

УДК 550.34.01:519.2

ИЗУЧЕНИЕ АНОМАЛИЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ФАЗ ПО ДАННЫМ МАЛОАПЕРТУРНОЙ ГРУППЫ АЛИБЕК

А.Н. Гашин, А.Ф. Кушнир

*Международный институт теории прогноза землетрясений
и математической геофизики Российской академии наук*

Рассматривается задача оценивания параметров прихода различных сейсмических фаз (азимута и кажущейся скорости) методом пространственного спектрального анализа, обобщенного для случая группы трехкомпонентных датчиков. Показано наличие отклонения оценки азимута прихода сигнала от теоретического направления, что связано со сложным строением среды на путях распространения волны. Анализ также выявил аномально низкие скорости распространения всех волновых фаз в районе установки группы Алибек (Южный Прикаспий).

STUDY OF REGIONAL SEISMIC PHASE PROPAGATION ANOMALIES USING DATA FROM THE ALIBEK SMALL APERTURE ARRAY

A.N. Gashin and A.F. Kushnir

*International Institute of Earthquake Prediction Theory
and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences*

The problem of seismic phase propagation parameters (azimuth and apparent velocity) estimation via spatial spectral analysis methods as generalized for an array of three-component stations is considered. The deviation of azimuth estimate from the theoretical value is shown that can be related to complex medium structure through seismic wave propagation path. Spatial spectral analysis shows that for this region (South Caspian Basin) velocities of all considered seismic phases are anomalously low.

ВВЕДЕНИЕ

Южный Прикаспий является весьма важным регионом с точки зрения Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ). Установка здесь системы сейсмического мониторинга позволила бы контролировать обширную территорию, где потенциально возможны ядерные испытания в нарушение ДВЗЯИ (Ближний Восток и Центральная Азия). Однако существование в этом районе коры океанического типа приводит к подавлению региональных и телесеismicких

поверхностных волн, создавая неблагоприятные условия для определения природы сейсмического события. Более полное изучение структуры среды в данном регионе и тщательный выбор методов обработки данных могут значительно улучшить качество сейсмического мониторинга ДФЗЯИ. Наилучшие результаты при решении этой задачи можно получить путем регистрации сейсмического поля с помощью группы станций и последующего применения оптимальных статистических методов анализа временных рядов для обработки многоканальных сейсмограмм [1]. Согласно этому подходу сейсмические данные обрабатываются в широкой полосе частот с учетом статистических характеристик полезных сигналов и помех.

До последнего времени указанные алгоритмы применялись лишь для анализа данных, полученных с помощью групп однокомпонентных (вертикальных) датчиков. Однако все большую популярность приобретают группы трехкомпонентных сейсмометров, и, как будет показано ниже, привлечение к обработке записей горизонтальных каналов может привести к значительному улучшению качества анализа, особенно для микрогрупп (до 10 датчиков на апертуре порядка 1 км).

В работе представлены результаты, связанные с оцениванием параметров прихода (азимута и кажущейся скорости) различных сейсмических фаз по данным, зарегистрированным на малоапертурной группе трехкомпонентных станций Алибек, установленной в окрестностях Ашхабада (Туркменистан) консорциумом IRIS в рамках проекта PASCAL.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТРЕХКОМПОНЕНТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для определения координат эпицентров сейсмических событий по данным одной сейсмической группы необходимо оценить направление прихода различных сейсмических волн. В [2] показано, что статистически оптимальные методы получения таких оценок приводят к модификациям алгоритмов пространственного спектрального анализа (f - k анализа), позволяющим выделить точку на плоскости волновых чисел, которой соответствует максимум пространственного спектра. В настоящее время для обработки данных малоапертурных сейсмических групп применяется, в основном, однокомпонентный широкополосный пространственный спектральный анализ [2,3], в котором выражение для оценки пространственного спектра можно получить по формуле:

$$\hat{P}(f, \mathbf{k}) = \mathbf{h}^*(f, \mathbf{k})\mathbf{F}(f)\mathbf{h}(f, \mathbf{k}). \quad (1)$$

Здесь $\mathbf{h}(f, \mathbf{k})$ – вектор частотной характеристики среды на пути распространения сейсмических волн от источника сигнала до датчиков группы; $\mathbf{F}(f)$ – матричная спектральная плотность мощности сигналов вертикальных датчиков группы во временном окне, где присутствует анализируемая волновая фаза; $\mathbf{k} = (k_x, k_y)^T$ – вектор волновых чисел, связанный с азимутом прихода α и горизонтальной кажущейся скоростью волны v_{ap} соотношениями:

$$\mathbf{k} = 2\pi f \mathbf{p},$$

где $\mathbf{p} = (p_x, p_y)^T = (\sin \alpha / v_{ap}, \cos \alpha / v_{ap})^T$ – вектор кажущихся медленностей волновой фазы; * – символ Эрмитова сопряжения.

Однако, хотя этот метод является робастным и весьма надежным, он не обеспечивает достаточной точности оценок, если число датчиков в группе невелико (меньше 10). Кроме того, он часто не позволяет разделить близкие сигнальный и шумовой пики при анализе слабых сейсмических волн на фоне интенсивных когерентных помех, что приводит к получению смещенной оценки параметров прихода сигнала. В таких случаях предпочтительнее использовать метод пространственного спектрального анализа с высоким разрешением, который был предложен Кейпоном [4] в форме

$$\hat{P}(f, \mathbf{k}) = [\mathbf{h}^*(f, \mathbf{k})\mathbf{F}^{-1}(f)\mathbf{h}(f, \mathbf{k})]^{-1}, \quad (2)$$

где $\mathbf{F}^{-1}(f)$ – матрица, обратная $\mathbf{F}(f)$.

В своей классической форме этот алгоритм требует достаточно громоздких вычислений и не может быть применен в рутинном анализе. В работе [1] предлагается использовать для получения оценки матрицы $\mathbf{F}^{-1}(f)$ в выражении (2) многомерные авторегрессионные (АР) модели. Заметим, что в этом случае значения $\hat{P}(f, \mathbf{k})$ для каждой частоты f есть сглаженные по частоте оценки пространственного спектра в пределах интервала $(f - \Delta f, f + \Delta f)$. Это связано с тем, что АР-оценка обратного матричного спектра $\mathbf{F}^{-1}(f)$ является сглаженной по частоте оценкой. Ширина интервала сглаживания $2\Delta f$ определяется порядком многомерной АР-модели и убывает с его ростом. Поэтому такая оценка не является обычной Кейпоновской узкополосной оценкой пространственного спектра и ее можно назвать [1] сглаженной оценкой с высоким разрешением.

Выражения (1) и (2) получены как оценки мощности сигнала на выходе некоторых пространственных фильтров. Однако при их выводе предполагалось, что данные фильтры являются неискажающими, т. е. они не изменяют полезный сигнал, а лишь подавляют помехи. Такое ограничение оправдано при решении задачи выделения волновой формы полезного сигнала на фоне помех, но не является необходимым при оценивании параметров его прихода.

Построим пространственный фильтр, являющийся оптимальным с точки зрения максимизации отношения сигнал-шум на выходе. Наиболее общий подход заключается в рассмотрении этой задачи как задачи статистического оценивания параметров многомерных стохастических временных рядов. Однако необходимо учесть, что со статистической точки зрения определение этих параметров затруднено из-за отсутствия информации о волновой форме сигнала и она должна рассматриваться как набор "мешающих" параметров задачи [5].

Представим модель наблюдаемого волнового поля в частотной области в следующем виде:

$$\mathbf{x}(f) = \mathbf{s}(f) + \mathbf{n}(f) = \mathbf{h}(f, \mathbf{k})u(f) + \mathbf{n}(f), \quad (3)$$

где $\mathbf{s}(f)$ – вектор сигнальных компонент на выходах датчиков группы, $\mathbf{n}(f)$ – вектор помех на этих выходах, $u(f)$ – форма сейсмического сигнала в источнике.

