

О ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ ИСТОЧНИКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В УСЛОВИЯХ ИНТЕНСИВНЫХ ПОМЕХ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЭМИССИОННОЙ ТОМОГРАФИИ

Ю.А. Кугаенко

*Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9, Россия*

Представлены результаты численного моделирования, демонстрирующие работоспособность и помехоустойчивость метода эмиссионной томографии при реконструкции пространственного распределения источников микросейсмического излучения в земной коре. Рассматривается случай использования параметра Semblance (меры подобия сейсмических сигналов) при однокомпонентной регистрации. Наличие интенсивных помех как аддитивных (уменьшение отношения сигнал/шум), так и параметрических, обусловленных латеральными неоднородностями, ухудшает качество изображения источников сейсмической эмиссии, но не устраняет принципиальной возможности его формирования. Оценен частотный диапазон регистрируемого сигнала, который можно использовать в расчетах.

Сейсмология, сейсмическая эмиссия, эмиссионная томография.

DETECTION OF SEISMIC SOURCES AT HIGH NOISE BY EMISSION TOMOGRAPHY

Yu.A. Kugaenko

Numerical modeling using the semblance parameter has demonstrated high efficiency and noise immunity of emission tomography in reconstructing the spatial distribution of small seismic sources in the crust at single-component acquisition. High noise of additive (low signal/noise ratio) and parametric (lateral inhomogeneities) origin deteriorates the quality of source imaging but does not rule out the possibility to create the image. The modeling implies signals limited within a certain estimated frequency bandwidth.

Seismology, seismic emission, emission tomography

ВВЕДЕНИЕ

Развитие новых представлений о свойствах горных пород, лежащих в основе понятия „геофизическая среда“, и обнаружение сейсмической эмиссии как одной из форм активности среды позволили признать сейсмические шумы самостоятельным высокоинформативным геофизическим полем. Эндогенная составляющая сейсмического шума несет информацию о структуре и состоянии среды, о характере протекающих в ней процессов. Методы, основанные на использовании естественной и наведенной сейсмической эмиссии для изучения строения и свойств земной коры, объединены общим названием „эмиссионная томография“. Сложность решения таких задач связана с „многоисточниковостью“ исследуемых объектов, мозаичностью их структуры, высоким уровнем некогерентных помех в реальных условиях, а также с отсутствием эталонов для оценки качества получаемых сейсмических изображений.

Впервые работы по визуализации неоптических изображений были начаты советским физиком-акустиком С.Я. Соколовым еще в 30-е годы. Он реализовал свою идею аппаратным путем с помощью акустической линзы и устройства, преобразующего акустические сигналы в электрические. Однако из-за технического несовершенства и, как следствие этого, низкого качества изображений изобретение и сама идея были забыты. В 60-е годы наблюдается возрождение интереса к визуализации оптически непрозрачных сред. В сейсмике стало оформляться направление, получившее название „сейсмическая голография“ [1], она как способ консервации фаз волнового поля в проблеме визуализации неоптических полей имеет лишь вспомогательное значение: регистрируемое поле сейсмических волн является относительно низкочастотным, и фаза, и амплитуда этих волн вполне доступны для непосредственных измерений. В сейсмологии, в отличие от оптики, технического устройства, подобного линзе, для формирования видимого изображения путем необходимой фокусировки поля не существует. Решение проблемы визуализации сейсмических сред — в возможностях современной вычислительной техники, позволяющей численно реализовать любые фокусирующие преобразования волновых полей, когда известны их амплитуды и фазы.

При проведении исследований в эмиссионной томографии возникает ряд трудностей. Во-первых, это целенаправленная организация системы наблюдений — площадной группы сейсмических станций, предпочтительно, чтобы расстановка была эквидистантной. Во-вторых, корректный отбор данных для последующих расчетов. В-третьих, фокусировка антенны, „настройка“ группы: введение поправок во времена пробега, учитывающих скоростное строение всего исследуемого объема среды и неоднородности в пунктах установки сейсмических датчиков. С другой стороны, в исследованиях используется постоянно

существующее поле микросейсмических колебаний, что существенно упрощает наблюдения и сокращает их срок.

В настоящее время имеется небольшой, но успешный опыт применения эмиссионной томографии. В первую очередь необходимо вспомнить работы по построению сейсмоэмиссионного изображения литосферы под группой NOR SAR [2, 3]. Диапазон исследуемых частот — 1—5 Гц. В среде были выделены источники эмиссии, ассоциирующиеся с неоднородностями, выявленными в этом же районе методом дифракционной томографии.

Следующая крупная работа в этом направлении была выполнена в рамках советско-исландской геолого-геофизической экспедиции под руководством Л.Н. Рыкунова [4]. Регистрация проводилась в 1988—1989 гг. на севере Исландии в неовулканической области, в рифтовой зоне с проявлением высокой гидротермальной активности. Использовалась мобильная площадная сейсмическая антенна из 24 вертикальных геофонов, диапазон частот — 1,5—10 Гц. Результаты, полученные на разных площадках, в высокой степени согласуются друг с другом. Повторные наблюдения, проведенные через год, показали устойчивость наиболее ярких черт томографических изображений.

Результаты эмиссионного мониторинга приведены в работе [5]. Наряду с выделением шумовых зон глубинного происхождения проведен анализ их временной эволюции в сопоставлении с местной сейсмичностью. Выявлена приуроченность роев мелкофокусных землетрясений к наиболее шумящим зонам. Возрастание сейсмоэмиссионной активности в очаговых зонах в период подготовки землетрясений и ее спад после события обнаружены и при мониторинге шумового излучения в районе Ромашкинского нефтяного месторождения [6].

Исследования сейсмической эмиссии в центральной части японского о. Хонсю показали, что шумовая томография может успешно применяться для изучения среды в активной вулканической области [7—9]. В этих работах пеленгация источника слабого сейсмического сигнала проведена при использовании группы с существенно неравномерной расстановкой и при сложном рельефе местности, но достаточно большое число регистрирующих каналов (195 трехкомпонентных станций) позволило получить устойчивые результаты, согласующиеся с представлениями о геологических особенностях района.

Специально спланированные исследования с использованием сейсмических антенн для картирования локальных источников сейсмической эмиссии были проведены в различных областях Камчатки, связанных с проявлением ее вулканической и гидротермальной активности [10—12]. Регистрация велась в окрестностях конкретных геологических объектов: в молодой вулканической области (район Северного прорыва Большого Трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.) и на двух различных гидротермальных месторождениях: Мутновском месторождении парогидротерм и низкотемпературном Начикинском месторождении термальных вод. Полученные результаты интерпретируются в рамках имеющихся данных о строении и особенностях исследуемых структур. Существенным недостатком этих работ является использование однокомпонентных датчиков, что определялось техническими возможностями, и, как следствие этого, низкая разрешающая способность метода.

Интерес к проблемам эмиссионной томографии сохраняется [13]. В нефтегазовой индустрии наблюдается возрастающее внимание к технологиям пассивного сейсмического мониторинга, основывающимся на новейших достижениях в областях разработки средств многоканальной трехкомпонентной широкополосной цифровой регистрации и математического аппарата сейсмоэмиссионной томографии [14, 15]. Метод применяется для диагностической визуализации гидроразрывов пластов при интенсификации добычи углеводородов. Он основан на адаптивной поляризованной фокусировке волнового поля, использующей технику высокого разрешения [16].

Сейсмоэмиссионная томография решает фундаментальные задачи, недоступные другим геофизическим методам исследования: локализация и распределение в пространстве шумящих областей, реконструкция поля разрушения среды. В настоящее время это научное направление находится в стадии становления. Систематический контроль поля эндогенного шума позволит следить за динамикой процессов, протекающих в среде, и осуществлять мониторинг месторождений полезных ископаемых, зон подготовки землетрясений, вулканических областей, гидротермальных резервуаров, в том числе, в реальном времени.

