧЕНИЕ РАСЩЕПЛЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
1998 ГОДА НА ПОЛУОСТРОВЕ КАМЧАТКА

М.Н. Лунева, Д.В. Дрознин**, В.Е. Овчинников**

* *Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

** *Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Представлена методика анализа и определения динамических и кинематических характеристик сейсмических волн от землетрясений малой мощности. На основе данной методики проведено исследование характеристик прямых продольной и поперечных волн от землетрясений разной глубины, записанных сейсмической цифровой станцией Петропавловская за период 1998 года. Исследованы временные вариации поляризации быстрой поперечной волны и разности времен прихода между расщепленными поперечными волнами. Отмечается корреляция в характере изменения поляризации быстрой поперечной волны и сейсмического режима региона. Оценена нижняя граница анизотропного слоя в земной коре и коэффициент скоростной анизотропии.

Ключевые слова: сейсмические волны, анизотропия, расщепление поперечных волн.

ВВЕДЕНИЕ

Поле напряжений в верхней части Земли формируется главным образом силой тяжести и горизонтальными силами, обусловленными тектоническими процессами. Анизотропия напряжений в различных термодинамических условиях приводит к деформациям горных пород различного рода [4] и, как следствие, к анизотропии упругих свойств горных пород. Экспериментальное изучение упругих параметров образцов Кольской скважины показало, что начиная с глубины 2 км все породы существенно анизотропны с коэффициентом анизотропии $V_{cp} = 0.18 - 0.31$ [5]. Исследования поляризационных и скоростных характеристик упругих волн в образцах различных горных пород показало также изменение пространственного положения элементов симметрии под действием постоянно действующей нагрузки [2].

По экспериментальным и теоретическим данным деформационное состояние земной коры может быть описано в рамках моделей упорядоченных поро-трещиноватых сред с преобладающей вертикальной ориентацией микронеоднородностей с простиранием вдоль максимальной компоненты горизонтального напряжения в верхней части земной коры [7-10]. В общем случае тип симметрии среды

определяется как гексагональный (трансверсально-изотропный) с горизонтальной осью симметрии высшего порядка. Вариации напряжения среды во времени приводят к переориентации микронеоднородностей и изменению упругих параметров среды, которые могут быть зафиксированы в поляризации поперечных волн и времени задержки между расщепленными поперечными волнами.

В данной работе предлагается методика анализа и определения волновых характеристик прямых продольной и поперечных волн от локальных землетрясений, а также предварительные результаты исследований анизотропных свойств среды и изменения параметров поперечных волн за период 1998 г. в районе г. Петропавловска-Камчатского.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК
ПРЯМЫХ ВОЛН

Методика анализа анизотропии среды основана на исследовании характеристик прямых продольной и поперечных волн от землетрясений малой мощности. Предполагается, что при землетрясениях малой мощности физическое состояние среды не претерпевает значительных изменений. Использование прямых волн обусловлено тем, что в достаточно од-

нородных средах пути продольной и поперечной волн близки, и векторы поляризации трех волн взаимноортогональны, что значительно упрощает идентификацию расщепленных волн. В предлагаемой методике проводится определение следующих характеристик прямых волн от землетрясений: 1) вектор поляризации (угол выхода, азимут); 2) амплитуда; 3) времена прихода и задержек волн t_{P_s} , t_{S_s} ; 4) степень взаимной ортогональности волн. Методика идентификации волн и определения их характеристик включает следующие этапы.

Предварительная обработка сейсмограмм

Предварительная обработка трехкомпонентных сейсмограмм включает анализ качества записи, соотношения сигнал/шум, спектральных характеристик продольной и поперечных волн. На основе анализа проводится отбраковка записей и частотная фильтрация выбранных записей. Анализ и предварительная обработка сейсмических записей осуществляется в рамках пакета «Интерактивная программа обработки и анализа цифровых сейсмограмм», разработанного В.Д. Дрозным и применяемого в КОМСП ГС РАН (г. Петропавловск-Камчатский). Данный пакет позволяет также предварительно оценить поляризационные характеристики волн.

Определение динамических характеристик волн

Теоретически сейсмические волны в однородных анизотропных средах являются линейно-поляризованными, но в реальных средах за счет эффектов интерференции с другими волнами характер колебаний может быть достаточно сложным. Поэтому для идентификации волн и определения их параметров применяются последовательно несколько подходов.

Анализ мгновенных значений поляризации

Данный подход включает анализ траектории движения частиц в сферической системе координат, предложенной Е.И. Гальпериным [1]. Трехкомпонентные сейсмограммы NEZ из декартовой системы координат преобразуются в сферическую систему координат $R\theta\phi$. В сферической системе координат положение частицы описывается радиус-вектором, который характеризуется модулем амплитуды смещения $R(t) = |u(n, e, z, t)|$ и направлением в пространстве. Направление вектора в пространстве задается через азимут $\theta(t)$, отсчитываемый от направления на север по часовой стрелке, и угол выхода $\phi(t)$, отсчитываемый от вертикальной оси. В случае линейно-поляризованных колебаний значения азимута и угла выхода постоянны во времени и представляют-

ся прямыми линиями, положение которых может закономерно изменяться с разрывами при изменении направления смещения частиц на 180° в зависимости от направления смещения в волне. При круговой поляризации, когда интерферируют линейно-поляризованные волны с ортогональной направленностью смещений, угол выхода ундуирует относительно истинного угла выхода, а азимут плавно изменяется в пределах 360° .

На рис. 1-3 показана запись землетрясения в виде трехкомпонентных сейсмограмм NEZ и сейсмограмм, построенных в сферической системе координат для участков вступления волн P, S. В случае интерференции линейно-поляризованных волн характер смещения частиц изменяется от эллиптического до кругового типа в зависимости от соотношения их амплитуд, углов выхода и разности фаз. При эллиптической поляризации могут выделяться участки устойчивой поляризации. Значения азимута могут изменяться в пределах 360° , а угла выхода в пределах десятков градусов (в зависимости от углов выхода интерферирующих волн). На участках вступления P-волны и S-волн фиксируются линейные волны с устойчивыми параметрами поляризации (рис. 2, 3, интервалы времени 1.6-1.9 с, 11.8-12.1 с).

По сферическим сейсмограммам характер движения частиц определяется достаточно хорошо. Направления поляризации фиксируются в каждый момент времени (мгновенная поляризация), что позволяет выделять области устойчивой поляризации и оценивать тип поляризации и степень интерференции. Резкой смене поляризационных параметров соответствует смена типа волны. Динамические характеристики прямой продольной волны практически однозначно определяются на основе сферических сейсмограмм. Волновое поле в области поперечных волн, в общем случае, является более сложным в результате интерференции расщепленных поперечных волн между собой и с рассеянными волнами, поляризация которых может значительно отличаться от поляризации поперечных волн. Поэтому в ряде случаев для идентификации расщепленных поперечных волн и определения их динамических характеристик требуется дополнительный анализ.