На основании выражения (3) мы можем записать для помехи $\mathbf{n}(f)$

$$\mathbf{n}(f) = \mathbf{x}(f) - \mathbf{h}(f, \mathbf{k})u(f),$$

где \mathbf{k} – вектор неизвестных параметров, которые мы хотим оценить ("информативные" параметры).

Пусть помеха $\mathbf{n}(f)$ – многомерный гауссовский случайный процесс с нулевым средним и спектральной ковариационной матрицей $\mathbf{R}(f)$. Для оценивания вектора неизвестных информативных параметров \mathbf{k} воспользуемся методом максимума правдоподобия. Функция правдоподобия L будет иметь вид

$$L = -\frac{N}{2} \ln(2\pi) - \frac{1}{2}(\det(\mathbf{R}(f))) - \frac{1}{2}[\mathbf{x}(f) - \mathbf{h}(f, \mathbf{k})u(f)]^* \mathbf{R}^{-1}(f)[\mathbf{x}(f) - \mathbf{h}(f, \mathbf{k})u(f)], \quad (4)$$

где N – количество каналов наблюдения, $\det(\mathbf{R}(f))$ – определитель матрицы $\mathbf{R}(f)$.

Так как нам неизвестны не только информативные параметры \mathbf{k} , но и форма сигнала $u(f)$, то воспользуемся так называемым методом подпространственной подгонки [6], в котором модель сигнала $u(f)\mathbf{h}(f, \mathbf{k})$ подгоняется под наблюдаемые данные $\mathbf{x}(f)$. Как показано в работе [7], возможно разделение сигнала $u(f)$ и информативных параметров \mathbf{k} в (4). Это значительно упрощает нашу задачу. Зафиксируем \mathbf{k} и найдем оценку $u(f)$ как $\tilde{u}(f) = \arg \max_u (L)$.

$$\tilde{u}(f) = [\mathbf{h}^*(f, \mathbf{k})\mathbf{R}^{-1}(f)\mathbf{h}(f, \mathbf{k})]^{-1}\mathbf{h}^*(f, \mathbf{k})\mathbf{R}^{-1}(f)\mathbf{x}(f).$$

Далее, подставим оценку $\tilde{u}(f)$ вместо $u(f)$ в выражение (4) и оценим вектор информативных параметров \mathbf{k} путем минимизации остаточной среднеквадратичной функции

$$\tilde{\mathbf{k}} = \arg \min_{\mathbf{k}} (\mathbf{A}),$$

где

$$\mathbf{A} = \sum_{f=f_{\min}}^{f_{\max}} \left[(\mathbf{x}(f) - \mathbf{h}(f, \mathbf{k})\tilde{u}(f))^* \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{x}(f) - \mathbf{h}(f, \mathbf{k})\tilde{u}(f)) \right].$$

После преобразования получим

$$\mathbf{A} = \sum_{f=f_{\min}}^{f_{\max}} \left[\mathbf{x}^*(f)\mathbf{R}^{-1}\mathbf{x}(f) \right] - \sum_{f=f_{\min}}^{f_{\max}} \left[(\mathbf{h}^*(f, \mathbf{k})\mathbf{R}^{-1}\mathbf{x}(f))^* (\mathbf{h}^*(f, \mathbf{k})\mathbf{R}^{-1}\mathbf{h}(f, \mathbf{k}))^{-1} (\mathbf{h}^*(f, \mathbf{k})\mathbf{R}^{-1}\mathbf{x}(f)) \right], \quad (5)$$

где суммирование проводится по набору дискретных частот внутри выбранной полосы. Так как первое слагаемое в (5) не зависит от искомых параметров задачи \mathbf{k} , то минимизация \mathbf{A} эквивалентна максимизации функционала

$$\mathbf{D} = \sum_{f=f_{\min}}^{f_{\max}} \left[(\mathbf{h}^*(f, \mathbf{k})\mathbf{R}^{-1}\mathbf{x}(f))^* (\mathbf{h}^*(f, \mathbf{k})\mathbf{R}^{-1}\mathbf{h}(f, \mathbf{k}))^{-1} (\mathbf{h}^*(f, \mathbf{k})\mathbf{R}^{-1}\mathbf{x}(f)) \right].$$

Это выражение можно переписать в следующем виде:

$$\mathbf{D} = \sum_{f=f_{\min}}^{f_{\max}} \left| \left[(\mathbf{R}^{-1/2}\mathbf{h}(f, \mathbf{k}))^{-1} \mathbf{h}^*(f, \mathbf{k})\mathbf{R}^{-1} \right] \mathbf{x}(f) \right|^2 = \sum_{f=f_{\min}}^{f_{\max}} |\mathbf{G}^*\mathbf{x}(f)|^2. \quad (6)$$

Выражение (6) можно рассматривать как оценку мощности сигнала на выходе оптимального Винеровского фильтра \mathbf{G} , преобразующего многоканальный сигнал группы в одноканальную трассу и максимизирующего отношение сигнал/шум в этой трассе. Оценка обратной матричной спектральной плотности помех $\mathbf{R}^{-1}(f)$ может быть получена по записям во временном интервале, предшествующем вступлению сигнала с помощью многомерного АР-моделирования.

Такой подход к оцениванию неизвестных информативных параметров является, по всей видимости, наиболее общим и позволяет получать оценки параметров сигнала для самых различных вариантов приемных установок.

Рассмотрим вид функции $\mathbf{h}(f, \mathbf{k})$. При обработке однокомпонентных данных и в предположении, что волновой фронт плоский, этот вектор выражается формулой

$$\mathbf{h}(f, \mathbf{k}) = (\exp(-i2\pi f\tau_1), \exp(-i2\pi f\tau_2), \dots, \exp(-i2\pi f\tau_M))^T,$$

где M – число станций, τ_j – задержка волнового фронта на j -ой станции относительно первой станции. Если же группа состоит из трехкомпонентных датчиков, то становится необходимым учитывать поляризацию волновой фазы. В этом случае вектор $\mathbf{h}(f, \mathbf{k})$ будет иметь размерность $N = 3M$ и примет вид:

$$\mathbf{h}(f, \mathbf{k}) = (\mathbf{h}^T(f, \mathbf{k}_1), \mathbf{h}^T(f, \mathbf{k}_2), \dots, \mathbf{h}^T(f, \mathbf{k}_M))^T, \mathbf{h}(f, \mathbf{k}_j) = \exp(-i2\pi f\tau_j)\mathbf{b}_w,$$

где \mathbf{b}_w – единичный вектор, определяющий поляризационную модель сейсмической фазы, w – тип волны. Для простейшей модели однородной среды, которая не учитывает влияния свободной поверхности Земли на распространение волн, вектор

$$\mathbf{b}_w = \begin{bmatrix} \text{E-W} \\ \text{N-S} \\ Z \end{bmatrix},$$

где E-W, N-S и Z – компоненты движения в направлении восток-запад, север-юг и вертикальном (соответственно) может быть выражен с помощью простых геометрических формул следующим образом:

$$\text{для } P\text{-волн:} \quad \mathbf{b}_P = \begin{bmatrix} \sin \alpha \cdot \sin \beta_P \\ \cos \alpha \cdot \sin \beta_P \\ \cos \beta_P \end{bmatrix},$$

$$\text{для } SH\text{-волн и волн Лява:} \quad \mathbf{b}_L = \begin{bmatrix} -\cos \alpha \\ \sin \alpha \\ 0 \end{bmatrix},$$

$$\text{для } SV\text{-волн:} \quad \mathbf{b}_V = \begin{bmatrix} \sin \alpha \cdot \cos \beta_V \\ \cos \alpha \cdot \cos \beta_V \\ \sin \beta_V \end{bmatrix},$$

$$\text{для волн Релея:} \quad \mathbf{b}_R = \begin{bmatrix} -i \sin \alpha \cdot \sin \psi \\ -i \cos \alpha \cdot \sin \psi \\ \cos \psi \end{bmatrix},$$

где α – азимут прихода; β_w – угол падения волновой фазы; $\psi = \text{arctg}(e)$, где e – эллиптичность релеевской волны (отношение малой полуоси эллипса поляризации к большой); $i = \sqrt{-1}$ и характеризует сдвиг фазы на $\pi/2$ между вертикальной и горизонтальной компонентами смещения в волне Релея.