В представленной статье приведены некоторые результаты численного моделирования, демонстрирующие работоспособность и помехоустойчивость метода в одном из его простейших вариантов в условиях помех высокого уровня: при однокомпонентной регистрации и использовании для оценки относительной интенсивности излучения эндогенных источников меры подобия сейсмических сигналов Semblance [17].

АЛГОРИТМ НАХОЖДЕНИЯ ИСТОЧНИКА СЛАБОГО КОГЕРЕНТНОГО СИГНАЛА НА ФОНЕ ПОМЕХ

Используемый метод построения трехмерных изображений источников эндогенного эмиссионного сигнала сводится к пассивному сканированию исследуемого объема среды зондирующим лучом, сформированным регистрирующей сейсмической группой, и анализу пространственного распределения ин-

тенсивности слабого когерентного излучения. Для таких целей используются процедуры синфазного суммирования с построением энергетических оценок отношения интенсивности регулярной и нерегулярной компонент волнового поля. Этот подход известен и применяется при анализе многоканальных записей волновых полей в радиофизике, гидроакустике, а с недавнего времени и в сейсмологии.

Методические аспекты возможного использования шумовых сейсмических полей для экспериментального исследования структурных особенностей среды рассмотрены в работах [18, 19]. Получено авторское свидетельство на изобретение [20]. Авторами разработана система алгоритмов, позволяющая путем анализа многоканальных данных выделять эндогенную компоненту шумовых сейсмических полей, находить источники сейсмического излучения, оценивать их интенсивность. Результаты проведенного численного моделирования и аналитических исследований позволили сформулировать требования к основным параметрам эксперимента и оценить возможность реконструкции изображения шумящих областей внутри реальной среды.

Волновое поле генерируется множественными источниками в среде, и в общем случае на поверхности оно носит характер случайного процесса. При этом шумовое поле, регистрируемое различными датчиками антенны, не коррелировано. Если же в среде присутствуют ярко выраженные отдельные источники эмиссии, в многоканальной записи появляются пространственно-когерентные компоненты. В этом случае сфазированная сейсмическая антенна позволяет выявить источник излучения и оценить его относительную интенсивность.

Данные анализируются путем выделения сигналов, приходящих из определенных точек исследуемого объема среды. Вводится временной сдвиг, соответствующий времени прохождения сигнала из опрашиваемой точки до регистрирующего датчика (скоростной разрез или годограф для данного района предполагается известным). Затем участки сигнала суммируются и полученная агрегированная сейсмограмма используется для вычисления энергетической оценки, количественно характеризующей интенсивность излучения среды из точки настройки. Алгоритм основан на аддитивной модели шумового сигнала и шума. Пусть в точке пространства с координатами (X_i, Y_j, Z_k) генерируется сигнал $g_{ijk}(t)$, который регистрируется всеми станциями приемной группы. При этом m -й сейсмометр регистрирует сигнал

$$F_m(t) = A_{ijkm} g_{ijk}(t - \tau_{ijkm}) + e_m(t), \quad (1)$$

где A_{ijkm} учитывает геометрическое расхождение объемных сейсмических волн и угол выхода луча в точке регистрации, τ_{ijkm} — время пробега сейсмических волн от данной точки пространства до датчика, $e_m(t)$ — суммарный сейсмический сигнал, имеющий постороннее по отношению к данной точке (X_i, Y_j, Z_k) происхождение и являющийся в данном случае помехой. Задача сводится к сравнению энергии сигналов $g_{ijk}(t)$, излучаемых различными точками (i, j, k) исследуемого объема с использованием набора сейсмограмм $F_m(t)$.

Для реконструкции поля шумового излучения среды в данной работе используется оценка меры подобия сейсмических сигналов S (Semblance) [17]. Этот параметр относится к оценкам типа отношения сигнал/шум и применяется для выделения слабого полезного сигнала на фоне помех высокого уровня и определения положения источника излучения. Он является отношением энергии суммарного по всем датчикам группы сигнала к сумме энергий каждого датчика в отдельности, вычисляемое для каждой опрашиваемой точки под антенной:

$$S_{ijk} = \frac{\sum_{n=1}^N a_{ijk}(t_n)}{M \times \sum_{n=1}^N b_{ijk}(t_n)}, \quad (2)$$

$$a_{ijk}(t_n) = \left(\sum_{m=1}^M \beta_{ijkm} X_m(t_n - \tau_{ijkm}) \right)^2, \quad b_{ijk}(t_n) = \sum_{m=1}^M (\beta_{ijkm} X_m(t_n - \tau_{ijkm}))^2,$$

где M — число сейсмометрических каналов, N — длина сигнала в отсчетах, n — номер текущего отсчета; $X_m(t_n)$ — амплитуда сигнала на канале m , β_{ijkm} — весовой коэффициент, учитывающий геометрическое расхождение волнового фронта и угол выхода сейсмического луча на поверхность в точке регистрации, τ_{ijkm} — временной сдвиг сигнала для синхронизации.

В случае отсутствия источника когерентного сигнала, если волновое поле, регистрируемое на поверхности, носит случайный характер и не коррелировано между каналами, значения сигнала распределены

нормально с нулевым средним и одинаковой дисперсией. В этом случае среднее значение оценки меры подобию и ее дисперсия определяются как [9, 19]

$$\langle S \rangle = 1/M, \quad \sigma^2 = \frac{2(1 - 1/M)}{NM^2}. \quad (3)$$

Причем $S = 1/M$ соответствует отсутствию корреляции между каналами, а значение 1 — идеальному случаю, когда сигналы на всех каналах идентичны и сигнал из точки настройки принимается без помех, исходящих из других точек пространства. Если в точке настройки параметр превышает значение для чисто шумового поля ($1/M$), это свидетельствует о наличии в данной точке источника излучения. В качестве порога детектирования можно выбрать 95 %-й доверительный интервал значений оценки для пространственно некоррелированного волнового поля, равный $\delta = 2\sigma \approx 2/M \times (2/N)^{1/2}$. Если значение S , вычисленное для данной точки, превышает чисто шумовое значение, равное $1/M$, более чем на доверительный интервал δ , то вероятность того, что в записях присутствует когерентный сигнал, составляет 95 %. При построении распределения интенсивности излучения значения ниже $(1/M + \delta)$ исключались из рассмотрения и на получаемых изображениях не присутствуют.

Значение оценки S зависит от отношения сигнал/шум (аддитивная помеха) и от флуктуаций времени прихода сигнала, обусловленных наличием латеральных неоднородностей (параметрическая помеха). Мелкомасштабные неоднородности среды приводят к флуктуациям фазы и амплитуды на каналах. Влияние параметрической помехи зависит также от спектра сигнала, статистического распределения флуктуаций времени прихода, геометрии расстановки группы.

При изучении сейсмического волнового поля в силу дискретной природы регистрации пространственного распределения колебаний поле может быть нам известно только в узлах выборочной решетки датчиков, размещенных на поверхности. В масштабе длин волн размер плотных наблюдательных сетей в сейсмологии — несоизмеримо малая величина по сравнению с оптическими апертурами. Разрешающая способность, принятая в оптических приложениях, определяется из соотношений:

$$\delta x = \lambda z_0/D, \quad \delta h = 8\lambda(z_0/D)^2, \quad (4)$$

где δx — разрешающая способность по горизонтали, δh — разрешающая способность по глубине, D — линейный размер апертуры, z_0 — глубина расположения источника сигнала, λ — длина волны. Разрешающая способность рассчитывается как полуширина главного лепестка диаграммы направленности приемной антенны. Согласно критерию Рэлея, эта величина определяет минимальное расстояние между двумя точками, которые еще могут быть различены.