Анализ эллипсоида поляризации

Для оценки пространственного распределения векторов поляризации в некотором интервале времени проводится вычисление трех главных направлений смещений, определяющих эллипсоид поляризации. Предполагая, что поверхность векторов смещения представляет собой симметричную поверхность второго порядка, задача может быть физически све-

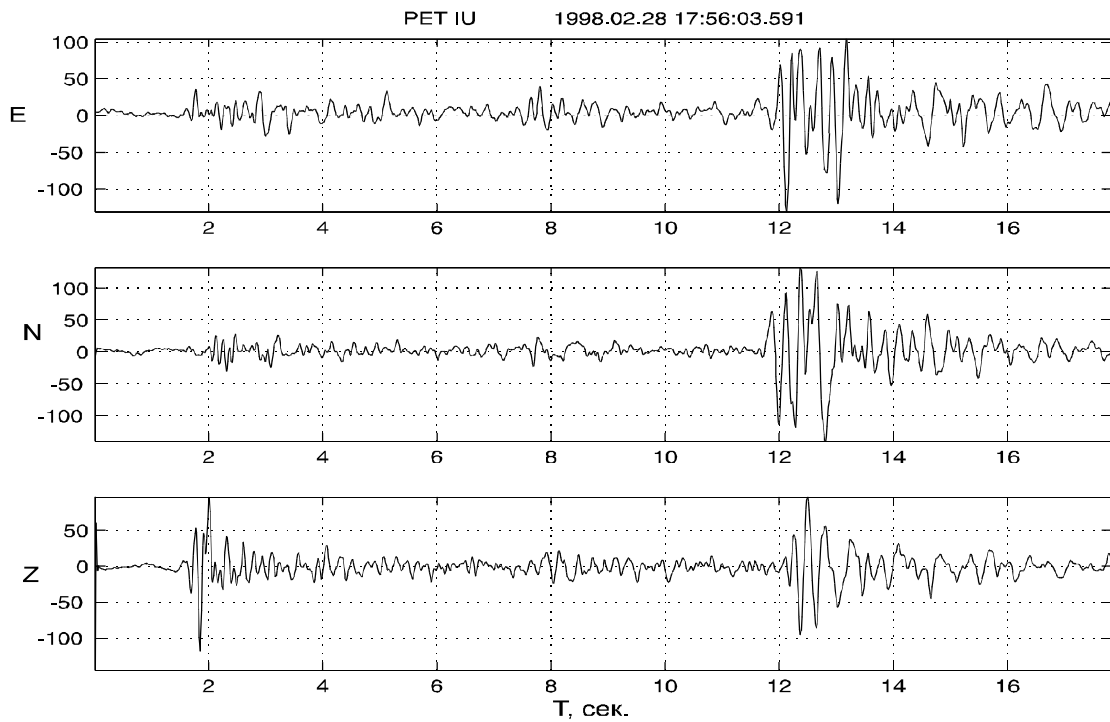


Рис. 1. Пример сейсмической записи землетрясения с $K = 6.5$, $H = 90.8$ км в декартовой системе координат ENZ.

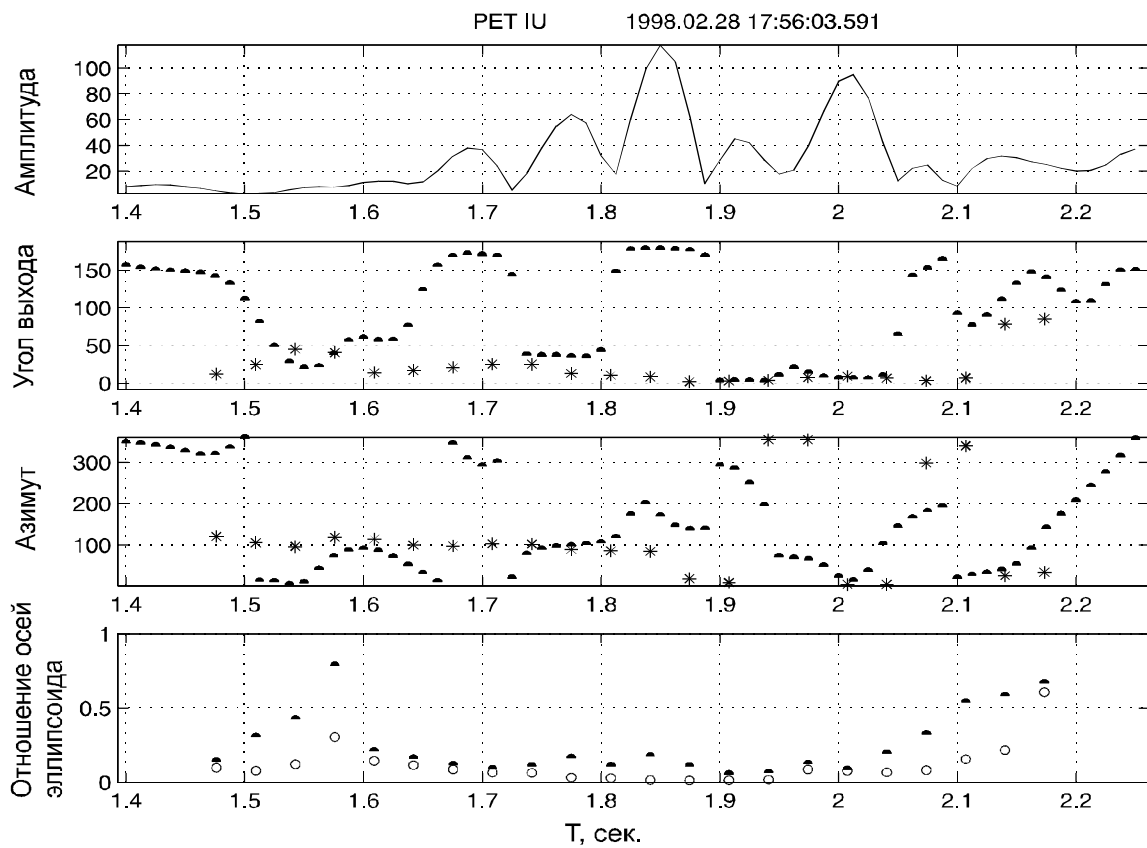


Рис. 2. Сейсмическая запись участка вступления прямой Р-волны в сферической системе координат с отображением соотношений осей эллипсоида поляризации в скользящем временном окне ($\Delta t \approx T \approx 0.2$ с). Звездочки показывают значения угла выхода и азимута волны в скользящем окне. Точки и кольца отображают значения второй и третьей осей эллипсоида по отношению к величине главной первой оси.

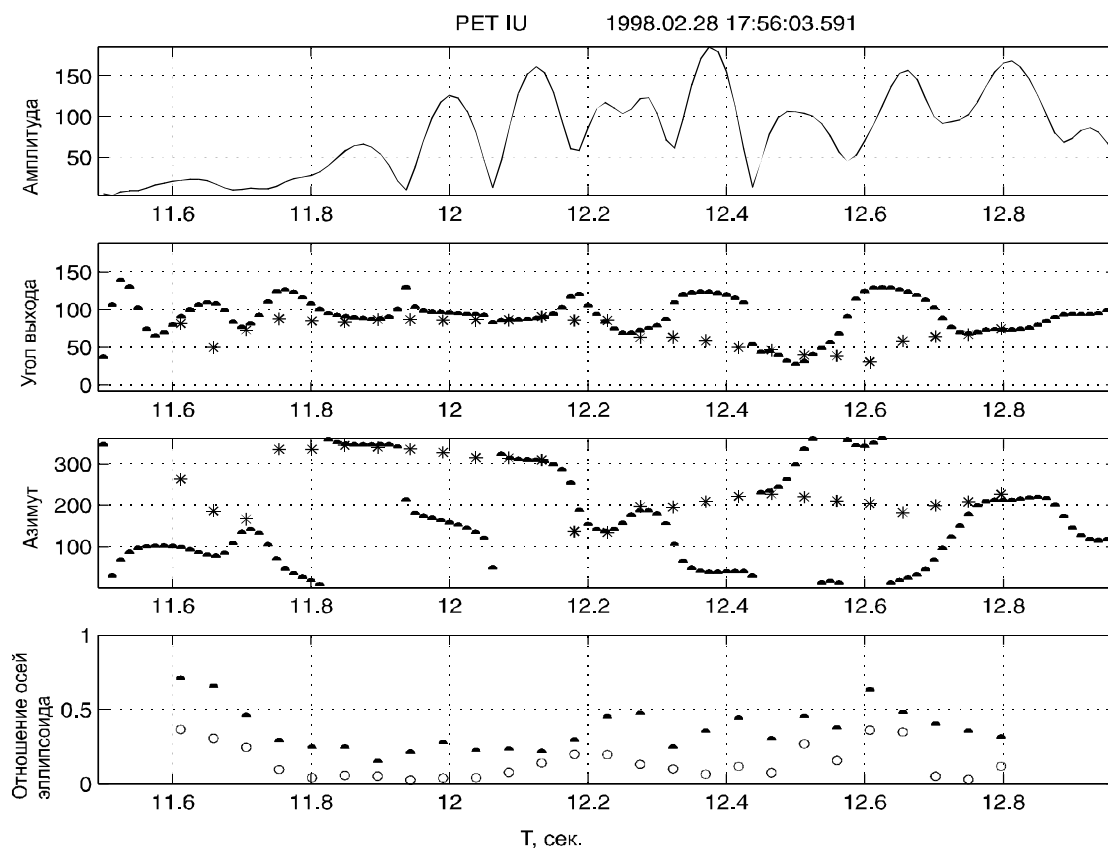


Рис. 3. То же, что на рис. 2, но для участка вступления поперечных волн.