В реальной ситуации наблюдаемое на поверхности волновое поле представляет собой суперпозицию сигналов с различной поляризацией (за счет возникновения отраженных и обменных волн). В этом случае вектор частотных характеристик среды $\mathbf{h}(f, \mathbf{k})$ превратится в $3M \times 3$ матрицу $\mathbf{H}(f, \mathbf{k})$, состоящую из M 3×3 подматриц

$$\mathbf{H}(f, \mathbf{k}) = (\mathbf{H}(f, \mathbf{k}_1), \mathbf{H}(f, \mathbf{k}_2), \dots, \mathbf{H}(f, \mathbf{k}_M))^T,$$

где $\mathbf{H}(f, \mathbf{k}_j) = (\exp(-i2\pi f\tau_j))\mathbf{B}$.

Теперь модель наблюдаемого волнового поля (3) примет вид:

$$\mathbf{x}(f) = \mathbf{H}(f, \mathbf{k})\mathbf{u}(f) + \mathbf{n}(f),$$

$$\mathbf{u}(f) = (P(f), SH(f), SV(f))^T,$$

где $P(f)$, $SH(f)$ и $SV(f)$ – компоненты движения, соответственно, вдоль луча распространения волны, поперек луча в горизонтальной плоскости и поперек луча в вертикальной плоскости.

3×3 матрица \mathbf{B} может быть представлена в виде произведения двух матриц $\mathbf{B} = \mathbf{B}_1\mathbf{B}_2$.

Матрица \mathbf{B}_1 , равная

$$\mathbf{B}_1 = \begin{bmatrix} \sin \alpha & -\cos \alpha & 0 \\ \cos \alpha & \sin \alpha & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix},$$

осуществляет поворот ортогональной системы координат, связанной с источником (ось X лежит в горизонтальной плоскости и направлена на источник, ось Y расположена также в горизонтальной плоскости, перпендикулярно оси X и ось Z направлена вертикально вверх) и преобразует ее в географическую систему координат (ось X – на восток, ось Y – на север и ось Z – вверх).

Матрица \mathbf{B}_2 определяет модель распространения волнового пакета. Для исследований мы использовали частотно независимую модель среды, которая учитывает лишь наличие свободной поверхности [8]

$$\mathbf{B}_2 = \begin{bmatrix} v_P p_h C_2 & 0 & v_S q_S C_1 \\ 0 & 2 & 0 \\ -v_P q_P C_1 & 0 & v_S p_h C_2 \end{bmatrix},$$

где v_P , v_S – фазовые скорости P и S волн, соответственно; $p_h = (p_x^2 + p_y^2)^{1/2}$ – горизонтальная кажущаяся медленность;

$$q_P = (v_P^{-2} - p_h^2)^{1/2},$$

$$q_S = (v_S^{-2} - p_h^2)^{1/2},$$

$$C_1 = \frac{2v_S^{-2}(v_S^{-2} - 2p_h^2)}{(v_S^{-2} - 2p_h^2)^2 + 4p_h^2 q_P q_S},$$

$$C_2 = \frac{4v_S^{-2} q_P q_S}{(v_S^{-2} - 2p_h^2)^2 + 4p_h^2 q_P q_S}.$$

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПРИХОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ ФАЗ

Данный раздел посвящен анализу сейсмограмм нескольких событий, записанных на малоапертурной группе Алибек. Для этой цели были выбраны два ядерных взрыва, произведенных Китаем на полигоне Лоп Нор, и региональное землетрясение. Некоторые характеристики этих событий приведены в табл. 1.

ТАБЛИЦА 1. Характеристики событий, использованных для анализа

Событие	Дата и время в очаге	Координаты источника, град.	Глубина источника, км	Магнитуда mb	Эпицентральное расстояние, град.	Азимут на источник, град.	Кажущаяся скорость Р-волны, км/с
N 1	07.10.94 03:25:58.1	41.66 N 88.75 E	0	6.0	23.74	71.29	11.46
N 2	10.06.94 06:25:58.0	41.69 N 88.79 E	0	5.7	23.77	71.22	11.46
N 3	18.10.93 13:57:14.6	22.13 N 62.85 E	10	5.2	16.29	164.13	8.67

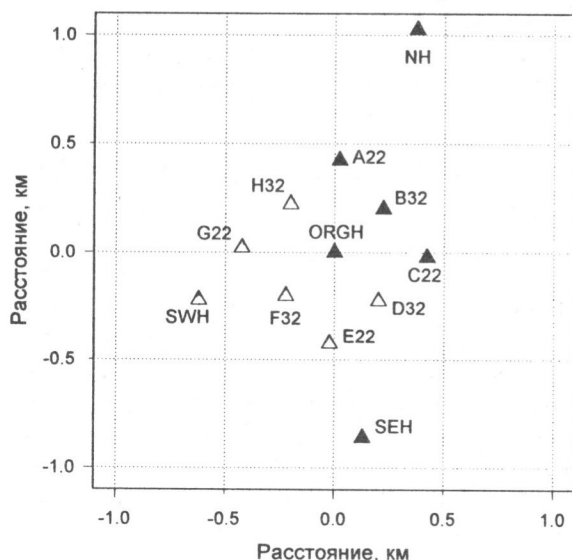
Примечание. События N 1 и N 2 – ядерные взрывы в Китае, N 3 – землетрясение в Оманском заливе

Хорошо известные малоапертурные группы типа NORESS создавались для решения задач регионального мониторинга и оборудованы короткопериодными датчиками, способными регистрировать сейсмические сигналы в полосе выше 0.5 Гц и не могли удовлетворить требованиям, предъявляемым к α -станциям Международной Сети Мониторинга. В связи с этим были разработаны и установлены новые прототипы α -станций – группы, состоящие примерно из 10 датчиков, установленных на апертуре порядка 2 км. В качестве примера таких прототипов можно рассматривать экспериментальные группы Pinjon Flat в США и группу Алибек в Туркменистане. Группа Алибек была установлена в рамках проекта PASCAL и работала в течение 1993–1994 гг. Она расположена вблизи Ашхабада на мощном слое осадочных горных пород, испытавших интенсивное складкообразование, что и определяет сложность структуры волнового поля в этом районе и высокий уровень сейсмических помех. На рис. 1 приведена схема сверхширокополосной подгруппы группы Алибек, которая включает в себя 12 широкополосных сейсмометров STS-2, установленных на апертуре 1.5 км.

1. Обработка сейсмограмм ядерных взрывов

Оценивание направления прихода P -волны от ядерного взрыва, произведенного на полигоне Лоп Нор 07.10.1994, по трехкомпонентным данным. Геологическое строение среды в районе установки группы Алибек является очень сложным, что серьезно затрудняет анализ характеристик сейсмических фаз. Так уже в первые секунды после вступления фазы движение частиц в P -волне имеет эллиптическую форму, что характерно для неоднородных и анизотропных сред [9]. В табл. 2 приведены оценки азимута прихода и угла падения P -волны, полученные путем поляризационного анализа события N1 (табл.1), проведенного для 12 сверхширокополосных трехкомпонентных сейсмометров группы. Этот анализ был выполнен с помощью стандартной методики, предложенной Флинном [10].

Рис. 1. Схема малоапертурной сейсмической группы Алибек



Мы видим, что отклонения азимута и угла падения от их средних значений весьма велики. Это доказывает, что значительные неоднородности среды существуют даже внутри группы с такой малой апертурой (менее 2 км). Средняя величина оценки азимута примерно на 22° меньше его теоретического значения, равного 71.3° (см. табл. 1). Такая аномальная поляризация продольных волн для этого региона отмечена и в работе [11].