Соотношения (4) используются в случае, когда $z_0 > 2D$, который имеет место в оптике. В сейсмике, учитывая большие длины волн и малые линейные размеры сейсмической антенны, формировать изображение источников излучения целесообразно в области $z_0 \leq 2D$, когда исследуемый объект удален на расстояние, сравнимое по величине с линейным размером апертуры. В последнем случае формулы (4) неверны. Здесь нужно пользоваться зависимостью, полученной при аппроксимации результатов численных расчетов распределения интенсивности в изображении сферического точечного излучателя нулевого порядка, помещенного в центре апертуры [1]. За меру разрешающей способности принимается расстояние между центральным максимумом и первым нулем кривой распределения интенсивности в изображении источника. Таким образом, для области $z_0 \leq 2D$ следует пользоваться зависимостями:

$$\delta x = 0,4\lambda(z_0/D)^2 + 0,5\lambda, \quad \delta h = 2,5\lambda(z_0/D)^2 + \lambda. \quad (5)$$

В этом случае оптимальный шаг расстановки приборов при регистрации Δx оценивается исходя из положения $\delta x = 2\Delta x$, что соответствует требованию, чтобы на область центрального лепестка приходилась, как минимум, одна выборка, и в зависимости от λ , z_0 и N (числа датчиков на одном профиле)

$$\Delta x = 0,1\lambda \left[1 + \sqrt{1 + 30 \frac{z_0}{\lambda(N-1)}} \right]. \quad (6)$$

В работах [4, 19] показано, что алгоритмы когерентного приема устойчивы к систематической ошибке в скорости. Стабильные картины распределения параметра S сохраняются при использовании широкого диапазона априорных скоростных моделей (вплоть до однородных с подходящей эффективной скоростью). Неточность в задании скоростного разреза слабо влияет на степень фокусировки изображения, хотя при этом оно смещается по глубине относительно истинного положения источника. Количественный анализ трехмерных изображений позволяет в принципе корректировать скоростную модель, используя в качестве критерия максимум фокусировки и сопоставляя истинное и расчетное

положения излучателя. Однако при наличии случайных флуктуаций времени прихода сигнала, вызванных локальными латеральными неоднородностями, качество изображения ухудшается.

При увеличении расстояния от приемной группы до источника годограф сферической волны выполаживается, асимптотически переходя в годограф плоской волны. При достаточно большом удалении пропадает возможность точной локализации источника, можно лишь фиксировать направление прихода сигнала. По этой же причине метод эффективно работает в ограниченном диапазоне глубин. Рабочий диапазон глубин ограничен не только снизу, но и сверху. Это связано с тем, что для источников, расположенных вблизи плоскости группы, сигнал быстро спадает по интенсивности по мере удаления приемного датчика от источника. Таким образом, уменьшается эффективный размер группы, появляются блики фона и интенсивные ложные фокусировки. Положение верхней границы зависит от типа приемника (одно- или трехкомпонентного) и от поляризации сигнала. Например, для однокомпонентного вертикального приема для продольной волны верхняя граница проходит на глубине $D/4$ под центром группы и $D/2$ на ее краю, для поперечных волн — на глубине $D/18$ под центром группы и $D/9$ на краю (D — апертура сейсмической антенны) [19].

Необходимо по возможности увеличить число датчиков. Например, в [21] рекомендуется довести число каналов, по крайней мере, до 100 с возможностью использования трехкомпонентных станций.

В данной работе фокусировка волнового поля и сканирование производятся в заданных горизонтальных сечениях исследуемого объема и в узлах равномерной сетки. Каждому узлу сетки присваивается значение, соответствующее вычисленной величине энергетической оценки отношения сигнал/шум. Если координаты точки настройки совпадают или наиболее близки к истинному положению источника слабого когерентного сигнала, то величина оценки отношения сигнал/помеха, вычисленная для данного узла по многоканальной сейсмограмме, будет превышать значения оценок отношения сигнал/помеха для соседних узлов. Совокупность вычисленных энергетических оценок образует картину пространственного распределения сейсмических излучателей в исследуемом объеме среды.

Для ослабления влияния случайных помех целесообразно осреднение нескольких изображений, полученных в результате независимых расчетов по различным участкам зарегистрированных сигналов. При этом систематически шумящие объекты будут проявляться более ярко, а случайные аномалии компенсируют друг друга.

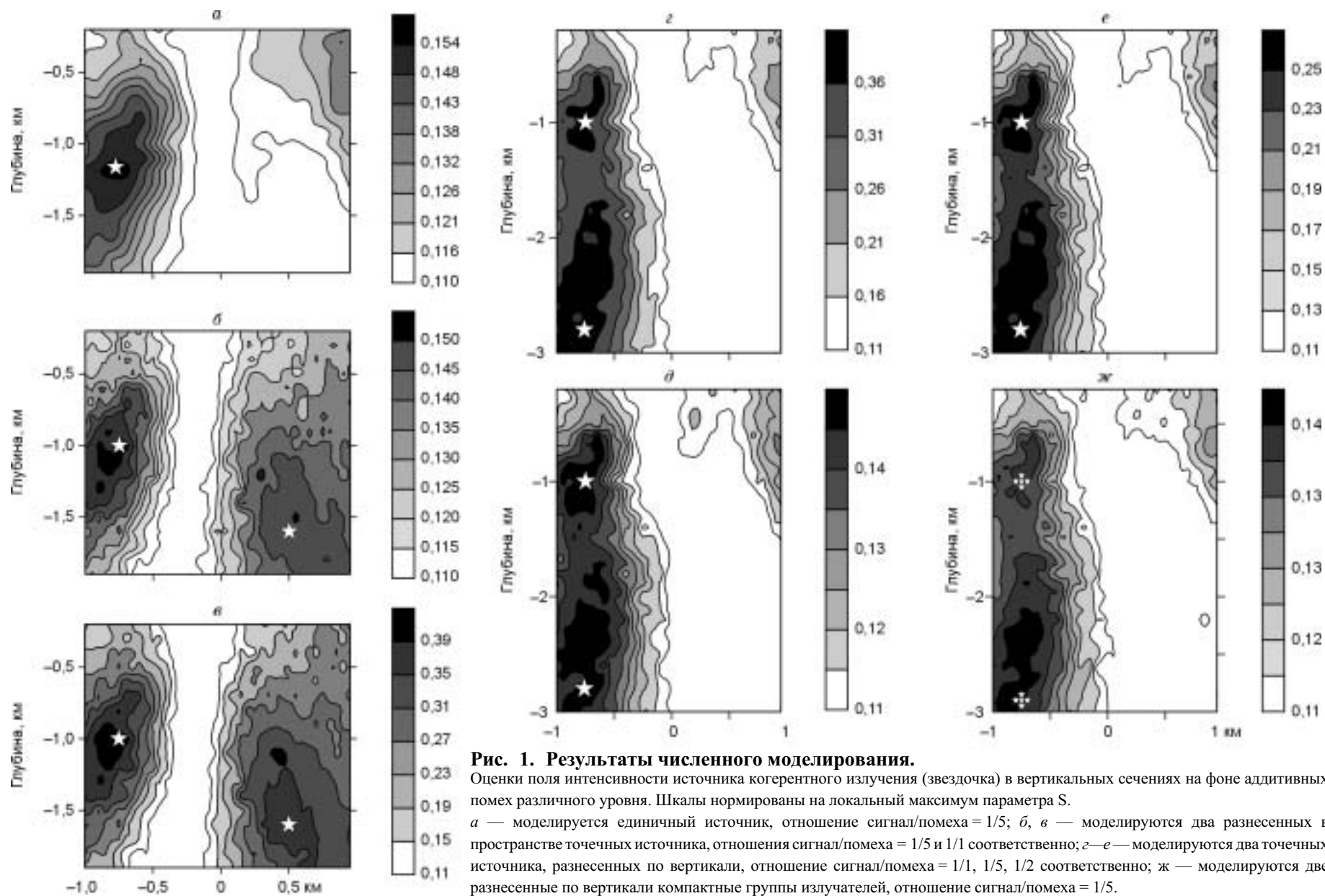
ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ПОМЕХ

Помехи аддитивная и параметрическая. Работоспособность и помехоустойчивость метода оценивались по результатам численного моделирования. На синтезированные сейсмограммы аддитивно накладывались случайные помехи различной интенсивности.