дена к поиску трех главных осей. Для этого строится в прямоугольной системе координат (n, e, z) ковариационная матрица $I_{ij} = \text{cov}(X_i, X_j)$, где $i, j = 1, 2, 3$; X_i - текущие координаты векторов смещений $\mathbf{u}(n_p, e_p, z_p, t_p)$ и n - количество векторов в выбранном интервале времени.

Математически задача сводится к решению системы трех однородных уравнений, т.е. к задаче определения собственных значений и собственных векторов. Собственные векторы определяют вероятное положение трех главных направлений смещений, которые можно рассматривать как направление главных осей виртуального эллипсоида поляризации. Длина осей a, b, c определяется собственными значениями. Полученные значения осей нормируются на максимальное значение и упорядочиваются ($a > b > c$). Взаимное соотношение осей характеризует степень линейности (эллиптичности) смещений в пространстве. Данные характеристики являются статистическими оценками, и степень достоверности зависит от равномерности (плотности) распределения векторов в пространстве и характера изменения их амплитуд. Оценка формы траектории и главного направления смещения может проводиться в скользящем окне на раз-

личных интервалах записи, а также может применяться к отдельным фазам колебаний. На рис. 2, 3, на графиках угла выхода и азимута вынесены углы выхода и азимуты главных направлений смещений, вычисленных в скользящем временном окне и приведенных к средним значениям времени окна. Из рисунков следует, что линейность волны максимальна в областях минимальных значений осей, и, наоборот, областям интерференции соответствуют повышенные значения осей b, c .

Анализ поляризационных сейсмограмм

Для идентификации расщепленных волн S_1 и S_2 и уточнения значений динамических параметров используются поляризационные (векторные) сейсмограммы, представляющие проекции смещений на выборочную систему направлений $\{\mathbf{l}(\varphi, \theta)\}$:

$$u_1^p(t) = |\mathbf{u}(n, e, z, t)|^m \cdot \cos^n[\alpha(t)],$$

$$\cos[\alpha(t)] = \mathbf{u}(n, e, z, t) \cdot \mathbf{l}(\varphi, \theta) / |\mathbf{u}(n, e, z, t)|. \quad (1)$$

Параметрами m и n регулируется диаграмма направленности поляризационного фильтра.

На рис. 4 показаны поляризационные сейсмограммы поперечных волн, построенные в горизон-

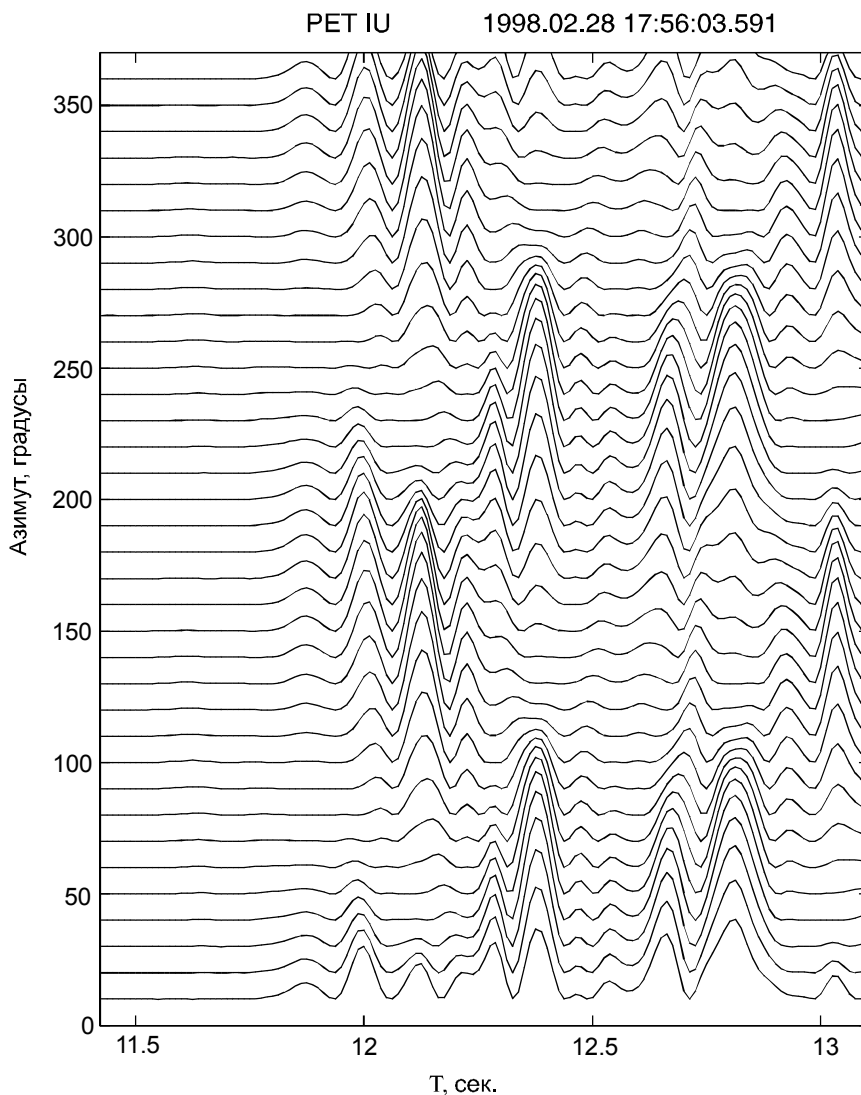


Рис. 4. Поляризационные сейсмограммы, построенные в горизонтальной плоскости с параметрами $n = m = 2$, для участка вступления поперечных волн.

тальной плоскости. На поляризационных сейсмограммах отмечаются участки, где наиболее хорошо фиксируются S_1 и S_2 волны. На данных участках оцениваются амплитуда, направление главного смещения, степень линейности (соотношение осей эллипсоида поляризации), а также степень ортогональности волн по углам между векторами поляризации волн P , S_1 и S_2 .

Анализ траектории движения частиц

Для выделенных участков трассы строятся трехмерный график траектории движения частиц и проекции траектории движения на плоскости NE , EZ и NZ с выделением главных направлений смещений, рассчитанных для данных интервалов. На рис. 5 показана проекция траектории движения поперечных волн в интервале 23-24 с на горизонтальную плоскость.

На основании предлагаемых подходов анализа волн делается окончательный выбор динамичес-

ких характеристик и строятся результирующие сейсмограммы для P , S_1 и S_2 волн, представляющие собой проекции смещений в направлениях вектора поляризации соответствующей волны (рис. 6).

Определение кинематических характеристик волн

Времена прихода волн P , S_1 и S_2 определяются визуально на поляризационных сейсмограммах. Если вступление волны осложнено помехами, то характерно для поперечных волн, то время вступления снимается с характерных фаз, коррелируемых в колебаниях волн. Дополнительно время задержки между поперечными волнами определяется на основе предположения, что формы импульсов расщепленных S_1 и S_2 волн подобны. Для этого выбираются временной интервал записи двух волн и трасса $u_j^p(t)$ на поляризационных сейсмограммах, где наиболее четко фиксируется только одна из поперечных волн. В за-

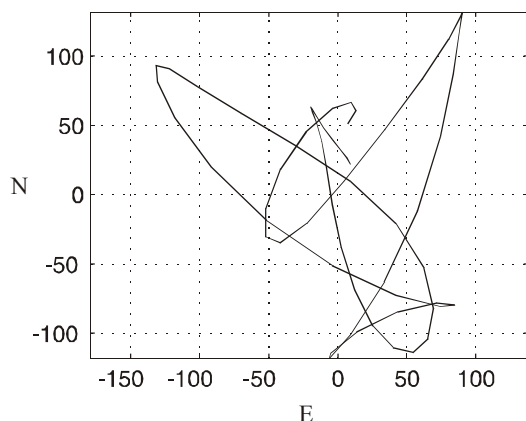


Рис.5. Проекция траектории движения частиц на горизонтальную плоскость NE для участка записи 11.8-12.5 с.

