

АКУСТИКА СТРУКТУРНО НЕОДНОРОДНЫХ  
ТВЕРДЫХ СРЕД. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ АКУСТИКА

УДК 550.31:550.834

МЕТОДЫ ПАССИВНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ  
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

© 2011 г. И. Я. Чеботарева

Институт проблем нефти и газа РАН

119333 Москва, ул. Губкина 3

E-mail: irinache@inbox.ru

Поступила в редакцию 12.05.11 г.

Изложен метод обработки сейсмических данных, позволяющий извлекать информацию о строении земной литосферы и протекающих в ней геодинамических процессах, содержащуюся в шумовых сейсмических полях. Приведено описание основных алгоритмов и полученных с их использованием экспериментальных результатов.

*Ключевые слова:* пассивная сейсмика, сейсмический шум, эмиссионная томография.

В настоящее время во всем мире активно развиваются сейсмоакустические пассивные методы исследования геологической среды (геосреды), что стимулируется их применением на месторождениях полезных ископаемых. Преимущество пассивных методов — экологическая чистота, меньшие затраты ресурсов по сравнению с активными методами, возможность непрерывного контроля в режиме реального времени и наблюдение невозмущенного состояния среды. В литературе под пассивными сейсмическими методами, в частности, под эмиссионной сейсмической томографией, иногда понимают использование сигналов очень слабых землетрясений с локализацией источников и определением времен событий традиционными способами [1]. Нами была разработана система методов пассивного шумового сейсмического мониторинга, позволяющая работать с сейсмическими источниками малой мощности. При этом могут анализироваться чрезвычайно слабые сигналы, полностью маскируемые помехой на единичных записях шумовых сейсмических полей. В таких исследованиях могут быть использованы как скважинные, так и поверхностные многоканальные системы наблюдений.

Генерация и распространение сейсмического шума происходит в реальной среде со сложным набором свойств, которая называется геосредой, под ней обычно рассматривается верхняя часть литосферы — твердой оболочки Земли, состоящей из коры и верхней части мантии до астеносферы. Современная концепция геосреды, наряду с различными моделями ее строения, включает в себя понятие энергонасыщенности [2]. Лабораторные исследования и поведение реальных горных пород *in situ* свидетельствуют о том, что они действительно обладают способностью концентрировать в себе упругую энергию, и это позволяет рассматривать их как

энергонасыщенные среды с собственными источниками энергии [3–5]. Сейсмическая активность такой среды обусловлена тем, что отдельные системы блоков могут быть в различной степени насыщены тепловой, упругой энергией и энергией структурных (внутренних, остаточных) напряжений. Под структурными напряжениями понимается система напряжений, возникшая в результате механических, термических, физических или химических процессов и существующая внутри тела даже тогда, когда его поверхность не испытывает никаких внешних механических воздействий [6]. Наличие структурных напряжений, возникающих на структурных связях различного масштабного ранга, — фундаментальное свойство реальных твердых тел, находящихся в неравновесном состоянии. Структурные напряжения уменьшаются в процессе релаксации, которая происходит в виде актов излучения различной мощности, в зависимости от масштабного ранга разрушаемых связей.

Области повышенной нелинейности пород, где происходит трансформация проходящего излучения с переброской энергии вверх и вниз по частотному диапазону [7–10], также можно рассматривать как источники излучения. Естественно полагать, что источники слабого эндогенного сейсмического излучения, являющегося проявлением как энергонасыщенности, так и нелинейности, должны быть связаны с локальными дефектами структуры: областями повышенной трещиноватости, пористости и гетерогенности, химически активными включениями, термическими градиентами, тектоническими нарушениями, зонами концентрации напряжений и миграции флюида и прочее. Такая эмиссионная компонента является пространственно когерентной составляющей сейсмического шума, которая несет информацию о локализации источников и

структуре генерируемых ими колебаний, следовательно, позволяет выявлять неоднородности строения и отслеживать пространственно-временную динамику геосреды.