Конфигурация группы соответствовала реальной расстановке сейсмической антенны в районе Северного прорыва Большого Трещинного Толбачинского извержения [10] (эквидистантная площадная расстановка из 9 однокомпонентных датчиков; $\Delta x = 500$ м, что соответствовало $1-1,2\lambda$). Используется слоистая горизонтально-однородная модель среды, построенная для этого района по данным ГСЗ [21]. На разрезе [21] выделены 4 границы раздела. Самая верхняя построена условно для низкоскоростной и крайне неоднородной толщи напластования слоев базальтовой лавы и пирокластики с погребенными в них шлаковыми конусами. Скорость в этом слое 1 км/с, его мощность около 200 м. Вторая граница раздела, относимая к кровле третичных (неогеновых) вулканогенно-осадочных отложений, залегает под Северным прорывом на глубинах 1300 м, средняя скорость в слое 2,5 км/с, граничная — 4,4 км/с. Сейсмическая граница с граничной скоростью 4,8 км/с относится к кровле верхнемелового фундамента и находится на глубине 5 км. Кристаллическое основание залегает здесь на глубине 7—8 км (граничная скорость 6 км/с).

Были синтезированы 9-канальные сейсмограммы для точечных источников гармонического сигнала, расположенных в разных местах сканируемого объема. Для демонстрации помехозащищенности метода на полезный сигнал накладывалась поверхностная помеха различной интенсивности. Помеха моделировалась последовательностью случайных чисел, имеющих нормальное распределение и нулевое среднее значение. Взаиморасположение излучателей варьировалось. Интенсивность их излучения одинакова. Сканирование проводилось в горизонтальных сечениях в квадрате 2×2 км.

Примеры расчетного распределения интенсивности искусственно погруженных в среду источников сигнала в вертикальных сечениях представлены на рис. 1. Соотношение сигнал/шум задано достаточно низким, чтобы продемонстрировать возможность выделения реальных источников сигнала в естественных условиях. На рис. 1,а представлены результаты расчетов поля интенсивности для точечного излучателя в случае, когда на полезный сигнал наложена поверхностная помеха, амплитуда которой в 5 раз превышает его уровень. Значимыми являются величины, превышающие $1/M = 0,11$ для данной 9-канальной расстановки. Значения энергетической оценки невелики, однако полученное изображение дает возможность определить положение источника излучения в пространстве.



Распределение интенсивности излучения от двух разнесенных в сканируемом объеме источников иллюстрирует рис. 1, б, в. В первом случае уровень наложенной помехи превышает уровень полезного сигнала в 5 раз, во втором — он равен ей по амплитуде. Из сравнения изображений видно, что алгоритм фокусировки поля обладает устойчивостью по отношению к наложенной случайной помехе. При увеличении уровня помехи контуры изображения практически остаются без изменений, но значение оценки меры подобия сигналов меняется заметно. Интенсивность излучения левого объекта (см. рис. 1, б, в) несколько выше, так как его частота излучения задана более высокой.

На рис. 1, г—е излучающие точки разнесены по глубине, и метод позволяет различить области повышенного излучения, связанные с каждым источником в отдельности. При изменении соотношения сигнал/помеха изображение устойчиво, значения энергетической оценки меняются. Разрешающая способность по глубине в этом случае в диапазоне используемых частот (4—6 Гц) 1,8—2,5 км. Аналогичная картина наблюдается и в последнем случае (см. рис. 1, ж), когда в среде заданы два центра излучения, каждый из которых представляет собой компактно расположенную группу точечных излучателей, уровень помехи превышает полезный сигнал в 5 раз.

Рассмотрим влияние помехи параметрической. На рис. 2 представлены результаты моделирования ситуации, когда на времена прихода гармонического сигнала от глубинного точечного источника накладывается случайная помеха разного уровня τ^* . Параметрическая помеха задается как случайная и нормально распределенная, она добавляется к временам прихода сигнала к датчикам. При этом вносятся случайные сдвиги в фазу сигнала. Флуктуации времени прихода нормированы на время когерентности заданного гармонического сигнала τ , равное половине его периода. Увеличение флуктуаций сказывается на значениях фазы исследуемого сигнала, фокусировка затрудняется. Моделирование показывает, что оценка S очень чувствительна к вариациям времени, за которое сигнал достигает датчиков антенны. При временных флуктуациях прихода сигнала, превышающих половину его времени когерентности, появляются интенсивные ложные фокусировки, а вблизи реального положения источника изображение исчезает.

При работе с высокочастотным сигналом вероятность того, что латеральные неоднородности вызовут сдвиги во времена прихода сигнала, сравнимые со временем его когерентности, значительно возрастает, в этом случае изображение источника не может быть восстановлено.

Оценим, какие ограничения на частотный диапазон используемых сигналов накладывает возможность присутствия в среде латеральных неоднородностей. Предположим, что преобладающая частота сигнала $f = 4, 6, 8, 10, 13$ Гц, средняя скорость распространения сигнала 4 км/с, флуктуации скорости при переходе от одной трассы к другой достигают 5 % относительно ее среднего значения. Получаем время,

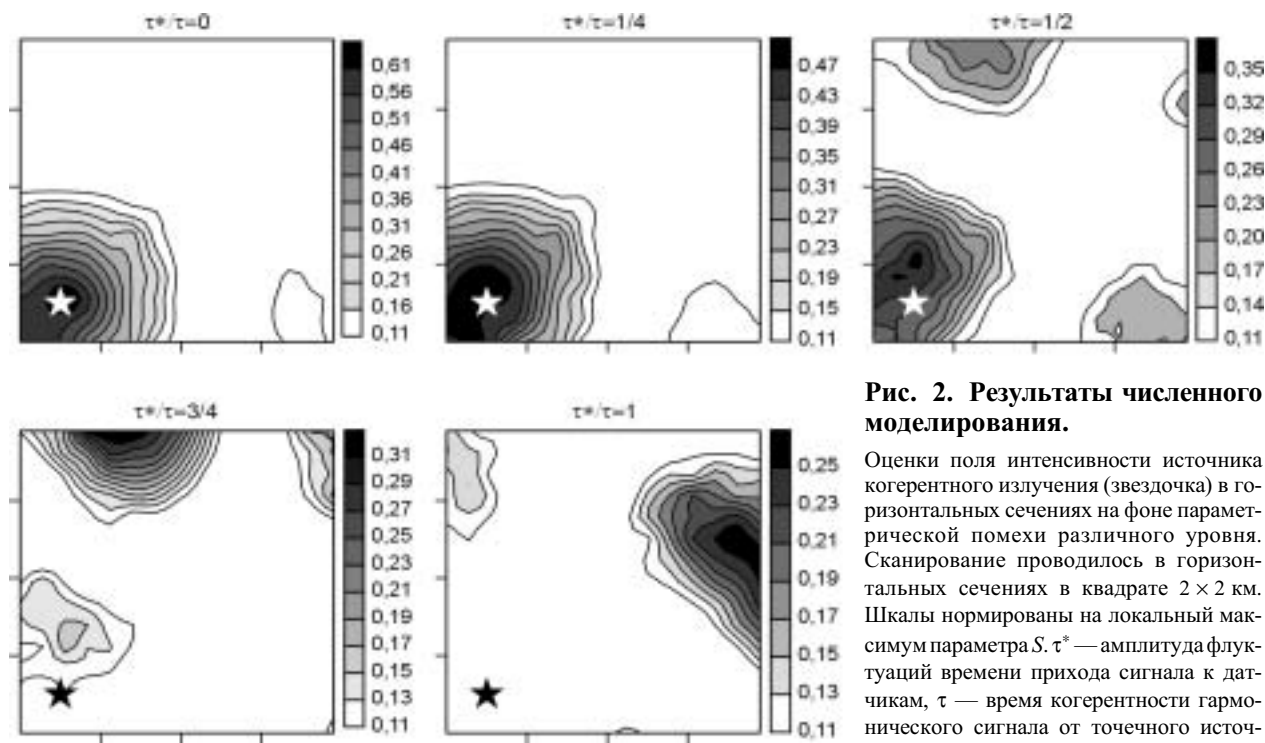


Рис. 2. Результаты численного моделирования.