данном интервале записи рассчитываются коэффициенты корреляции и временной сдвиг между выбранным импульсом с записями на всех других трассах. Время задержки медленной волны S_2 относительно быстрой волны S_1 ($\Delta t_{S_2} = t_{S_2} - t_{S_1}$) определяет-

ся как временной сдвиг на трассе с максимальным коэффициентом корреляции, значение которого должно быть не меньше 0.8. Количество поляризационных сейсмограмм (количество направлений), в общем случае, определяется сложностью колебаний поперечных волн. В стандартном варианте программы количество сейсмограмм принимается равным 36 с шагом по азимуту в 10° .

Времена вступления волн t_p , t_{S_1} , t_{S_2} и задержка поперечных волн также корректируются либо визуально, либо на основе корреляции импульсов поперечных волн по результирующим сейсмограммам (рис. 6).

После окончательного определения динамических и кинематических характеристик, результаты заносятся в базу данных для дальнейшей статистической обработки и интерпретации. Определение динамических и кинематических характеристик оформлено в программу, работающую в интерактивном

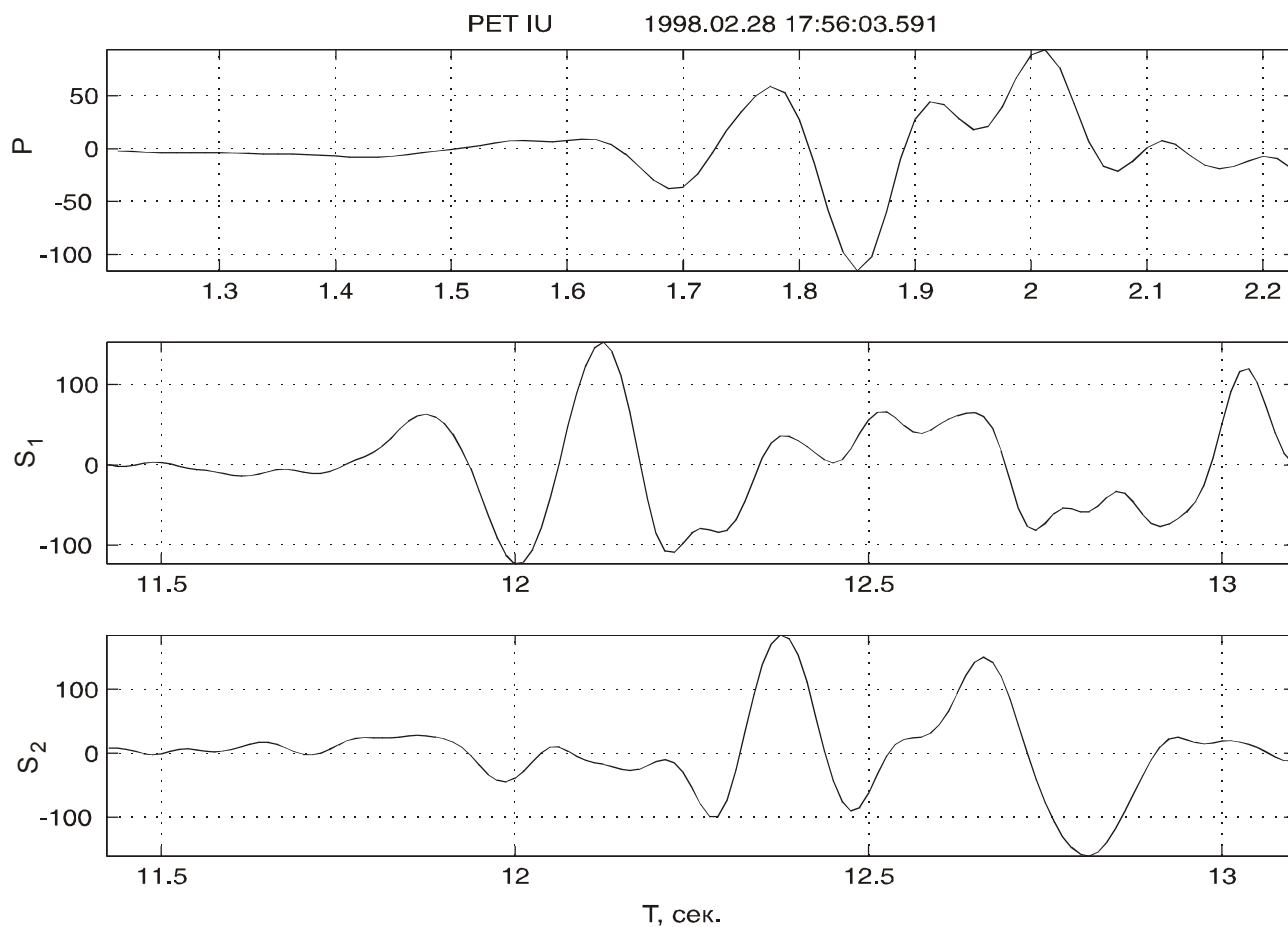


Рис. 6. Сейсмограммы трех волн, построенные в направлениях, совпадающих с вектором их поляризации.

режиме, снабженную графикой и записью полученных значений непосредственно в базу данных.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для исследования проявления анизотропии упругой среды в сейсмическом волновом поле выбран район г. Петропавловска-Камчатского, расположенного в Курило-Камчатской сейсмоактивной зоне. Проведена предварительная обработка 63 землетрясений, записанных на цифровой станции (IRIS) Петропавловская в 1998 году. Характеристики землетрясений 1998 г. выбирались из оперативного каталога, составленного КОМСП ГС РАН (г. Петропавловск-Камчатский).

Количество сейсмических событий, зарегистрированных Петропавловской станцией, составляет 1772. Гистограмма сейсмичности по записям на стан-

ции Петропавловская в течение года представлена на рис. 7а. В 1998 г. произошло 3 события с $K > 13$ (27 мая, 6 июля и 30 августа) и 39 событий с энергетическим классом $K > 11$ (рис. 7б). Как следует из рисунка 7а, наибольший уровень сейсмичности года относится на периоды январь-февраль и июнь-июль. Первый период является афтершоковым периодом сильного землетрясения, происшедшего 05.12.97 в заливе Кроноцкого с $M=7.7$. На рис. 7 с, d представлены гистограммы распределения землетрясений по энергетическим классам и глубине гипоцентров. Основная сейсмичность региона сосредоточена в полосе глубин 15-50 км.

В табл. 1 представлен уровень сейсмичности Камчатского региона с 1992 по 1999 годы. Период с 1996 по 1999 гг. характеризуется значительно более высоким уровнем сейсмичности.