В данной работе представлены результаты использования метода сейсмической эмиссионной томографии, позволяющего локализовать источники пространственно когерентной компоненты шума и оценивать параметры излучения.

Методы сейсмической и, в общем случае, акустической томографии разнообразны и зачастую отличаются от классических методов, использующих обратное преобразование Радона [11–14]. С классической томографией их роднит подход к постановке эксперимента — использование зондирующего сигнала, освещающего объект с разных сторон. Традиционно разделение на трансмиссионную, дифракционную и эмиссионную томографию. В отличие от трансмиссионной и дифракционной, эмиссионная томография не нуждается в использовании искусственного зондирующего сигнала. В эмиссионной томографии в качестве входных данных используются многоканальные записи сейсмического шума или коды землетрясений и взрывов. Регистрирующая система может иметь линейную, площадную или пространственную геометрию. В результате компьютерной обработки получается трехмерное изображение источников излучения в виде “облака”, заполняющего излучающую область среды. Иногда, при большом удалении источников, более удобно представление результатов в виде двумерных карт в координатах азимут — угол выхода. Все алгоритмы можно использовать для локализации как активных, эмиссионных, так вторичных, рассеивающих источников. Возможна оценка мощности и спектрального состава излучения. Преимущество по сравнению с традиционными методами локализации сейсмических источников состоит в том, что в алгоритмах отсутствует этап определения времен вступления сигналов, поэтому они эффективно работают при нечетких и интерферирующих вступлениях, при слабых сигналах, полностью маскируемых шумом на единичных записях. При локализации рассеивающих неоднородностей нет необходимости контроля колебаний источника, что представляет собой дополнительную техническую задачу.

Метод сейсмической эмиссионной томографии был разработан в рамках сейсмологических исследований специально для локализации слабых шумоподобных сейсмических источников [15]. Физической основой метода, позволяющего использовать его для изучения геосреды, является тот факт, что в энергонасыщенной геосреде существуют области слабого сейсмического излучения, активизирующиеся при низкочастотных деформационных природных и техногенных воздействиях. Этот эффект существования эндогенной подпитки сейсмического шума — сейсмической эмиссии — был от-

крыт в 1975 г. Рыкуновым Л.Н., Хаврошкиным О.Б. и Цыплаковым В.В. [16]. Открытию, помимо работ авторов, предшествовал ряд экспериментальных работ, для объяснения результатов которых оказывалось недостаточно представления об экзогенной генерации сейсмических шумов [17–23]. Механизмы генерации сейсмической эмиссии и эволюции высокочастотных эндогенных сейсмических сигналов при распространении в геосреде до сих пор недостаточно ясны. Тем не менее, существующие экспериментальные результаты свидетельствуют о возможности выделения высокочастотных пространственно когерентных сигналов эмиссионного происхождения и локализации источников излучения, находящихся на больших расстояниях от регистрирующей системы. Первая экспериментальная работа с использованием метода эмиссионной томографии была сделана по данным группы NORSAR в Норвегии [24]. Позже метод успешно использовался для исследования в сейсмоактивных, вулканических, геотермальных областях, на месторождениях полезных ископаемых многими отечественными и зарубежными сейсмологами [25–40].

Первоначальный алгоритм эмиссионной томографии был предложен с реализацией во временной области. Модель излучателя — область среды, заполненная точечными источниками. Алгоритм использует сканирование объема под группой станций по трехмерной сетке. Для каждой точки опроса рассчитываются временные задержки, соответствующие времени пробега сигнала из точки опроса в точку приема, при этом легко могут быть использованы любые сложные скоростные модели среды. Чем ближе скоростная модель к реальному распределению скоростей, тем точнее локализация особенностей и четче “фокусировка” изображения. После введения временных задержек мгновенные амплитуды записей суммируются между собой и накапливаются в выбранном временном окне. При однокомпонентном приеме изображение среды численно рассчитывается с помощью когерентной многоканальной меры:

$$S(\mathbf{p}) = \frac{\sum_{j=1}^T \left( \sum_{i=1}^K x_i(t_j - \tau_i(\mathbf{p})) \right)^2}{\sum_{j=1}^T \sum_{i=1}^K x_i^2(t_j - \tau_i(\mathbf{p}))}, \quad (1)$$