Оценки поля интенсивности источника когерентного излучения (звездочка) в горизонтальных сечениях на фоне параметрической помехи различного уровня. Сканирование проводилось в горизонтальных сечениях в квадрате 2×2 км. Шкалы нормированы на локальный максимум параметра S . τ^* — амплитуда флуктуаций времени прихода сигнала к датчикам, τ — время когерентности гармонического сигнала от точечного источника, помещенного в среду.

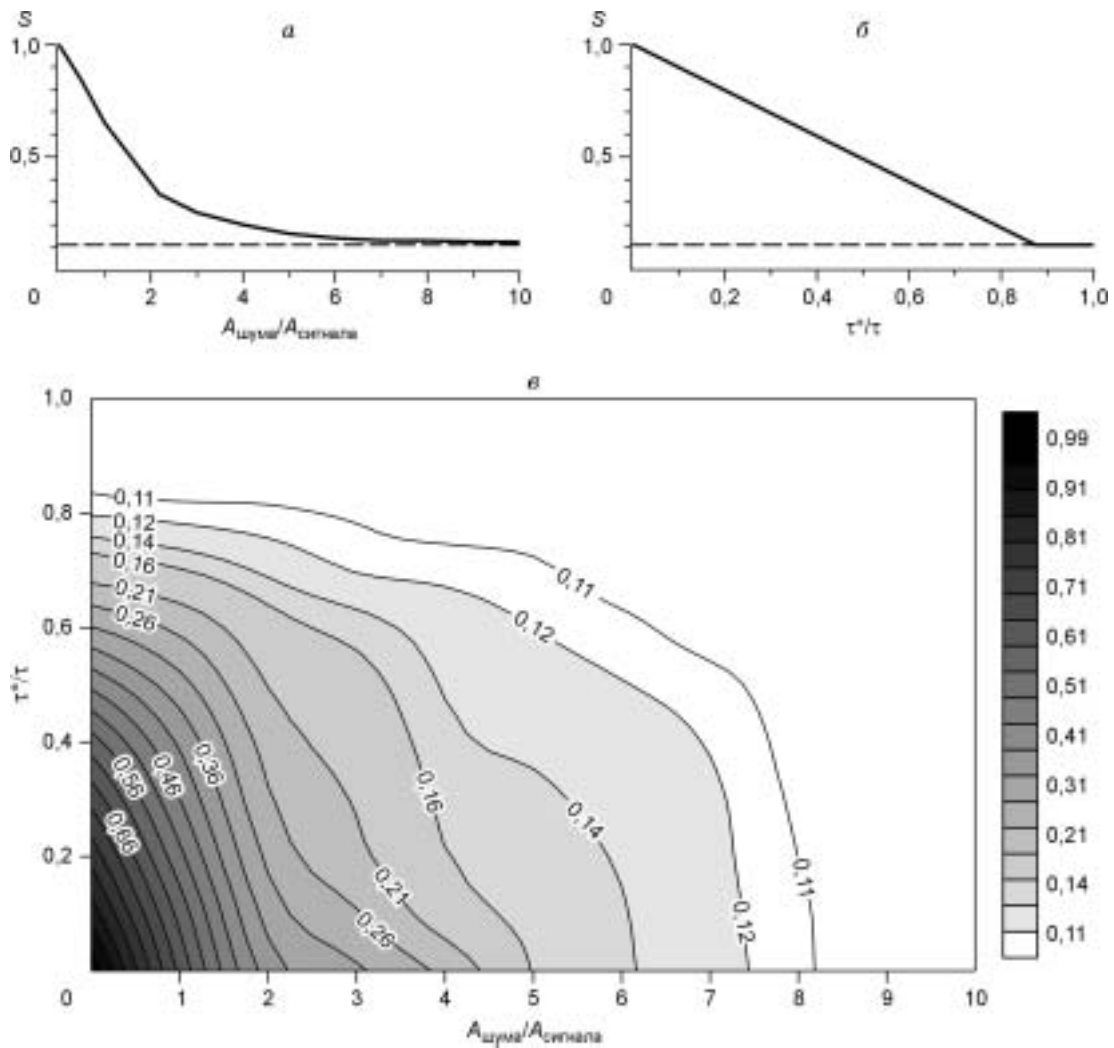


Рис. 3. Результаты численного моделирования.

Влияние аддитивной (а), параметрической (б) помех и их одновременное воздействие (в) на значение оценки Semblance в точке, в которую помещен гипотетический излучатель. Моделируемые флуктуации времен прихода сигнала к станциям τ^* нормированы на время его когерентности τ .

равное половине времени когерентности для этих частот: $\tau = 65, 40, 30, 25, 20$ мс соответственно. Тогда при длине трасс $R = 1, 2, 3, 4, 5$ км флуктуации времен прихода сигнала достигают соответственно $\tau^* = 10, 20, 30, 40, 50$ мс. Возможно, эта оценка завышена. Тем не менее расчеты иллюстрируют нецелесообразность работы с сигналами, частота которых превышает 8—10 Гц, в особенности в верхних горизонтах земной коры Камчатки, где контрастность неоднородностей особенно высока.

Численные расчеты одновременного влияния аддитивной и параметрической помех различного уровня на значение параметра S в точке, в которую помещен гипотетический излучатель, проиллюстрированы на рис. 3. Излучается гармонический сигнал с периодом $T = 2\tau$. Задается аддитивная помеха в диапазоне отношений шум/сигнал от 0 до 10 и параметрическая помеха, при которой гипотетические флуктуации фазы сигнала τ^* возрастают вплоть до величины его времени когерентности τ . Моделирование показывает, что при настройке антенны на точку излучения возможно получение значимого результата в достаточно широких диапазонах значений помех, что соответствует реальным условиям регистрации. Параметр S остается значимым (не ниже 0,11 для используемой в расчетах 9-канальной антенны) при τ^*/τ до 0,8 и отношении амплитуд помехи и полезного сигнала до 7—8. Таким образом, алгоритм помехоустойчив: наличие интенсивных помех как аддитивных, так и параметрических ухудшает качество изображения, но не устраняет принципиальной возможности его формирования, влияние помех компенсируется увеличением времени накопления данных.

Влияние аддитивной помехи, которая в значительной степени определяется поверхностными шумами, можно уменьшить, проводя исследования в районах, по возможности удаленных от объектов антропогенной активности. Известно, что наиболее чувствительны к увеличению скорости ветра высокочастотные составляющие спектра шума [23—25]. Поэтому целесообразно, с одной стороны, выбирать для обработки участки записи, соответствующие наиболее благоприятным метеоусловиям, с другой стороны, удалять высокочастотную компоненту сигнала фильтрацией.