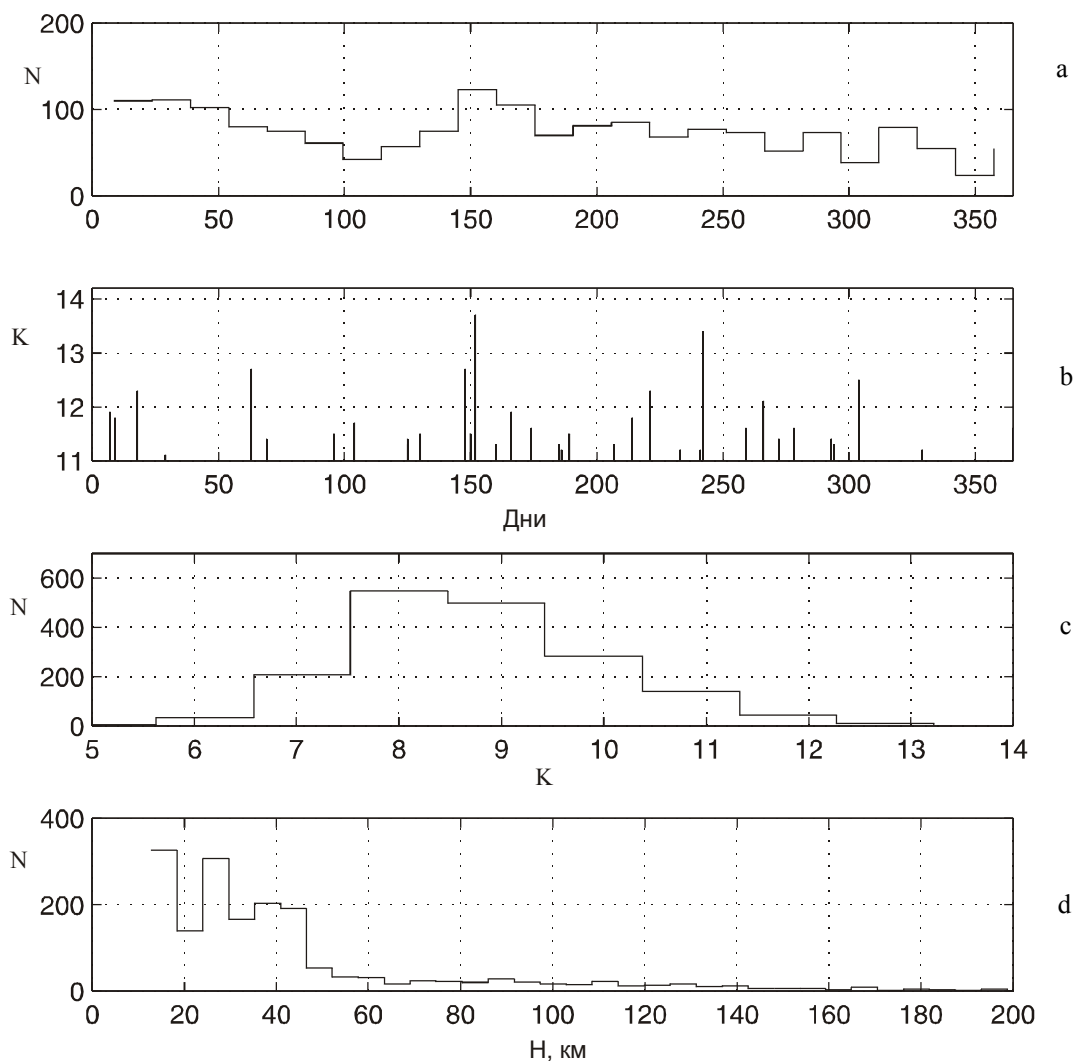


Рис. 7. Гистограммы распределения сейсмичности (а), землетрясений с $K > 11$ (б), и гистограммы распределения землетрясений по энергетическим классам (с) и глубине (d) за исследуемый период по записям землетрясений, зарегистрированных станцией Петропавловская.

Таблица 1. Общая годовая сейсмичность (N) в области полуострова Камчатка за период 1992-1999 гг.

Год	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999
N	1422	1435	1228	1126	3985	4796	5605	3134

В основу анализа и интерпретации сейсмических данных положена модель анизотропной среды гексагонального типа с горизонтальной осью симметрии. На рис. 8 представлены характерные поверхности рефракции квазипродольной (qP) и квазипоперечных волн (qS₁, qS₂) в средах с различной степенью анизотропии в гексагональной среде с вертикальной осью симметрии. Для сред с достаточно высокой степенью анизотропии характерно пересечение поверхностей квазипоперечных волн. В средах гексагональной симметрии пространственное направление поляризации волны qS₁ строго ориентировано в плоскости перпендикулярной оси симметрии высшего порядка (рис. 8b) и совпадает с направлением максимальной компоненты горизонтального напряжения. Скорость распространения волны qS₁ является максимальной в направлениях перпендикулярных оси симметрии. Как следствие, изучение расщепления проходящих поперечных волн позволяет оценить горизонтальное направление максимального сжатия по азимуту поперечной волны qS₁ и степень анизотропии среды по разности времен прихода поперечных волн ($\Delta t_{S_s} = t_{S_2} - t_{S_1}$). Коэффициент анизотропии α может быть определен как

$$\alpha = \Delta t_{S_s} / t_{S_1} = (V_{S_1} - V_{S_2}) / V_{S_1} = \Delta V_s / V_{S_1}, \quad (2)$$

где V_{S_1}, V_{S_2} - скорости распространения быстрой и медленной поперечных волн. В работе [12] показано, что коэффициент анизотропии пропорционален плотности микротрещин в некотором объеме среды $\alpha \approx ka^3 / V$, где k - количество микротрещин в объеме V , a - радиус микротрещины. По экспериментальным данным средний коэффициент анизотропии в верхнем слое земной коры (мощностью в 15 км) оценивается в пределах 0.01-0.03 [7].

Оценка направлений поляризации быстрой поперечной волны

На рис. 9а представлен график изменения во времени азимута смещений в первой поперечной волне. Значения азимутов смещений приведены к интервалу углов 0-180°. Точность определения азимута смещения в первой волне оценивается в пределах 20°. На графике отмечаются скачкообразные изменения между соседними значениями азимута, которые явно не связаны с глубиной гипоцентров землетрясений. За общий период исследования выделяются три ин-

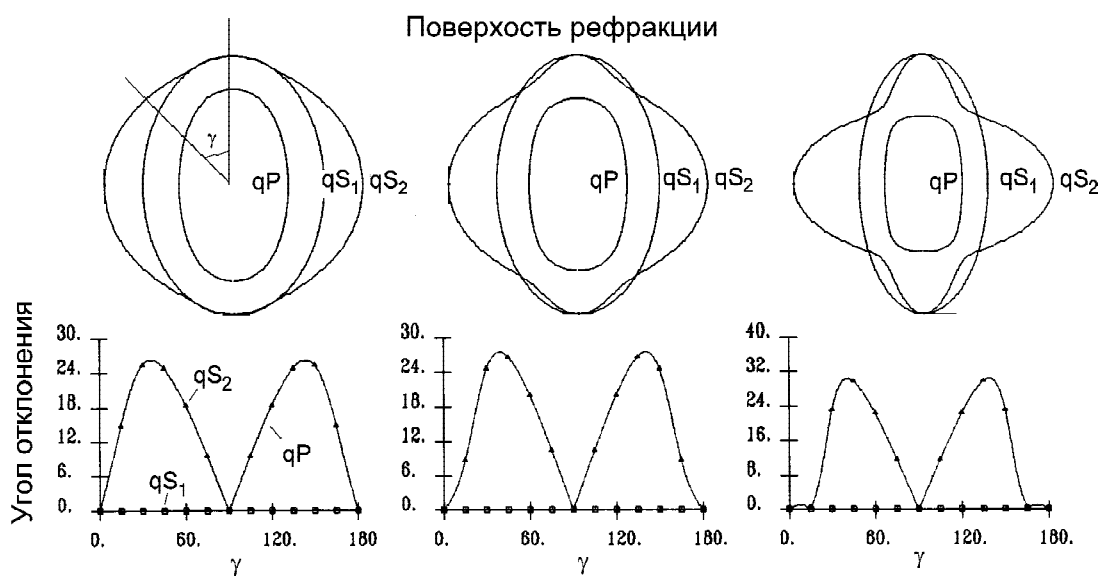


Рис. 8. Поверхности рефракции и углы отклонения векторов поляризации от направлений P, SV, SH для трех упругих волн, распространяющихся в гексагональных средах с вертикальной осью симметрии с различной степенью анизотропии.