В то же время пространственный спектральный анализ ($f-k$ анализ) P -волны данного события, выполненный для 12 вертикальных датчиков, дает оценку азимута прихода, равную 67.6° , что значительно ближе к теоретическому значению. Отклонение этой оценки на 4° к северу может быть объяснено влиянием таких обширных горных стран как Тибет и Тянь-Шань на пути распространения

ТАБЛИЦА 2. Результаты поляризационного анализа события N 1

Сейсмометр	Азимут на источник	Угол падения
ORGH	63.8	18.4
NH	43.6	11.2
SWH	44.6	19.3
SEH	67.4	13.9
A22	68.7	19.2
B32	70.3	16.0
C22	76.6	12.2
D32	55.7	12.4
E22	61.1	16.0
F32	53.9	18.1
G22	46.2	17.9
H32	61.8	19.6
Среднее значение	59.5	16.2
Среднеквадратичное отклонение от среднего	10.3	3.0

сейсмических волн. Оценка кажущейся скорости прихода P -волны, полученная с помощью f - k анализа, равна 11.9 км/с, что также хорошо согласуется с теоретическим значением, полученным с использованием таблиц Джеффриса–Буллена (11.46 км/с).

Сравнение результатов поляризационного и f - k анализа позволяет оценить фазовую скорость P -волны в среде под группой. Применение для этой цели простейшего выражения $v_p = v_{ap} \sin \beta$ (v_p – фазовая скорость P -волны, v_{ap} – ее кажущаяся скорость, β – угол падения) приводит к значению $v_p = 3.6$ км/с. Это значительно меньше скорости предполагаемой в модели Джеффриса–Буллена ($v_p = 5.5$ км/с), но хорошо согласуется с результатами, полученными при изучении Южного Прикаспия с помощью моделирования функций приемника [12].

Оценивание направления прихода P -волны от ядерного взрыва, произведенного на полигоне Лоп Нор 10.06.1994, по трехкомпонентным данным. Данные этого события по техническим причинам, к сожалению, оказались доступными лишь для шести трехкомпонентных датчиков группы. Для них были определены азимут прихода и угол падения P -волны с помощью поляризационного анализа, аналогично предыдущему событию. Результаты его приведены в табл. 3. Мы видим, что полученное среднее значение оценки азимута на 10° меньше теоретического, равного 71.2° .

ТАБЛИЦА 3. Результаты поляризационного анализа события N 2

Сейсмометр	Азимут на источник	Угол падения
ORGH	60.3	22.6
NH	36.3	9.5
SEN	39.8	22.6
A22	66.8	20.0
B32	74.0	19.7
C22	71.6	17.5
Среднее значение	61.5	18.3
Среднеквадратичное отклонение от среднего	15.2	4.5

Сейсмометры, данные которых оказались доступными для этого события, показаны на рис. 1 темными треугольниками. Их расположение весьма неудачно для проведения f - k анализа сигнала, приходящего с полигона Лоп Нор. Поэтому на пространственной спектральной карте, построенной для P -волны с помощью стандартного алгоритма по шести вертикальным каналам, максимум выражен очень слабо. Полученные оценки направления прихода сигнала (азимут $\alpha=77.5^\circ$ и кажущаяся скорость $v_{ap} = 10.9$ км/с) (табл. 4) гораздо сильнее отличаются от теоретических значений, чем при анализе события N1. При этом оценки, выполненные на различных временных интервалах в пределах P -фазы, характеризуются значительными отличиями.

Такая нестабильность стандартного f - k анализа, использующего лишь вертикальные компоненты сейсмометров, заставила нас применить обобщенный f - k анализ по двухкомпонентным (горизонтальным) и трехкомпонентным данным, записанным этой подгруппой. При использовании для анализа лишь двух горизонтальных компонент трехкомпонентной записи необходимо положить последнюю строку

ТАБЛИЦА 4. Результаты оценивания параметров различных сейсмических фаз

Значение параметра	Тип волны	Азимут на источник, град.	Кажущаяся скорость, км/с	
Ядерный взрыв в Китае, полигон Лоп-Нор, 07.10.1994				
Теоретическое	P-волна	71.3	11.5	
Оцененное	P-волна	67.6	11.9	
Ядерный взрыв в Китае, полигон Лоп-Нор, 10.06.1994				
Теоретическое	P-волна	71.2	11.5	
Оцененное	P-волна	1-K	77.5	10.9
		2-K	69.5	11.7
		3-K линейная поляриз.	67.7	16.1
		3-K эллиптич. поляриз.	71.7	12.1
	Волна Лява	64.1	3.3	
	Волна Рэлея	66.1	2.2	
Землетрясение, Османский залив, 18.10.1993				
Теоретическое	P-волна	164.1	8.7	
Оцененное	Pp-фаза	184.7	8.7	
	Pg-фаза	169.1	6.8	
	Sp-фаза	183.8	8.0	
	Волна Лява	157.6	3.0	
	Волна Рэлея	168.8	2.3	

вектора \mathbf{b}_w , используемого для вычисления вектора частотных характеристик среды $\mathbf{h}(f, \mathbf{k})$, равной нулю (11). Двухкомпонентный анализ удобен тем, что в отличие от трехкомпонентного f - k анализа не надо знать фазовую скорость волны. Обобщенный двухкомпонентный f - k анализ привел к оценкам направления прихода волны (азимут $\alpha=69.5^\circ$ и кажущаяся скорость $v_{ap} = 11.7$ км/с) (табл. 4), которые значительно ближе к теоретическим значениям (азимут $\alpha=71.3^\circ$ и кажущаяся скорость $v_{ap} = 11.5$ км/с), чем стандартный f - k анализ по вертикальным компонентам.

Выполнение обобщенного трехкомпонентного f - k анализа волнового поля P-фазы требует знания фазовой скорости продольной волны v_p в среде под группой. При отсутствии информации об этой скорости возможно многократное повторение этой процедуры при различных значениях v_p . Величина фазовой скорости, при которой достигается наивысшее из максимальных значений пространственных спектральных карт, может рассматриваться как оценка истинного значения этой скорости. Отметим, что этот метод статистически хорошо обоснован. Такой подход, примененный к шести трехкомпонентным сейсмограммам события N2, дал оценку фазовой скорости P-волны $v_p = 4.3$ км/с. Обобщенный трехкомпонентный f - k анализ, выполненный с этим значением фазовой скорости, привел к оценке азимута прихода, равной 67.7° , что близко к теоретическому значению, а также почти совпадает с азимутом, полученным для первого события (67.5°). Однако величина кажущейся скорости оказалась сильно завышенной (16.1 км/с). Это почти в 1.5 раза больше теоретического значения.

Так как уже в первые секунды после вступления поляризация P -волны близка к эллиптической, то естественно было бы в процедуре обобщенного трехкомпонентного f - k анализа использовать модель волн с эллиптическим характером движения. Оценки азимута прихода P -волны и ее кажущейся скорости, полученные с помощью этого алгоритма, равны, соответственно, 71.7° и 12.1 км/с (табл. 4) и очень близки к теоретическим значениям (71.3° и 11.5 км/с).

Путем сравнения результатов поляризационного и f - k анализа получим (аналогично событию N1) величину фазовой скорости P -волны в среде $v_p = 3.7$ км/с, что очень хорошо согласуется со значением, полученным для предыдущего события.

Результаты, полученные выше, позволяют сделать вывод, что использование записей горизонтальных компонент сейсмометров в рамках обобщенного f - k анализа дает возможность значительно улучшить точность оценивания азимута и кажущейся скорости сейсмической фазы по данным микрогрупп трехкомпонентных датчиков. Точность такого анализа в случае микрогруппы, состоящей всего из шести станций с эффективной апертурой около 0.5 км, становится сравнимой с точностью стандартного f - k анализа для группы вертикальных датчиков с апертурой 2.5 км. Но в любом случае f - k анализ данных микрогрупп обеспечивает значительно более высокую точность оценки направления прихода сигнала, чем поляризационный анализ одиночной трехкомпонентной станции.