Помехи в виде интенсивной плоской волны. При проведении моделирования, о котором говорится выше, предполагалось, что помехи являются белым шумом, они генерировались в виде набора некоррелированных выборок случайных чисел с нормальным распределением. Для реальных условий это не

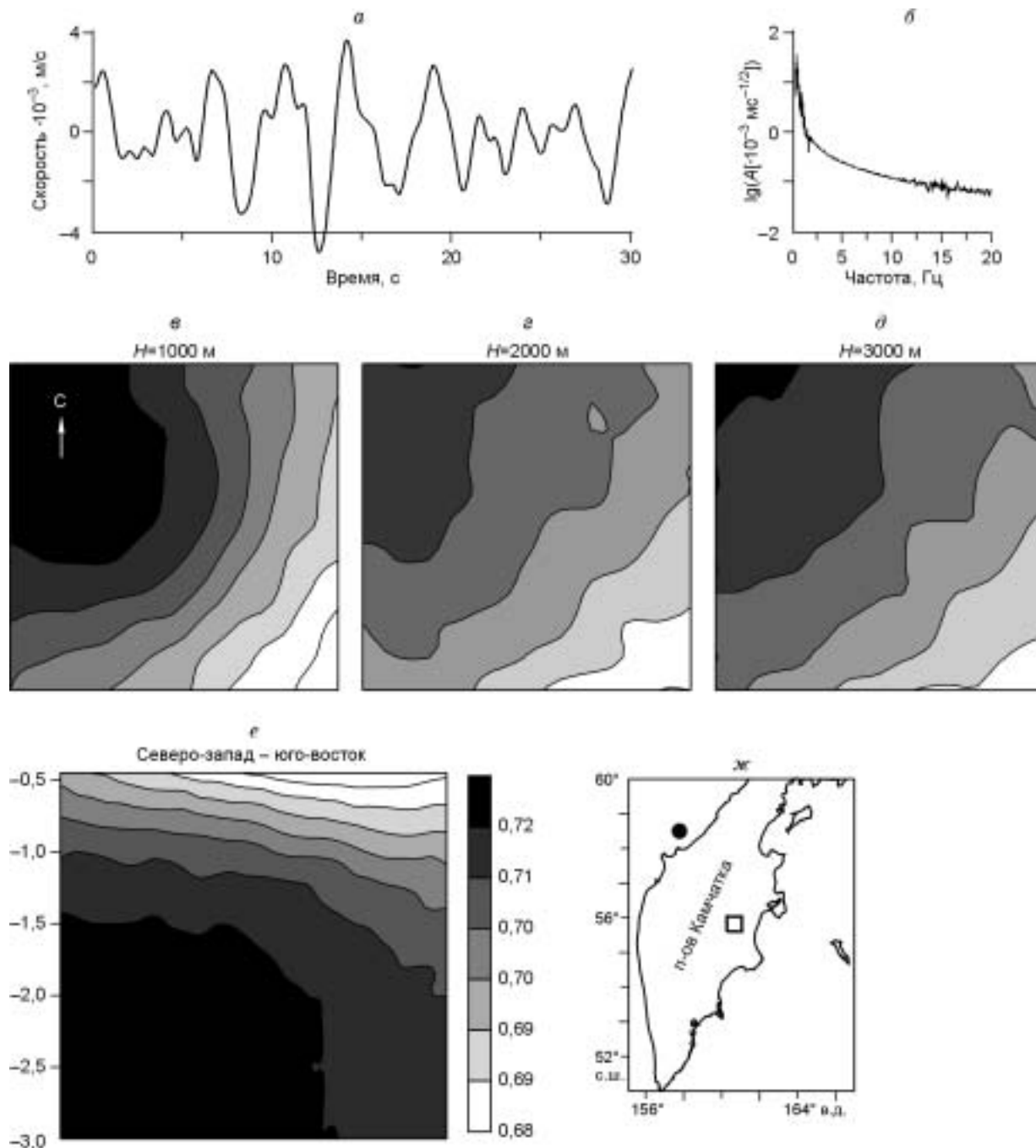


Рис. 4. Иллюстрация работы алгоритма с плоскими волнами от удаленного источника — регионального землетрясения.

Приведен фрагмент коды землетрясения (а) и спектр этого участка записи (б). Результаты расчетов оценки Semblance приведены для трех горизонтальных сечений в квадрате 2×2 км (в—д) и вертикального разреза области сканирования в направлении прихода волн (е). На карте (ж): квадрат — сейсмическая антенна, кружок — эпицентр землетрясения.

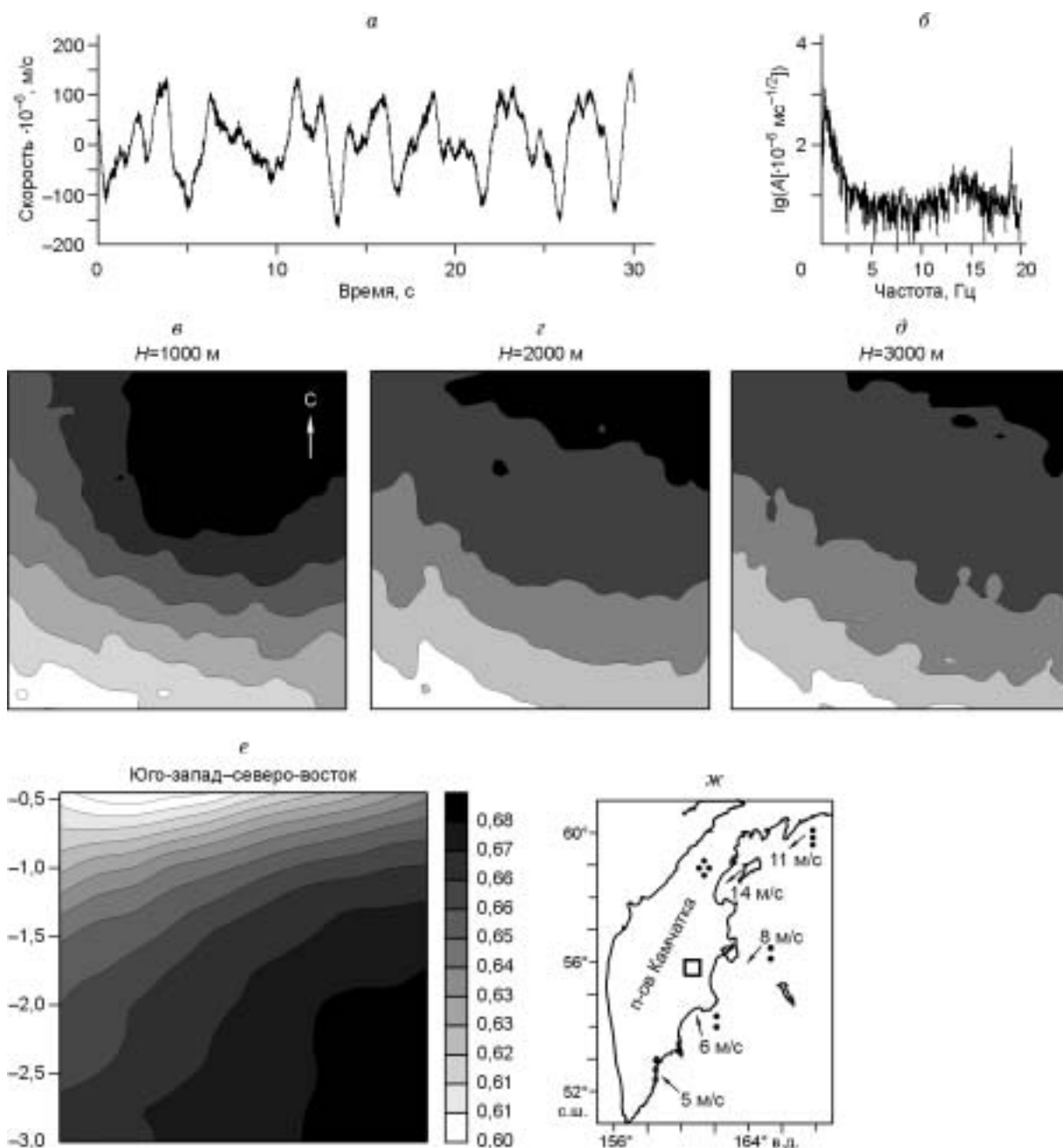


Рис. 5. Иллюстрация работы алгоритма с плоскими волнами от удаленного источника — фронта штормовых микросейсм.