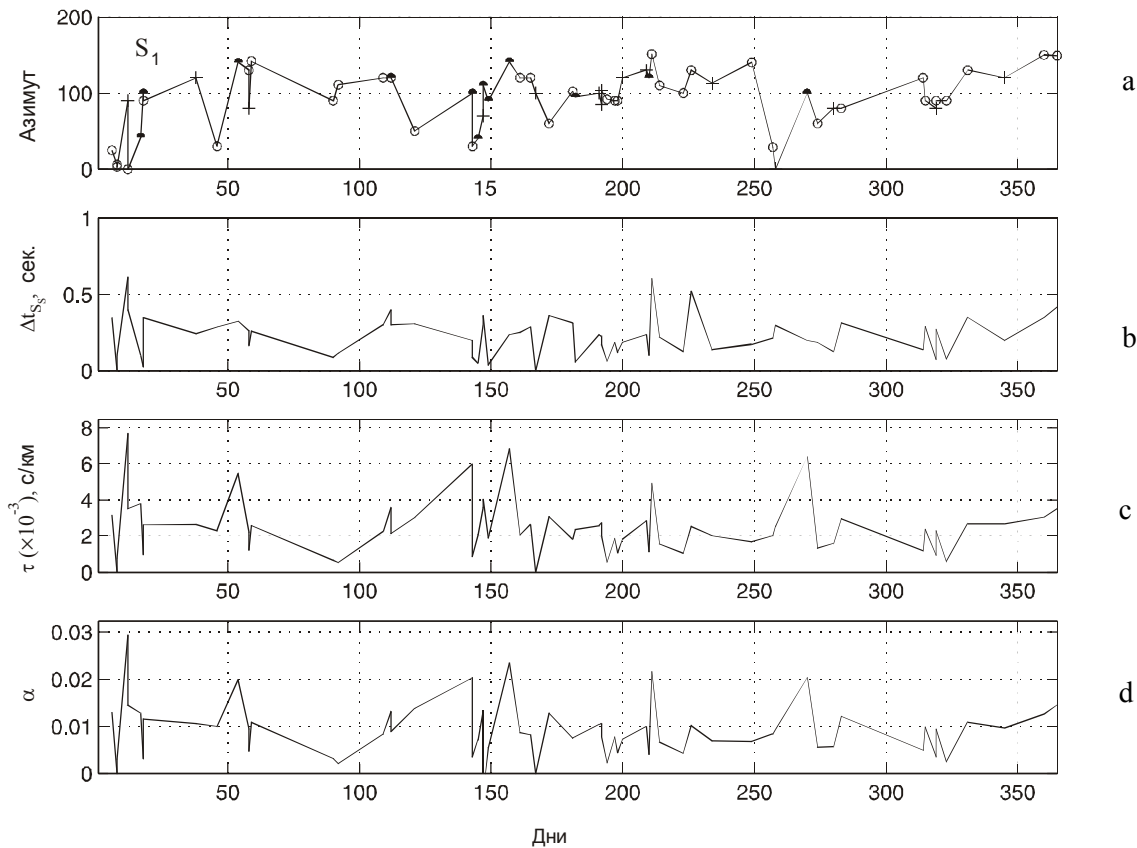


Рис. 9. Графики вариации азимута в быстрой поперечной волне (а), разности времен прихода поперечных волн (б) с нормировкой на расстояние станция-гипоцентр землетрясения (с) и коэффициента анизотропии (д). Обозначениями точка, крест, кружок соответствуют значения глубин гипоцентров землетрясений в интервалах 0- 25 км, 25-80 км и > 80км соответственно.

тервала относительного увеличения (уменьшения) азимута смещений в первой поперечной волне. Интервалы приурочены к периодам январь-апрель (1-120 дней), май-сентябрь (120-270 дней) и октябрь-декабрь и коррелируют с характером изменения общей сейсмичности (рис. 7а). Наблюдается также корреляция скачкообразного изменения азимута смещения с землетрясениями с $K > 12$ (рис. 7б). При этом характерно, что резкое изменение азимута смещения происходит до землетрясения, а после землетрясения направление азимута смещения возвращается за достаточно короткий интервал времени. Достаточно хорошо это прослеживается для землетрясений, происшедших 18.01.98 ($K = 12.3$), 27.05.98 ($K = 13.4$), 28.05.98 ($K = 12.7$) и 01.06.98 ($K = 13.7$). До серии майских землетрясений 23 мая зафиксирован скачок азимута смещений от 110° ЮВ до значения 30° СВ, а через 3 часа после землетрясения 27 мая в 20 ч. 41 м. зафиксировано значение азимута 110° ЮВ (рис. 9а). Но доказательство характера изменения азимута смещения в период землетрясений требует более плотной выборки землетрясений по времени.

Статистически максимум распределения азимутных смещений в первой поперечной волне за период 1998 года лежит в интервале $80-90^\circ$ СВ (рис. 10а). На розе-диаграмме выделяется также локальный максимум в направлениях $110-120^\circ$ ЮВ. Азимут смещений в первой поперечной волне не зависит от глубины и азимута на эпицентр, но находится в хорошей корреляции с азимутом смещений в прямой продольной волне, особенно в интервале $80-90^\circ$ СВ (рис. 10 б, с). Последний факт хорошо согласуется с модельными расчетами по ориентации азимутных смещений в продольной и быстрой поперечной волне для гексагональных сред с горизонтальной осью симметрии высшего порядка. По исследованиям расщепления волн в районе станции Петропавловская [3, 6] азимут смещений в первой поперечной волне в период 1992-1993 гг. составил в среднем $70-80^\circ$ СВ. Разница в направлении средних смещений на 10° к востоку за 6 лет может быть объяснена различным уровнем сейсмичности (или напряженного состояния среды) периодов исследований (табл. 1).

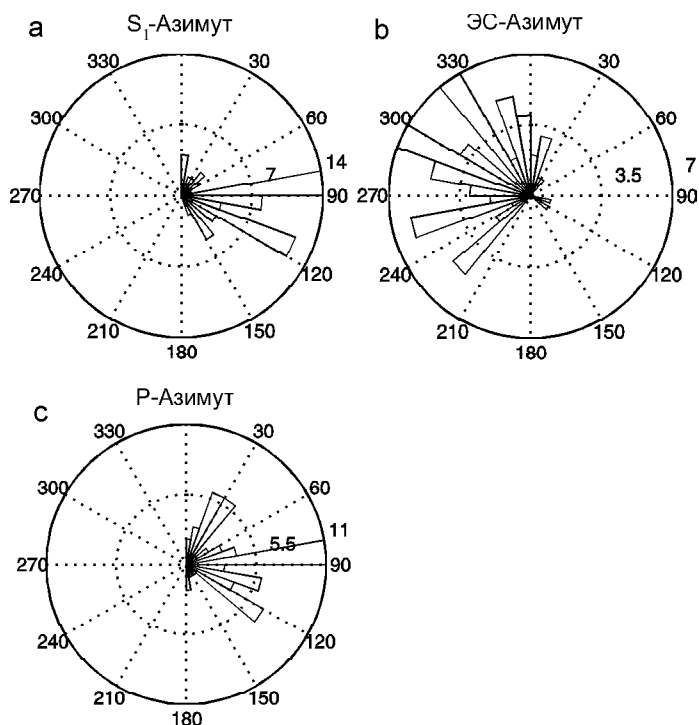


Рис. 10. Розы-диаграммы распределения по азимутам смещения в быстрой поперечной волне (а), азимутам от эпицентра землетрясений на станцию (б) и азимутам смещения в прямой продольной волне (с).