где  $x_i(t_j)$  — мгновенная амплитуда принимаемого сигнала на  $i$ -м датчике группы в момент времени  $t_j$ ,  $\tau_i(\mathbf{p})$  — временная задержка, соответствующая времени прохода сигнала от точки опроса с координатами  $\mathbf{p}$  до  $i$ -го датчика группы,  $K$  — число приемных каналов,  $T$  — число независимых временных отсчетов,  $T = 2Bt_0$ , где  $B$  — граничная частота,  $t_0$  — длина временного окна накопления сигналов. Оценка, даваемая формулой (1), из-

вестна из сейсморазведки и была впервые предложена Танером и Келером [41] в методике по уточнению скоростей и определению оптимальной траектории суммирования трасс. В алгоритме эмиссионной томографии при заданной скоростной модели эта оценка используется для расчета пространственной локализации эмиссионных источников.

Если на записях присутствует только случайный гауссов шум, некоррелированный между каналами, распределение яркости в изображении равномерно и статистический разброс определяется временем накопления, среднее и дисперсия задаются формулами [35]:

$$\langle S \rangle = 1, \quad (2)$$

$$\sigma^2 \approx \frac{2}{T} \left(1 - \frac{1}{K}\right). \quad (3)$$

При появлении на записях пространственно когерентного сигнала значение в точке опроса, совпадающей с источником, резко возрастает и в изображении появляется яркое пятно. Яркость пятна при слабом сигнале пропорциональна числу каналов и отношению сигнал/помеха,  $\lambda$ . Для слабого сигнала,  $\lambda \ll 1$ ,

$$\langle S \rangle \approx 1 + K\lambda. \quad (4)$$

Из формулы (3) следует, что величина флуктуаций когерентной квадратичной меры в точках, отличных от положения источника, уменьшается с увеличением времени накопления сигнала, т.е. увеличение времени накопления ведет к повышению чувствительности метода. Это позволяет оценить порог детектирования с 95%-м уровнем достоверности: критерий присутствия источника эмиссионного излучения в среде — превышение в точке опроса величины 95%-ти доверительного интервала значений оценки  $S$  для волнового поля, представленного случайной диффузной помехой:

$$|S - 1| \geq \delta_{\lambda=0} = 2\sigma = 2\sqrt{2/T}. \quad (5)$$

К настоящему времени разработано несколько алгоритмов эмиссионной томографии с реализацией во временной и частотной области, позволяющих работать в широком диапазоне пространственных масштабов и в разной помеховой обстановке: при интенсивной аддитивной случайной, аддитивной пространственно когерентной и мультипликативной помехе. Каждый из алгоритмов обладает определенными достоинствами. Описанный выше алгоритм с линейным фазированным суммированием имеет наиболее простую формулу реализации и эффективен при интенсивной аддитивной случайной помехе. Для него получены аналитические оценки статистической достоверности результатов, пространственного разрешения, чувствительности метода и оценки времени накопления сигнала при заданной погрешности определения яркости источника [42]. Использование трехкомпонентной регистрации с соответствующим алгоритмом обра-

ботки данных [35] позволяет существенно улучшить качество изображений за счет оптимального использования энергии сигнала в нужном типе волн и подавления когерентной помехи в виде волны с другой поляризацией, при этом также обеспечивается возможность построения изображений в различном типе волн.