Оценивание направления прихода поверхностных волн от ядерного взрыва, произведенного на полигоне Лоп Нор 10.06.1994, по трехкомпонентным данным. Трехкомпонентная сейсмограмма для центрального датчика группы Алибек после фильтрации в полосе 0.01 – 0.1 Гц приведена на рис. 2. Здесь отчетливо видны интенсивные колебания, вызванные приходом волн Релея и Лява. Это дает возможность попытаться оценить с помощью обобщенного f - k анализа направление прихода поверхностных волн. Такой анализ дает следующие оценки: для волны Релея азимут $\alpha = 66.1^\circ$ и кажущаяся скорость $v_{ap} = 2.2$ км/с; для волны Лява азимут $\alpha = 64.1^\circ$ и кажущаяся скорость $v_{ap} = 3.3$ км/с (табл. 4). Оценки азимута обеих фаз отличаются от теоретического значения, равного 71.2° . Это может быть связано с влиянием Памира и Тянь-Шаня, находящихся на пути распространения волн. Этим же, по всей видимости, объясняется и низкая скорость поверхностных волн, которая отличается от значений, указанных в модели Джефриса–Буллена (3.0 км/с для волны Релея и 3.5 км/с для волны Лява).

2. Анализ трехкомпонентных записей землетрясения 18 октября 1993 года в Оманском заливе

Оценивание моментов вступления сейсмических фаз. Оценивание направления прихода фаз объемных волн. Трехкомпонентная сейсмограмма объемных волн события для центрального датчика группы приведена на рис. 3. Вертикальные линии показывают интервалы времени, которые были выбраны для вычисления спектров мощности и пространственно-временных спектров региональных фаз объемных волн (P_n , P_g и S_n). P_n -фаза является наиболее высокочастотной: ее спектральный максимум находится на частоте 0.7 Гц (однако существует и второй достаточно мощный спектральный пик на частоте 0.4 Гц), следующая по частоте P_g -фаза (0.55 Гц) и, наконец, S_n -фаза (0.33 Гц).

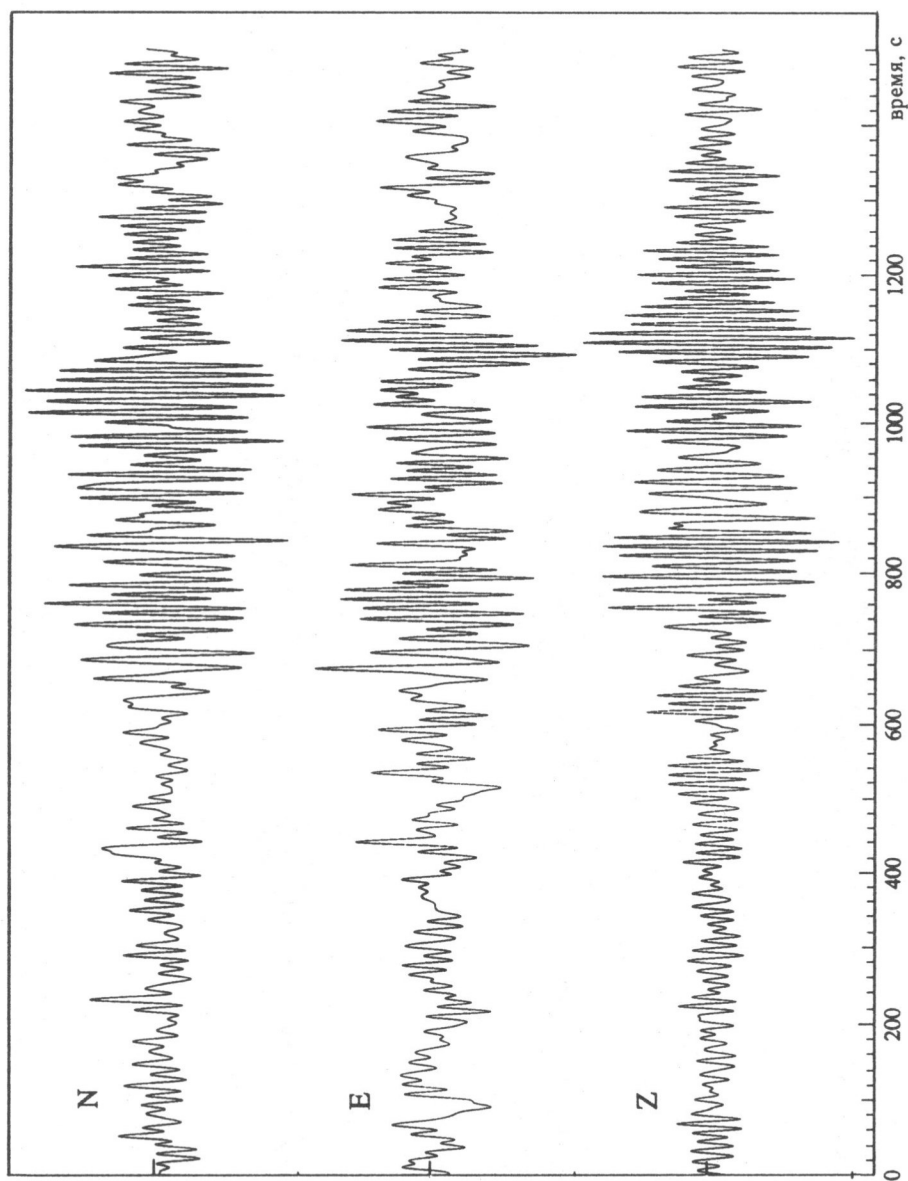


Рис. 2. Трехкомпонентная сейсмограмма ядерного взрыва, произведенного 10.06.94 на полигоне Лоп Нор в Китае. Фильтрация в полосе 0.01–0.1 Гц

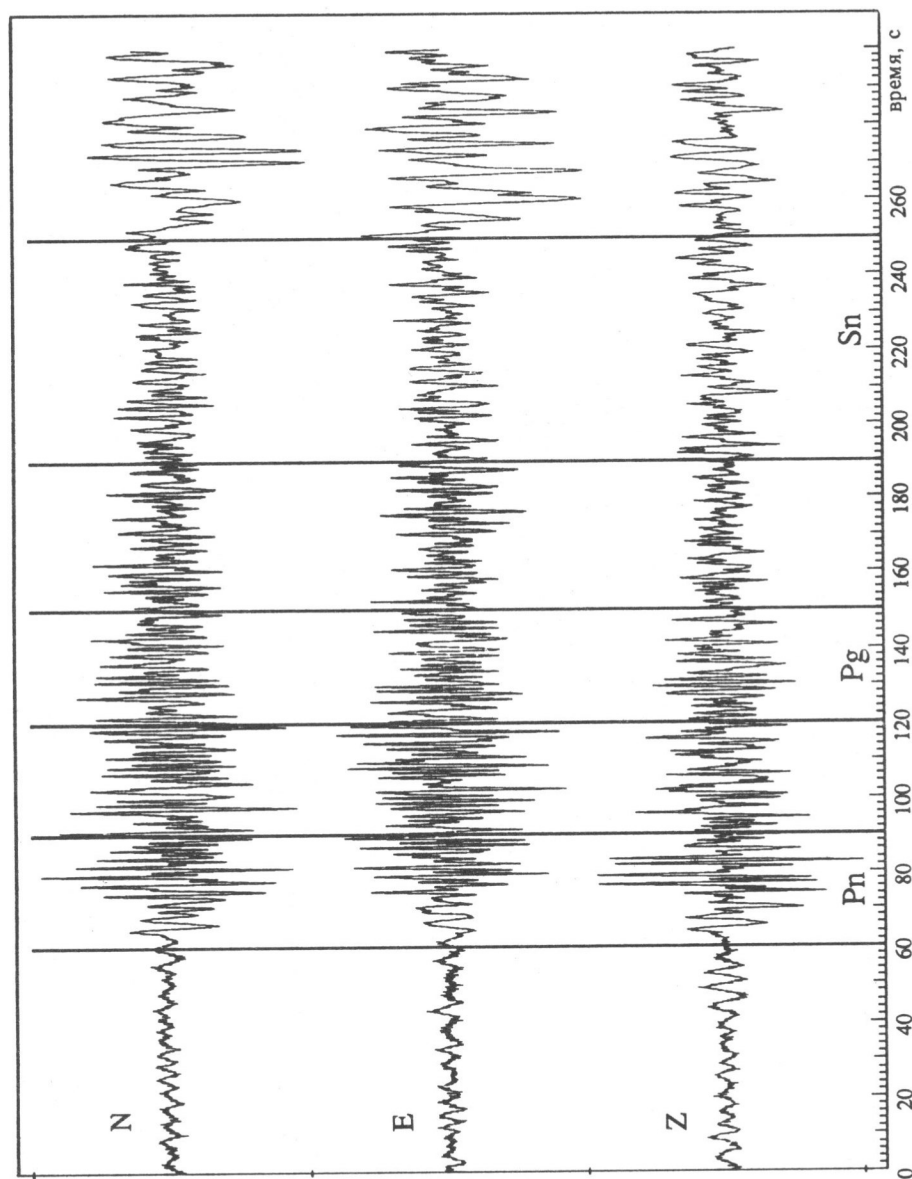


Рис. 3. Трехкомпонентная сейсмограмма объемных волн землетрясения на станции ORGH. Вертикальными линиями показаны интервалы, выбранные для f-k анализа региональных фаз