Приведена запись штормовых микросейсм (*а*) и ее спектр (*б*). Результаты расчетов оценки Semblance приведены для трех горизонтальных сечений в квадрате 2×2 км (*в*–*д*) и вертикального разреза области сканирования в направлении прихода волн (*е*). На карту (*ж*) нанесены данные прибрежных метеостанций: скорость и направление ветра, осадки; квадратом отмечена сейсмическая антенна.

выполняется. В регистрируемом волновом поле присутствует помеха в виде интенсивной плоской волны. Это штормовые микросейсм, волны от удаленных землетрясений, в вулканических районах — вулканическое дрожание. Считается, что близость крупных морских акваторий обуславливает формирование в регистрируемом поверхностном шуме интенсивной низкочастотной компоненты (до 3 Гц, наибольшая интенсивность приходится на частоты менее 1 Гц). Такого рода помехи устранимы при применении фильтрации, чувствительность метода при этом повышается.

Изображения, получаемые при использовании методики когерентного приема для регистрируемого антенной регионального землетрясения и участка штормовых микросейсм, показаны на рис. 4, 5. Записи получены при работе 16-канальной сейсмической группы в районе Северного прорыва Большого Тре-

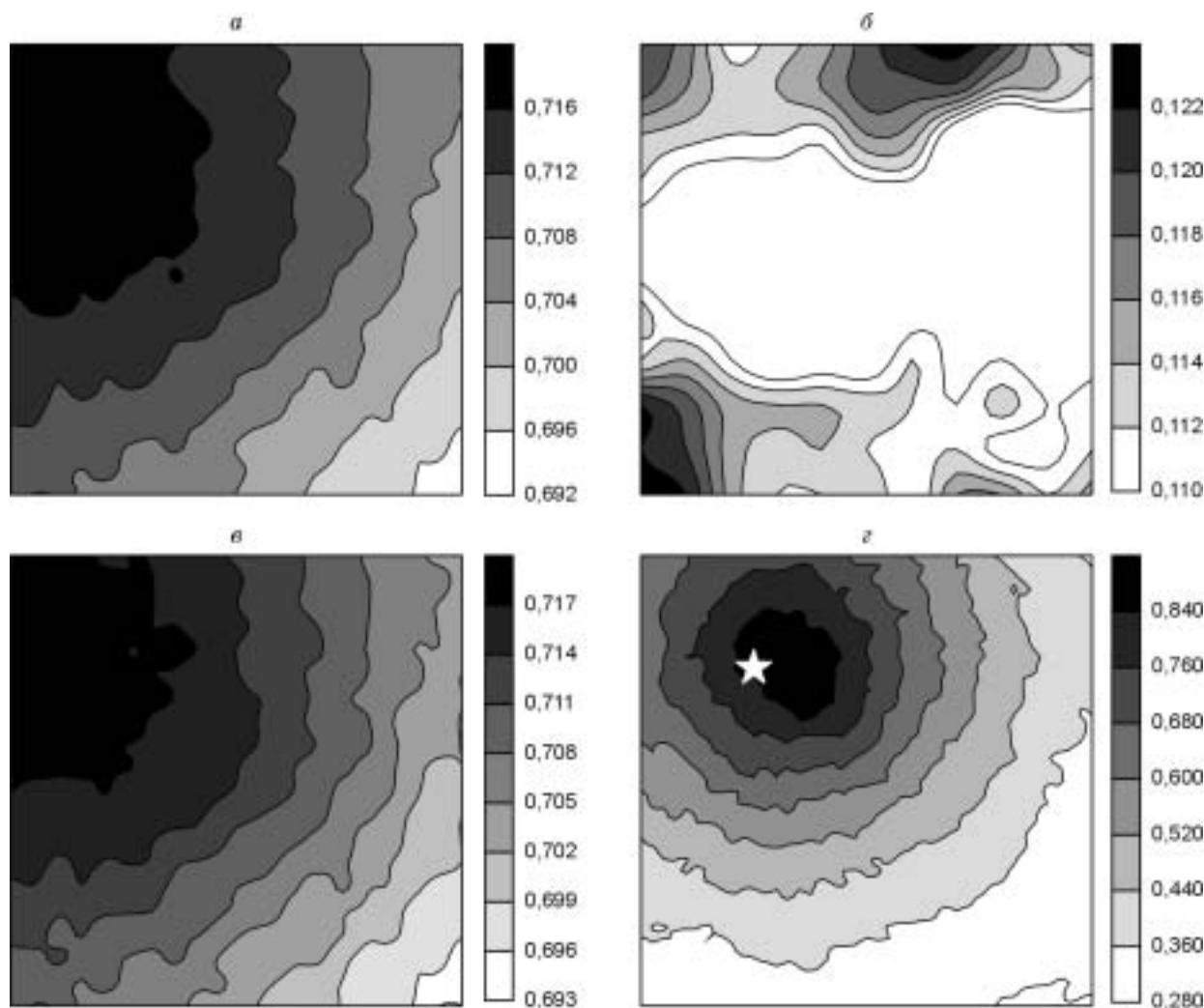


Рис. 6. Моделирование выделения алгоритмом искусственного источника, сигнал от которого с соответствующими временными сдвигами наложен на экспериментально полученную запись землетрясения, рассмотренного выше.

Показаны горизонтальные сечения сканируемого объема (квадрат 2×2 км) на глубине искусственного источника (1500 м).

Расчеты проведены для: *a* — первичной записи землетрясения, *б* — записи землетрясения в частотном диапазоне 3—6 Гц, *в* — синтезированной записи: землетрясение и аддитивно наложенный сигнал, *г* — синтезированной записи в частотном диапазоне 3—6 Гц.

щинного Толбачинского извержения [10]. Из записи землетрясения использовался 30-секундный участок коды. Образец записи и соответствующий ему спектр приведены на рис. 4. Землетрясение произошло примерно в 400 км к северо-западу от места регистрации (координаты землетрясения: $58,5 \text{ N}^\circ$, $157,8 \text{ E}^\circ$, глубина 40 км, энергетический класс 11,8). На изображениях прослеживается направление прихода волн на источник землетрясения. Результаты расчета по штормовым микросейсам (см. рис. 5) показывают, что эти волны пришли с северо-востока, где по метеоданным в период наблюдения фиксировался максимальный ветер (направление: северо-восток, средняя скорость — 14 м/с) и обильные осадки. Не углубляясь в сложный характер энергообмена между геооболочками и механизм генерации микросейсм, можно утверждать, что регистрируемое поле штормовых микросейсм определялось именно этой метеоактивностью. На разрезах вдоль направления прихода сигнала хорошо видна интенсивная ложная фокусировка, возникающая при работе с плоскими волнами: плоская волна создает экранирующий эффект возможных слабых местных источников когерентного сигнала.

Для иллюстрации возможности получения информативных изображений после фильтрации в случае, когда в записи на фоне интенсивной низкочастотной плоской волны присутствует слабый когерентный сигнал, применялось имитационное моделирование. На экспериментальную запись регионального землетрясения, рассматривавшегося выше, аддитивно и с соответствующими временными задержками накладывался слабый гармонический сигнал, частота которого 4,5 Гц, а амплитуда сопоставима с уровнем

сигнала в экспериментальной записи в частотном диапазоне 3—6 Гц. Затем синтезированные трассы подвергались фильтрации в частотном диапазоне 3—6 Гц для исключения плоских волн. Полученные ряды использовались в расчете S для локализации искусственно введенного в среду источника излучения. Расчеты проводились для синтезированных трасс до и после указанной фильтрации (рис. 6). Результаты расчетов проиллюстрированы разрезом сканируемой области в вертикальной плоскости, проходящей через излучатель. В случае, когда плоские волны еще не удалены, не удастся выявить искусственный источник; изображение практически совпадает с тем, что было получено по экспериментальным данным до накладывания гармонического сигнала. После фильтрации ситуация меняется: источник искусственного сигнала удается выявить, его область проявляется на изображении в виде яркого пятна, параметр S значим.