Квадратичная мера, задаваемая формулой (1), построена на базе известной линейной оценки  $B_j = \left(\frac{1}{K}\right) \sum_{i=1}^K x_i [t_j - \tau_i(\rho)]$ , которая в англоязычной литературе называется формирователь луча (beam former), а в русскоязычной литературе — синфазное суммирование. Формула (1) может быть переписана в следующем виде:

$$S = \frac{K^2 \sum_{j=1}^T (B_j)^2}{\sum_{j=1}^T \sum_{i=1}^K x_i^2 (t_j - \tau_i(\rho))}, \quad (6)$$

т.е. в первоначальном варианте метода эмиссионной томографии использована процедура линейного суммирования многоканальных записей. При использовании нелинейного суммирования формула (1) сохраняет свой вид, но формула формирователя луча приобретает нелинейный вид:

$$B_j = |b_j|^N (\text{signum}\{b_j\}), \quad (7)$$

где

$$b_j = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K |x_i (t_j - \tau_i(\rho))|^{1/N} (\text{signum}\{x_i [t_j - \tau_i(\rho)]\}). \quad (8)$$

Здесь  $N \geq 1$  — параметр нелинейности формирователя луча. Формулы (6)–(8) являются обобщением алгоритма эмиссионной томографии во временной области [43]. Такой алгоритм с нелинейным фазированным суммированием позволяет работать даже в сложных условиях, когда алгоритм с линейным суммированием теряет работоспособность [44, 45]. При этом обеспечивается существенное повышение чувствительности метода, резкое улучшение пространственного разрешения, существенное повышение робастности к параметрической помехе.

Алгоритмы эмиссионной томографии могут быть реализованы и в частотной области. Аналогом алгоритма (1) в частотной области является использование простейшего группового фильтра [30]: оценка координат источника сигнала соответствует максимуму по  $\rho$  функционала

$$P_b(\rho) \approx \sum_{f_{\min}}^{f_{\max}} h^*(f_0, \rho) \hat{F}_x(f_0) h(f_0, \rho) \Delta f, \quad (9)$$

где  $f_0$  — центральная частота анализируемого частотного диапазона  $\Delta f$ ,  $f_{\max}$ ,  $f_{\min}$  — верхняя и ниж-