Пространственные спектральные карты для этих фаз представлены на рис. 4. Оценки азимутов прихода фаз Pn и Sn равны, соответственно, 184.7° и 183.8° , т.е. совпадают с ошибкой менее 1° . Кажущиеся скорости этих фаз равны: $v_{ар}(Pn) = 8.7$ км/с и $v_{ар}(Sn) = 8.0$ км/с (см. табл. 4). Отметим, что оценки азимутов отличаются от теоретического значения (164.1°) почти на 20° . Такое расхождение не может быть объяснено ошибками оценивания и, очевидно, связано с особенностями распространения этих волн в данном регионе. Обе эти фазы распространяются вдоль границы между земной корой и верхней мантией, которая, вероятно, имеет латерально неоднородную структуру в этом районе. Для Pg -фазы оценка азимута равна 169.1° и отличается от теоретической всего лишь на 5° (кажущаяся скорость Pg -фазы равна 6.8 км/с). В связи с тем, что Pg -фаза распространяется внутри земной коры, латеральные неоднородности на границе земная кора – мантия, упомянутые выше, не оказывают существенного влияния

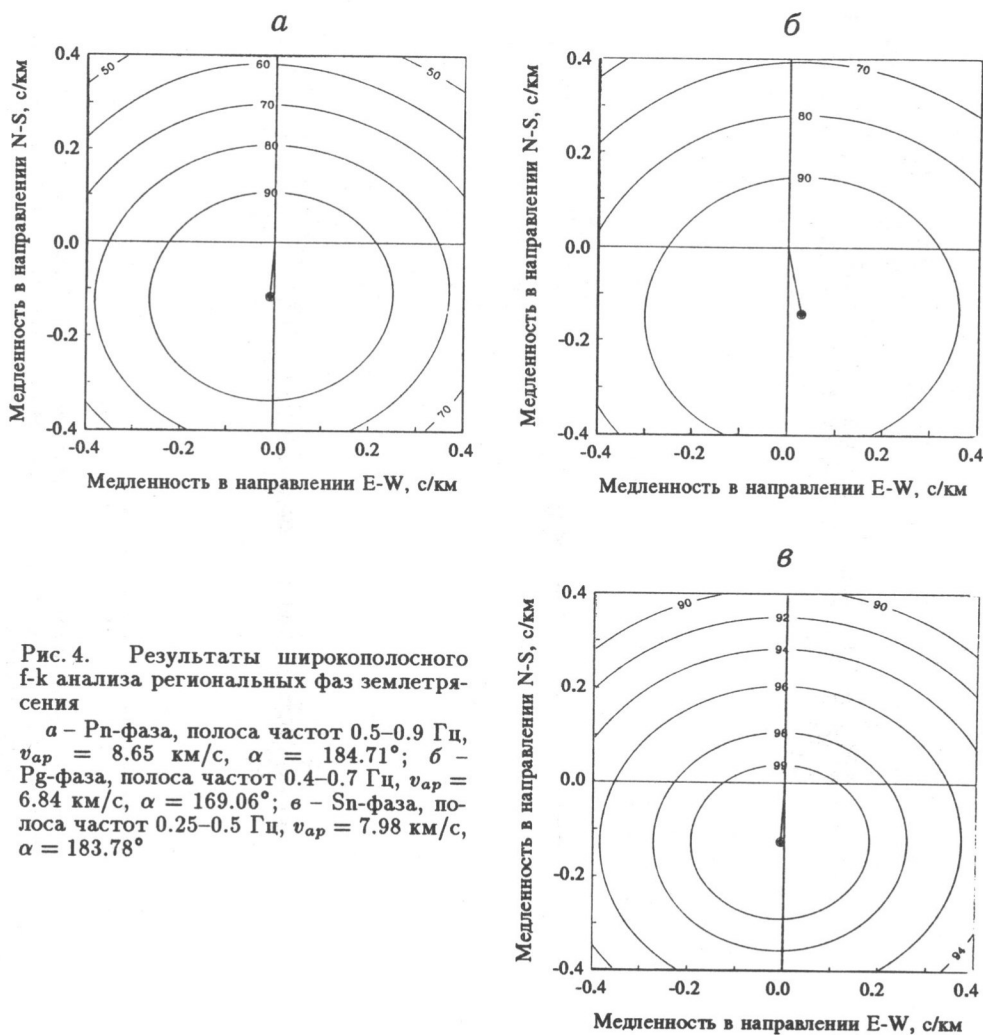


Рис. 4. Результаты широкополосного f-k анализа региональных фаз землетрясения

а – Pn -фаза, полоса частот 0.5–0.9 Гц, $v_{ар} = 8.65$ км/с, $\alpha = 184.71^\circ$; б – Pg -фаза, полоса частот 0.4–0.7 Гц, $v_{ар} = 6.84$ км/с, $\alpha = 169.06^\circ$; в – Sn -фаза, полоса частот 0.25–0.5 Гц, $v_{ар} = 7.98$ км/с, $\alpha = 183.78^\circ$