Таким образом, если предположить, что в среде под антенной присутствует слабый источник когерентного сигнала, интенсивную помеху в виде плоских волн (штормовые микросейсм, низкочастотное вулканическое дрожание, волны удаленных землетрясений) можно удалить, используя фильтрацию. После чего метод позволяет получить изображение эмиссионного источника.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сейсмоэмиссионная томография — направление исследований, находящееся в настоящее время в стадии становления. Возможности этого метода пока недостаточно используются. В данной статье представлен краткий обзор имеющихся в данное время работ, в которых использованы идеи и методы эмиссионной томографии. Обобщение небольшого, но достаточно яркого опыта проведения таких исследований является актуальным на данном этапе развития этого направления.

Продемонстрированы работоспособность и помехоустойчивость алгоритма построения пространственного распределения интенсивности глубинных шумовых источников в случае применения для количественной оценки получаемого изображения меры подобия сейсмических сигналов *Seblance* (отношение энергий когерентного излучения, исходящего из точки настройки, и случайной компоненты волнового поля). Результаты численного моделирования показали, что алгоритм помехоустойчив: наличие интенсивных помех как аддитивных (уменьшение отношения сигнал/шум), так и параметрических (обусловленных наличием латеральных неоднородностей, геометрии расстановки группы, спектра сигнала), ухудшает качество изображения, но не устраняет принципиальной возможности его формирования. Влияние помех компенсируется увеличением времени накопления данных. Проиллюстрирована возможность восстановления изображения гипотетического излучателя при наличии аддитивной и параметрической помех высокого уровня.

С помощью имитационного моделирования показано, что применение фильтрации позволяет удалить присутствующие в реальных записях низкочастотные волны штормовых микросейсм, удаленных землетрясений, вулканическое дрожание, после чего становится возможным восстановление изображений слабых местных источников эмиссии.

Следует подчеркнуть, что при планировании экспериментов, связанных с использованием плотных сетей (сейсмических антенн) для реконструкции распределения излучающих областей, рабочий диапазон частот необходимо уточнять для каждого полигона регистрации. Это делается на основании геологических и геофизических данных о районе исследований и анализа поля естественных и антропогенных помех. В данной статье рассматривается рабочий диапазон частот для Камчатки. Здесь ограничение частотного диапазона снизу (3 Гц) обусловлено близостью крупных морских акваторий и высоким уровнем штормовых микросейсм, а работа с частотами выше 8—10 Гц нецелесообразна из-за возможных флуктуаций времен пробега, вызванных контрастными латеральными неоднородностями, характерными для районов активного вулканизма.

Автор выражает благодарность своим коллегам В.Б. Смирнову и В.А. Салтыкову за поддержку в процессе работы и полезные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Алексеев А.С., Жердяк Г.Ф., Меерсон А.Е. и др.** Сейсмическая голография и фотографирование — методы и результаты работ // Проблемы вибрационного просвечивания Земли. М., Наука, 1977, с. 32—52.
2. **Троицкий П.А.** Исследования шумового отклика литосферы на землетрясения // Проблемы нелинейной сейсмологии. М., Наука, 1987, с. 190—203.
3. **Nikolaev A.V., Troitsky P.A.** Lithospheric studies based on array analysis of *P*-coda and microseisms // *Tectonophysics*, 1987, v. 140, № 1, p. 103—113.
4. **Шубик Б.М., Киселевич И.Л., Николаев А.В., Рыкунов Л.Н.** Микросейсмическая активность в гидротермальной области // Физические основы сейсмического метода. Нетрадиционная геофизика. М., Наука, 1991, с. 143—158.
5. **Александров С.И., Рыкунов Л.Н.** Шумовой мониторинг Южной Исландии // Докл. РАН, 1992, т. 326, № 5, с. 808—810.

6. **Александров С.И., Мирзоев К.М.** Мониторинг эндогенного микросейсмического излучения в районе Ромашкинского нефтяного месторождения // Проблемы геотомографии. М., Наука, 1997, с. 176—189.
7. **Чеботарева И.Я., Николаев А.В., Сато Х.** Векторная эмиссионная томография: исследование эмиссионной активности в районе вулканического фронта (Япония) // Там же, с. 161—175.
8. **Чеботарева И.Я., Николаев А.В., Сато Х., Шиоми К.** Источник сейсмической эмиссии, связанный с магматическим телом в районе вулканического фронта, о. Хонсю, Япония // Вулканология и сейсмология, 1997, № 2, с. 58—73.
9. **Tchebotareva I.I., Nikolaev A.V., Sato H.** Seismic emission activity of Earth's crust in Northern Kanto, Japan // Phys. Earth Planet. Inter., 2000, v. 120, p. 167—182.
10. **Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н.** Сейсмоэмиссионная томография — исследования Северного прорыва Большого Трещинного Толбачинского извержения // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока / Ред. А.В. Викулин. Петропавловск-Камчатский, КОМСП ГС РАН, 2000, с. 74—90.
11. **Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н.** Микросейсмическое излучение в районе Мутновского месторождения высокотемпературных парогидротерм (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 2002, № 3, с. 46—59.
12. **Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н.** Локация источников сейсмического шума, связанного с проявлением гидротермальной активности, методом эмиссионной томографии // Физика Земли, 2004, № 2, с. 66—81.
13. **Колесников Ю.И., Хогоев Е.А., Донцов М.В.** О выборе систем наблюдений для сейсмоэмиссионной томографии // Материалы международной конференции „Проблемы сейсмологии III тысячелетия“. (Новосибирск, 15—19 сентября 2003 г.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2003, с. 117—121.
14. **Maxwell S., Urbancic I.** The role of passive microseismic monitoring in the instrumented oil field // The Leading Edge, 2001, v. 20, № 6, p. 636—639.
15. **Александров С.И., Гогоненков Г.Н., Мишин В.А., Тессман Д.** Пассивный сейсмический мониторинг при разработке месторождений углеводородов: новый метод обработки данных // Материалы международной геофизической конференции „Геофизика XXI века — прорыв в будущее“. (Москва, 1—4 сентября 2003 г.). М., 2003, OS13.
16. **Александров С.И.** Поляризационный анализ сейсмических волн. М., ОИФЗ РАН, 1999, 142 с.
17. **Neidell N.S. and Taner F.** Semblance and other coherency measures for multichannel data // Geophys., 1971, v. 36, № 3, p. 482—497.
18. **Николаев А.В., Троицкий П.А., Чеботарева И.Я.** Изучение литосферы сейсмическими шумами // Докл. АН СССР, 1986, т. 286, № 3, с. 586—591.
19. **Чеботарева И.Я.** Использование шумовых сейсмических полей для изучения строения Земли: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., ОИФЗ РАН, 1992, 30 с.
20. **А.С. 1000962 СССР,** Метод геофизической разведки / А.В. Николаев, П.А. Троицкий, И.Я. Чеботарева. Опубл. в БИ. 1983, № 8.
21. **Шубик Б.М., Киселевич В.Л.** Микросейсмическая активность в гидротермальной области и задачи сейсмического мониторинга // Разработка концепции мониторинга природно-технических систем. М., ОИФЗ РАН, 1993, с. 58—72.
22. **Большое Трещинное Толбачинское извержение.** М., Наука, 1984, 638 с.
23. **Жадин В.В., Спирин А.Н.** Спектр короткопериодных микросейсм на Кокчетавской возвышенности // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1976, с. 35—48.
24. **Черепанцев А.С.** Связь параметров высокочастотного сейсмического излучения с динамикой геофизической среды: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., МГУ, 1990, 187 с.
25. **Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н.** Изучение высокочастотного сейсмического шума по данным режимных наблюдений на Камчатке // Физика Земли, 1997, № 3, с. 39—47.