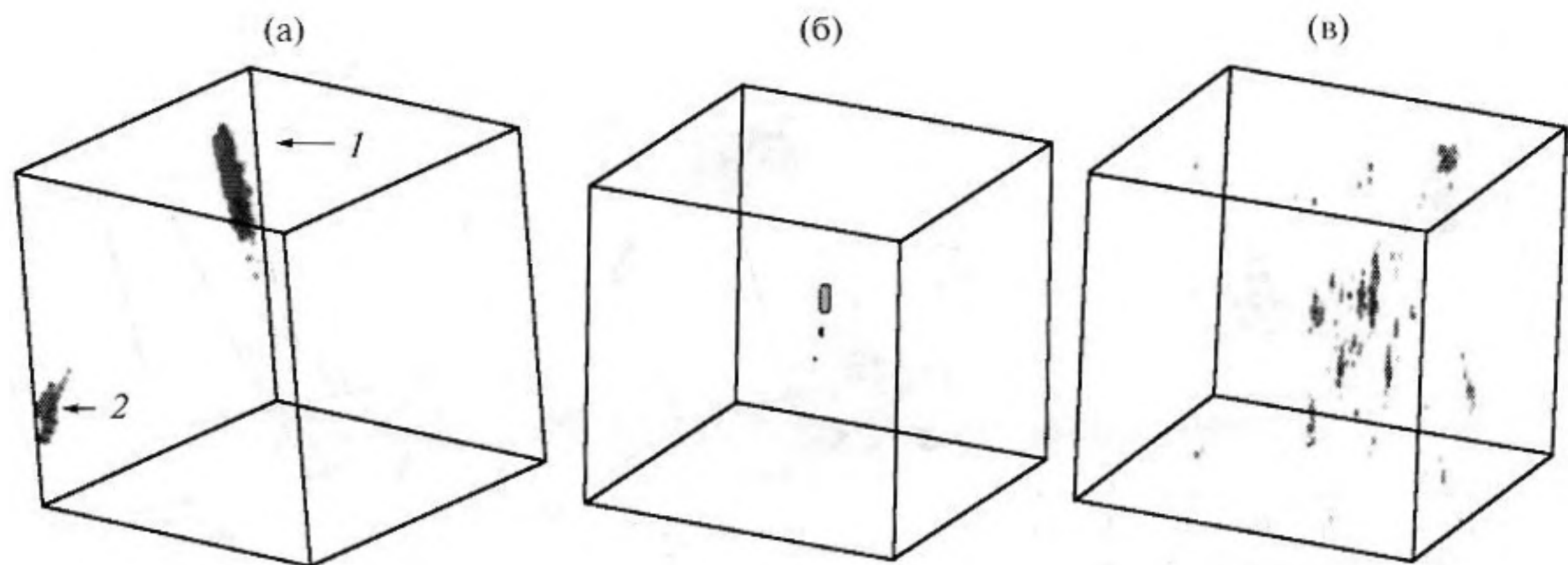


Рис. 1. Изображение верхней части шумящей скважины при процессе поднятия колонн (а): 1 – шумящая скважина, 2 – источник неизвестной природы. Изображение бурового инструмента при горизонтальном бурении на глубине 2 км (б): размер ребра вмещающего куба 1.2 км. Изображение области гидроразрыва (в): размер ребра куба 3 км.

ная граничная частота,  $h(f) = \exp\{-i2\pi f \tau_k(\rho)\}$ ,  $k = 1, \dots, K$  – вектор-столбец фазовых задержек, определяемых временными задержками  $\tau_k(\rho)$ ,  $\hat{E}_x(f)$  – сглаженная оценка спектральной матрицы многоканальных данных приемной группы. Качество изображений при использовании этого алгоритма в частотной области близко к результатам использования алгоритма с линейным суммированием во временной области. К достоинствам алгоритмов в частотной области можно отнести существование приближенных формул, позволяющих уменьшить время компьютерных расчетов, что существенно при большом числе точек регистрации, а также существование методов поляризационной фильтрации и подавления пространственно-когерентной помехи, детально описанных в работах [38–40, 46, 47]. Методы подавления пространственно-когерентных помех чрезвычайно актуальны при исследовании на территориях с техногенной активностью, в частности, при мониторинге среды в районах разрабатываемых месторождений полезных ископаемых.

Приведем несколько примеров использования алгоритмов эмиссионной томографии, иллюстрирующих возможности метода при шумовом мониторинге разрабатываемых месторождений углеводородов.

На рис. 1 показаны результаты натурных тестов, подтверждающие, что разработанные методики регистрации и анализа сейсмических данных позволяют получать изображения реальных шумящих объектов. В обоих случаях использован алгоритм (1) с линейным суммированием с реализацией во временной области. Рис. 1а и 1б – изображения верхней части шумящей скважины при процессе подъема буровых колонн и изображение работающего бурового инструмента на глубине 2 км соответствен-

но. Координаты устья (верхнего конца) скважины точно совпали с ее реальным положением на поверхности. Природа видимого в нижней части рис. 1а источника не исследовалась, возможно, это эффект отражения сигнала шумящей скважины от наклонной границы или самостоятельный эмиссионный источник. На рис. 1в показано изображение гидроразрыва. Использован алгоритм (9) с линейным суммированием с реализацией в частотной области. Преобладает эмиссионное излучение из области вокруг зоны перфорации скважины с поперечным размером около километра. Распределение эндогенных источников показывает, что сформированный гидроразрыв представлен не одной большой макротрещиной, а областью объемного разрушения – набором трещин, в основном с вертикальной ориентацией.