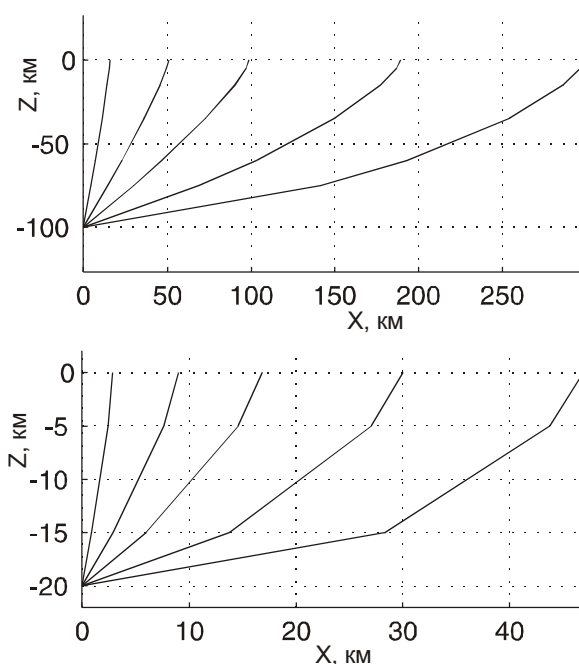


Рис. 11. Лучевые трассы продольной волны с углами выхода из источника 10, 30, 50, 70, 80° на разной глубине.

Оценка времен задержки между поперечными волнами

Разность времен прихода поперечных волн зависит от направления распространения волны и размеров анизотропных областей в глубинном разрезе. На рис. 11 представлены лучевые трассы волн от источников с разных глубин, по которым можно судить о степени изменения направления волны на разных глубинах. Лучевые трассы рассчитаны для одномерной скоростной (V_p) модели Камчатского региона, построенной на основе томографии [11]. Необходимо отметить, что все волны с исследуемых глубин источников ($H > 10$ км) выходят на горизонтальную поверхность с докритическими углами для данной скоростной модели среды.

На рис. 9b представлен график изменения во времени задержек между поперечными волнами (Δt_{S_s}). На графике выделяются участки времени с аномально высокими значениями Δt_{S_s} , достигающими 0.4 - 0.6 секунд. Среднее значение Δt_{S_s} за весь период исследования составляет 0.227 с, что сопоставимо с доминирующим периодом поперечных волн.

На рис. 9(с-д) представлены графики, на которых разность времен прихода поперечных волн нор-

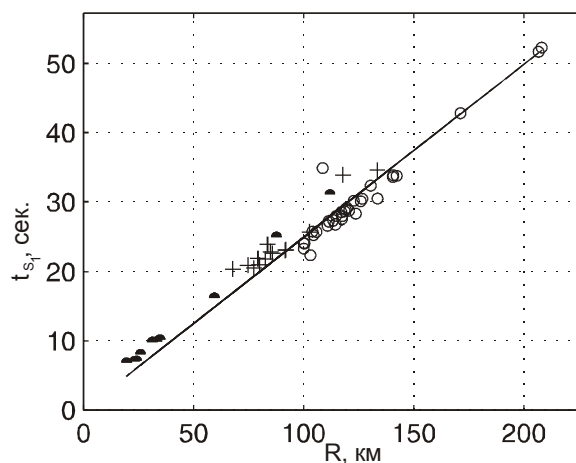


Рис. 12. Распределение времен пробега быстрой поперечной волны от расстояния гипоцентр-станция. Условные обозначения те же, что для рис. 9.

мирована на расстояние между источником и станцией ($\tau = \Delta t_{S_s} / R$) и общее время распространения первой поперечной волны $\alpha = \Delta t_{S_s} / t_{S_1}$. Как видно из рис. 9 (с, d), графики $\tau(t)$ и $\alpha(t)$ подобны по форме. Поскольку путь распространения волны не совпадает в общем случае с прямым лучом (R), соединяющим гипоцентр землетрясения с точкой наблюдения,

для контроля проведена корреляция времени распространения поперечной волны t_{S_1} с расстоянием R . Как следует из графика на рисунке 12а, время распространения поперечной волны находится в хорошей линейной зависимости от расстояния с коэффициентом корреляции 0.2493. Обратная величина коэффициента корреляции представляет среднюю скорость поперечных волн, равную $\bar{V} = 4.01$ км/с.

Поведение во времени задержки между поперечными волнами $\Delta t_{S_2}(t)$, $\tau(t)$ достаточно хорошо согласуется с характером поведения азимута быстрой поперечной волны. В афтершоковый период Кроноцкого землетрясения наблюдается постепенный спад значений времен задержки между поперечными волнами (рис. 9 б, с, 1-90 дней), а затем фиксируется нарастание $\tau(t)$ с максимальными значениями в периоды землетрясений с $K > 12$. В период 270-365 дней наблюдается некоторая стабилизация значений времен задержки с тенденцией к медленному возрастанию. Резкие увеличения $\tau(t)$ соответствуют периодам подготовки сильных землетрясений. Необходи-

мо отметить, что ряд пиков, выделяющихся на графике нормализованных времен задержки $\tau(t)$, не фиксируется на графике абсолютных времен $\Delta t_{S_2}(t)$, и наоборот. Характерно, что максимальным значениям $\tau(t)$ соответствуют коровые землетрясения. Например, пики 23.02.98 (54-й день), 23.05.98 (143-й день), 06.06.98 (157-й день), 27.09.98 (270-й день) связаны с землетрясениями с глубиной очага 24, 13, 24, 10 км, соответственно. Это позволяет считать, что основные изменения напряженного состояния при подготовке сильных землетрясений для исследованного периода связаны с изменениями в земной коре. В периоды сравнительной сейсмической стабильности (или стабильности поведения направления азимута быстрой волны) значительных расхождений в разнице времен прихода поперечных волн от коровых и мантийных землетрясений не наблюдается.

Полученные значения коэффициента анизотропии в интервале 0.01-0.025 соответствуют данным для земной коры других регионов. Наибольших значений коэффициент анизотропии достигает в земной