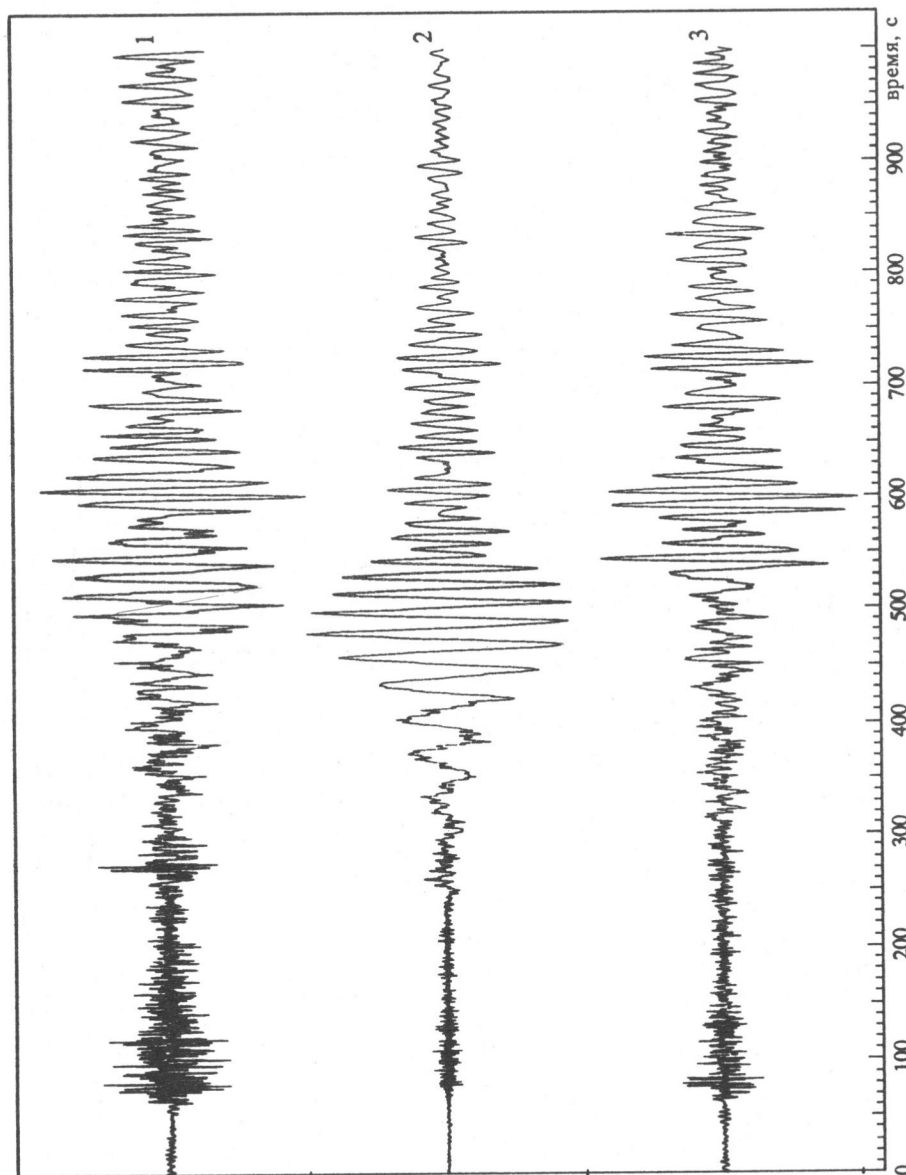


Рис. 5. Трехкомпонентная сейсмограмма землетрясения, повернутая в теоретическом направлении прихода поверхностных волн. Последовательность каналов: продольные колебания (1), поперечные (2), вертикальные (3)

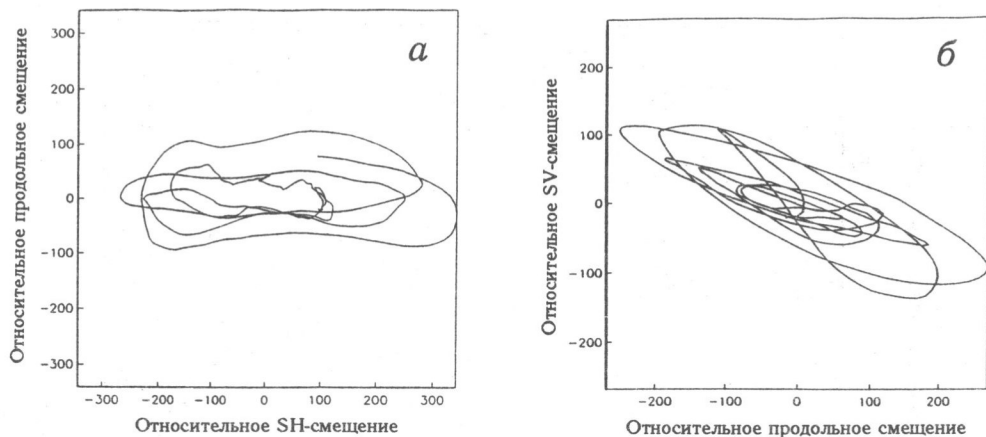


Рис. 6. Траектория движения частиц в поверхностных волнах землетрясения
 а – волна Лява, б – волна Релея

на распространение этой фазы. Аналогичное явление обсуждается в работе [13], где указывается, что различные сейсмические фазы имеют разные азимуты прихода в Центрально Азиатском регионе. Однако ее авторы наблюдали этот эффект лишь на поверхностных волнах.

Изучение характеристик поверхностных волн. Трехкомпонентная сейсмограмма для центрального датчика группы Алибек, повернутая в теоретическом направлении прихода поверхностных волн представлена на рис. 5. Очень интенсивные колебания, вызванные приходом волн Лява и Релея, позволяют исследовать их поляризационные и частотно-скоростные свойства. На рис. 6 показаны траектории движения частиц в этих волнах на временных интервалах 350–500 с и 500–550 с для полосы частот 0.01–2 Гц. Спектральная плотность мощности колебаний в волне Лява, вычисленная по поперечной компоненте колебания (рис. 5, трасса 2) для интервала 300–500 с, показана на рис. 7, а. Основная энергия этой фазы приходится на полосу 0.025–0.09 Гц с максимумом на частоте 0.05 Гц. Спектральная плотность мощности вертикальной составляющей колебаний в волне Релея приведена на рис. 7, б. Этот спектр был вычислен по трассе 3 на рис. 5 для интервала 400–650 с. Видно, что волна Релея характеризуется более узким спектром, сосредоточенным в полосе 0.05–0.1 Гц с максимумом на частоте 0.08 Гц.

Широкополосный f - k анализ, выполненный в полосе частот 0.03–0.08 Гц, показал, что азимут прихода волны Лява равен 157.6° и ее кажущаяся скорость составляет 3 км/с. Азимут прихода волны Лява оказался меньше теоретического (164.1°) на 6.5° (табл. 4) и показал очень высокую стабильность на различных частотах. Этот вывод следует из рис. 8, где представлены результаты выполнения узкополосного f - k анализа для различных частотных полос. Этот анализ производился для шести полос шириной 0.01 Гц, равномерно распределенных на интервале частот 0.03–0.08 Гц. Рис. 8, а показывает, что азимут прихода волны Лява практически не зависит от периода, что противоречит результатам, полученным в работе [13], авторы которой отмечают такую зависимость, правда, для другого

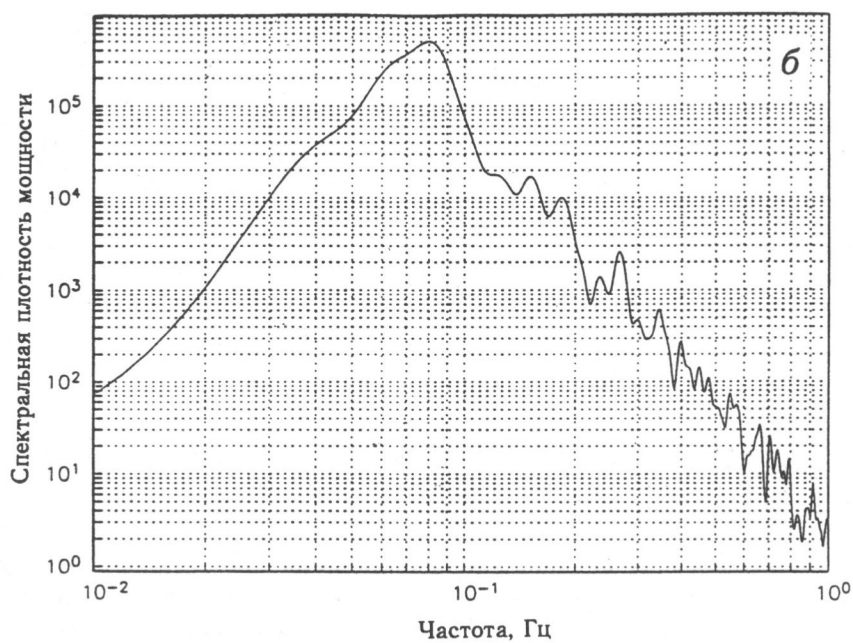
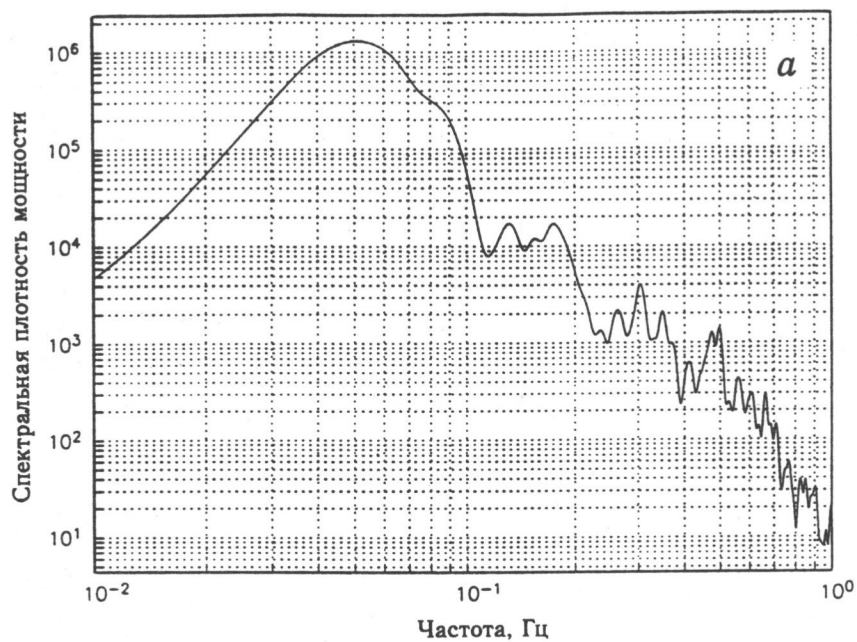