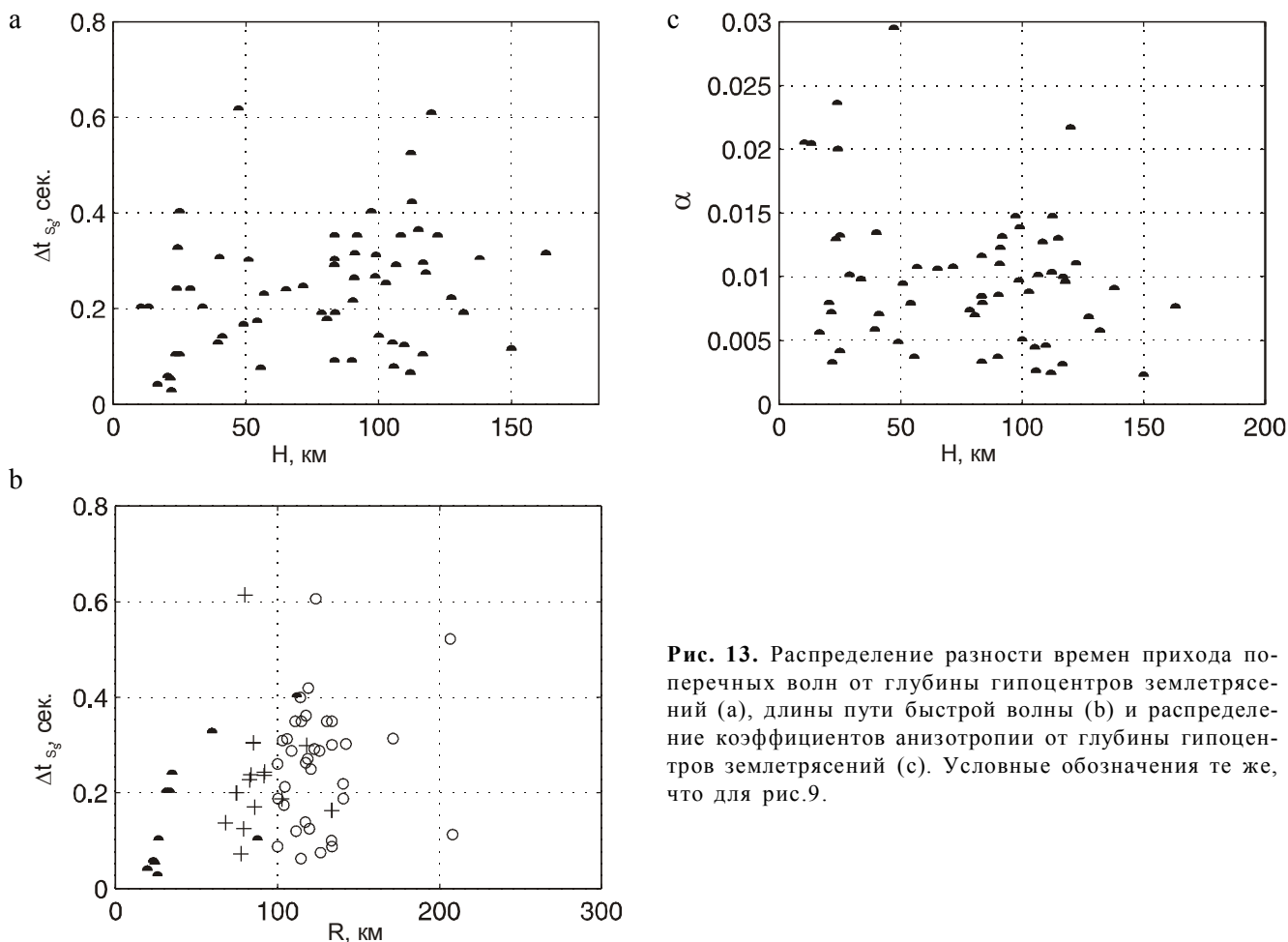


Рис. 13. Распределение разности времен прихода поперечных волн от глубины гипоцентров землетрясений (а), длины пути быстрой волны (б) и распределение коэффициентов анизотропии от глубины гипоцентров землетрясений (с). Условные обозначения те же, что для рис.9.

коре на глубине 25 км (рис. 13с). С увеличением глубины коэффициент анизотропии уменьшается, стабилизируясь на значениях $\alpha \approx 0.01$, а затем возрастает до 0.015 в области глубин 80-120 км. В области глубин 35-70 км наблюдается уменьшение значения α , что свидетельствует об отсутствии анизотропии или более низких значениях коэффициентов анизотропии в нижней коре и верхней мантии. Возрастание коэффициента анизотропии в области глубин 80-120 км может свидетельствовать о возможном существовании здесь анизотропного слоя.

Проведено исследование локализации анизотропного слоя в области станции Петропавловская по разности времен прихода поперечных волн. На рис. 13 представлены графики распределения Δt_{S_s} от глубины гипоцентров землетрясений и пути пробега первой поперечной волны. Плотность распределения гипоцентров в коре, мощность которой определена в 35 км для Камчатского региона [11], достаточно низкая. Разность времен прихода поперечных волн не зависит от азимута на эпицентр землетрясений. В радиусе 70 км эпицентральных расстояний практически не зафиксировано землетрясений в полосе глубин 0-9 км и 26-36 км. В основном, регистрируются землетрясения с глубин больше 80 км. Землетрясения со средних глубин сосредоточены в области глубоководного желоба, т.е. на больших эпицентральных расстояниях от станции Петропавловская. На графике распределения Δt_{S_s} от расстояния R в области коры прослеживается их прямая зависимость с изменением времен прихода поперечных волн от 0.032 с до 0.24 с. Верхнее значение $\Delta t_{S_s}(t)$ близко к значениям $\Delta t_{S_s}(t)$ от землетрясений с глубин 21-23 км. Поэтому граница 25 км может быть выбрана как нижняя граница анизотропного слоя в глубинном разрезе в районе станции Петропавловская. Верхняя граница не зафиксирована, но на записях для землетрясений с глубины 10 км отмечается расщепление поперечных волн со значениями $\Delta t_{S_s}(t)$ до 0.2 с. Это заставляет считать, что верхняя граница находится значительно выше 10 км. Проведена оценка линейной зависимости $\Delta t_{S_s}(t)$ от t_{S_1} для данных по различным интервалам глубин гипоцентров. Максимальная корреляция отмечается для корового интервала, для которого зависимость выражаются как: $\Delta t_{S_s} = 0.0123 \cdot t_{S_1}$. Для следующих глубинных слоев значения коэффициентов анизотропии уменьшаются.

Средняя степень анизотропии верхнего слоя земной коры мощностью в 25 км оценивается в 1-2%.

ВЫВОДЫ

Целью предварительного этапа исследований являлось тестирование программы определения динамических и кинематических характеристик на экспериментальном материале, статистический анализ и обработка полученных данных для оценки проявления анизотропии. Основные результаты предварительного этапа исследований могут быть сформулированы следующим образом.

1. Среднее направление азимута смещения в быстрой поперечной волне за период 1998 года составляет 80-90°СВ. Выделяется дополнительный локальный максимум азимута смещения в направлениях 110-120°СВ. Выделено три цикла в изменении направления поляризации быстрой поперечной волны за исследуемый период.

2. По разности времен прихода поперечных волн оценена нижняя граница анизотропного слоя в области станции Петропавловская. Анизотропный слой располагается в земной коре с нижней границей на глубине 25 км. Среднее значение коэффициента анизотропии 25 км слоя оценивается в 1-2%.

3. По характеру изменения времен прихода поперечных волн можно предполагать, что основные изменения напряженного состояния при подготовке сильных землетрясений для исследованного периода происходят в земной коре. В периоды сравнительной сейсмической стабильности (или стабильности поведения направления азимута быстрой волны) значительных расхождений в разнице времен прихода поперечных волн от коровых и мантийных землетрясений не наблюдается.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант № 99-05-64863). Авторы выражают благодарность Камчатской Опытной-методической Сейсмологической Партии ГС РАН за предоставление сейсмологического материала, а также особую благодарность В.И. Левиной за помощь при работе с каталогами землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гальперин Е.И. Поляризационный метод сейсмических исследований. М.: Недра, 1977. 277 с.
2. Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф. Об изменении пространственного положения элементов упругой симметрии анизотропных горных пород под давлением // Физика Земли. 1999. № 5. С. 40-46.
3. Краснова М.А., Чесноков Е.М. Об изменении поляризации поперечных волн в земной коре Камчатского региона по данным местных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4-5. С. 138-148.

4. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
5. Упругая анизотропия и палеонапряжения в разрезе СГ-3 // Кольская сверхглубокая: Научные результаты и опыт исследования. М.: Технонефтегаз, 1998. С. 208-219.
6. Чесноков Е.М., Краснова М.А., Абасеев С.С. и др. Изучение поляризации поперечных волн от местных землетрясений малых энергий // Сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1992. С. 34-48.
7. Crampin S. Seismic fracture anisotropy in the Earth's crust: An Overview // J. Geophys. Res. 1990. V. 95, N B7. P. 11105-11114.
8. Crampin S. Wave propagation through fluid-filled inclusions of various shapes: interpretation of extensive-dilatancy anisotropy // Geophys. J. Int. 1991. N 104. P. 611-623.
9. Crampin S., J.H. Lovell A decade of shear wave splitting in the Earth's crust: what does it mean? what use can we make of it? and what we should do next? // Geophys. J. Int. 1991. N 107. P. 387-407.
10. Crampin S. A successful stress-forecast earthquake // Geophys. J. Int. 1999. N 138. P. F1-F5.
11. Gorbатов A., Dominguez J., Suarez G. et al. Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // Geophys. J. Int. 1999. N 137. P. 269-279.
12. Hudson J.A. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks // Geophys. J.R.A.S. 1981. N 64. P. 133-150.

Поступила в редакцию 1 марта 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

Shear wave splitting study on Kamchatka Peninsula from earthquakes of 1998

M.N. Luneva, D.V. Droznin, V.E. Ovchinnikov

A technique for analyzing and processing of shear wave splitting is proposed. Based on this technique parameters of direct compressional and shear waves from small energy crustal and mantle earthquakes were investigated for the period of 1998 near the city of Petropavlovsk-Kamchatskiy. The temporal variations in the leading shear wave polarization and travel time difference between leading and slower shear waves were examined. The location of anisotropic layer and its velocity anisotropy coefficient were estimated. A correlation is observed in variation behavior between the leading shear wave polarization and regional seismic regime.