Рис. 7. Спектры мощности поверхностных волн землетрясения
а – волна Лява, б – волна Релея

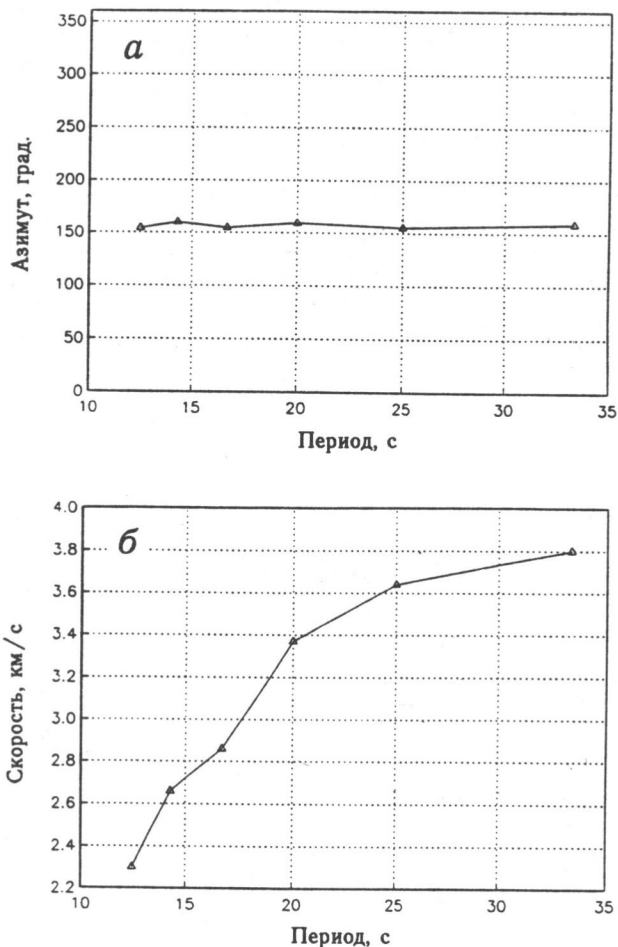


Рис. 8. Результат узкополосного $f-k$ анализа волны Лява землетрясения

a – зависимость оценки азимута прихода волны от периода, *b* – дисперсионная кривая групповой скорости волны

направления прихода волны. Рис. 8, *b* представляет дисперсионную кривую групповой скорости волны Лява, которая была построена с помощью узкополосного $f-k$ анализа, описанного выше. Приведенная на рис. 8; *b* кривая хорошо согласуется с результатами, полученными в работе [12].

Широкополосный $f-k$ анализ волны Релея проводился для интервала 400–550 с в полосе частот 0.05–0.1 Гц. Оценка азимута равна 168.8° , что превышает теоретическое значение на 4.7° , а оценку азимута прихода волны Лява на 11.2° . Заметим, что теоретическое значение азимута находится практически посередине между полученными оценками. Такое большое различие в оценках азимуты прихода для волн Лява и Релея не может быть объяснено погрешностями $f-k$ ана-

лиза, особенно при таком большом отношении сигнал/шум. И поэтому мы опять должны сослаться на сложность строения земной коры и верхней мантии в районе исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа показала, что сложное строение земной коры в Южном Прикаспии приводит к аномальному поведению не только высокочастотных региональных сейсмических фаз, но и низкочастотных поверхностных волн. И хотя анализ данных, полученных с помощью трехкомпонентных станций и малоапертурных групп, является мощным средством для автоматического лоцирования источников сейсмических событий, в районах со сложным строением среды, таких как Прикаспийский бассейн, аномальное распространение волн приводит к ошибочному оцениванию азимута на источник и (как следствие) неправильному определению его координат. Оценки азимута, полученные средствами поляризационного анализа, обладают большой изменчивостью даже для станций, разнесенных на 1–2 км. Значительно большую точность дает $f-k$ анализ, особенно в своем обобщенном трехкомпонентном варианте. И, тем не менее, даже оценки азимута, полученные средствами $f-k$ анализа, обнаруживают большое различие в направлениях прихода объемных и поверхностных волн для событий, эпицентры которых расположены к востоку и югу от группы Алибек.

Авторы выражают благодарность доктору А. Дэйнти из Филлипсовской Лаборатории США, любезно предоставившего данные, которые зарегистрированы на группе Алибек.

Работа была выполнена в рамках гранта Международного научно-технического центра (грант МНТЦ 415-969).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кушнир А.Ф., Лапшин В.М., Кварна Т., Фьен Я. Алгоритмы статистически оптимальной обработки данных малоапертурных сейсмических групп: тестирование на реальных записях // Теоретические проблемы геодинамики и сейсмологии. (Вычисл. сейсмология. Вып. 27). М.: Наука, 1994. С.288-309.
2. Mykkeltveit S., Bungam H. Processing of regional events using data from small-aperture arrays // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1984. Vol.74. P.2313-2333.
3. Mykkeltveit S., Ringdal F., Kvarna T., Alewine R. Application of regional array in seismic verification research // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1990. Vol.80. P.1777-1800.
4. Кейнон Д. Пространственно временной спектральный анализ с повышенным разрешением // ТИИЭР. 1969. Т.57. С.1408-1418.
5. Кушнир А.Ф., Лапшин В.М. Обнаружение и выделение волновой формы сигнала в коде сильного интерферирующего события // Теоретические проблемы в геофизике. (Вычисл. сейсмология. Вып. 29). М.: Наука, 1997. С.215-233.
6. Ziskind I., Wax M. Maximum likelihood localization of multiple sources by alternating projection // Proc. IEEE, Trans. Acoust. Speech Signal Processing. 1988. Vol.36. P.1553-1560.
7. Golub G., Pereyra V. The differentiation of pseudo-inverses and non linear least squares problem whose variables separate // SIAM J. Numer. Anal. 1973. Vol.10. P.413-432.

8. *Jepsen D.C., Kennett B.L.N.* Three-component analysis of regional seismograms // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1990. Vol.80, N 6. P.2032-2052.
9. *Der Z.A., Baumgardt D.R., Shumway R.H.* The nature of particle motion in regional seismograms and its utilization for phase identification // Geophys. J. Intern. 1993. Vol.115. P.1012-1024.
10. *Flinn E.A.* Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion // Proc. IEEE, Trans. Acoust. Speech Signal Processing. 1965. Vol.53. P.1874-1876.
11. *Pavlis G., Al-Shukri H., Mahdi H., Repin D.* JSP arrays and networks in Central Asia // IRIS Newsletter. 1994. Vol.XIII, N 2. P.9-12.
12. *Mangino S., Priestley K.* Velocity structure in the region of the South Caspian Basin from teleseismic receiver function modeling // Scientific Report. Phillips Laboratory. Boston. 1995. 32 p.
13. *Pavlis G., Mahdi H., Vernon F.L.* Surface wave propagation in Central Asia: observations of scattering and multipathing with the Kyrgyz broadband array // Proc. of the 16th Annual Seismic Research Symposium. 1994. P.291-297.