Рис. 2 иллюстрирует эффективность алгоритмов эмиссионной томографии, разработанных для подавления интенсивной техногенной помехи. Сейсмические записи, сделанные в районе наблюдений, схема которого приведена на рис. 2а, осложнены сильной низкочастотной пульсирующей техногенной помехой, связанной с процессом нефтеразработки. Источник техногенной помехи совпадает по положению с близкорасположенными скважинами, обозначенными на схеме цифрой 1. На рис. 2б показано изображение среды, полученное с использованием ординарного алгоритма (9) с реализацией в частотной области. На нем видны только интенсивные техногенные источники. Истинные, первичные источники локализируются в восточной части объема в положении шумящих скважин. Протяженный источник в западной части объема является вторичным. Он совпадает с положением западной частью разломной зоны, помеченной цифрой 2 на рис. 2а, и является результатом захвата разломной зоной и последующего рассеяния техногенного излучения.

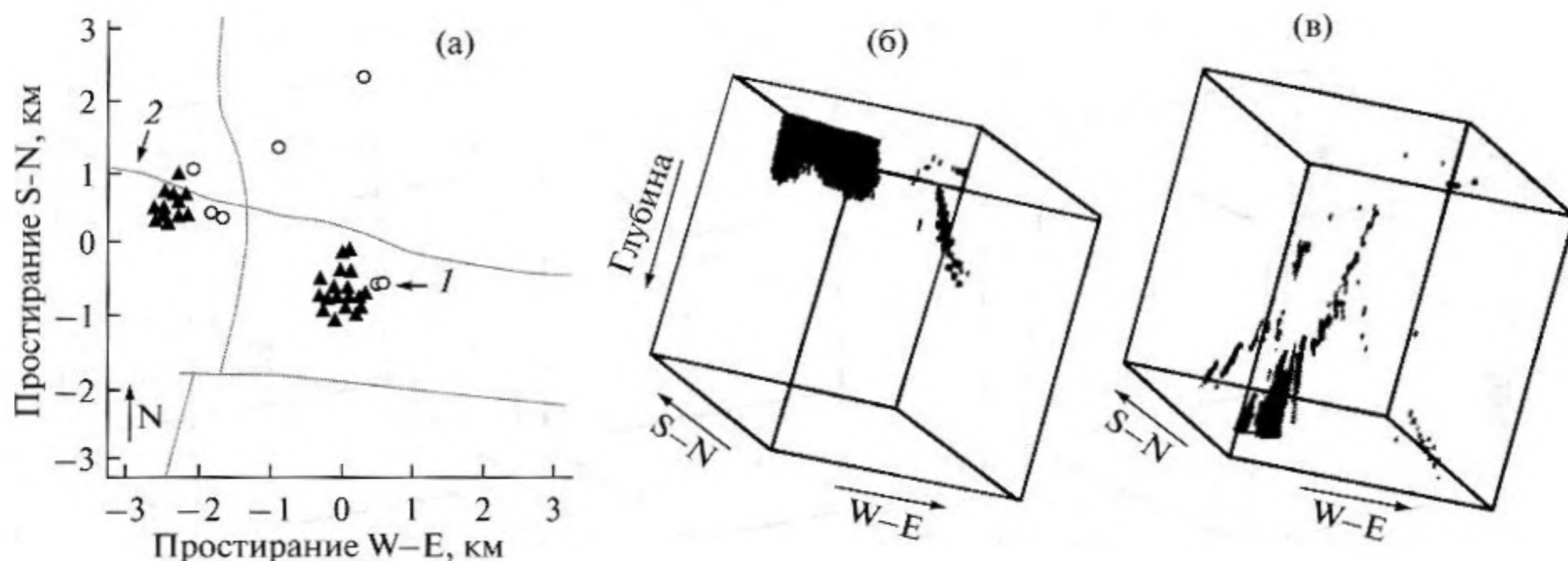


Рис. 2. Схема площадки наблюдений: треугольники – положение сейсмоприемников, кружки – пробуренные скважины, сплошные линии – тектонические разломы (а): 1 – локализация источника техногенной помехи, 2 – разлом, западная часть которого проявилась как область интенсивного рассеяния техногенного излучения. Изображение среды, полученное с помощью ординарного алгоритма (б). Результат использования адаптивной пространственной фильтрации с целью подавления техногенного излучения (в).

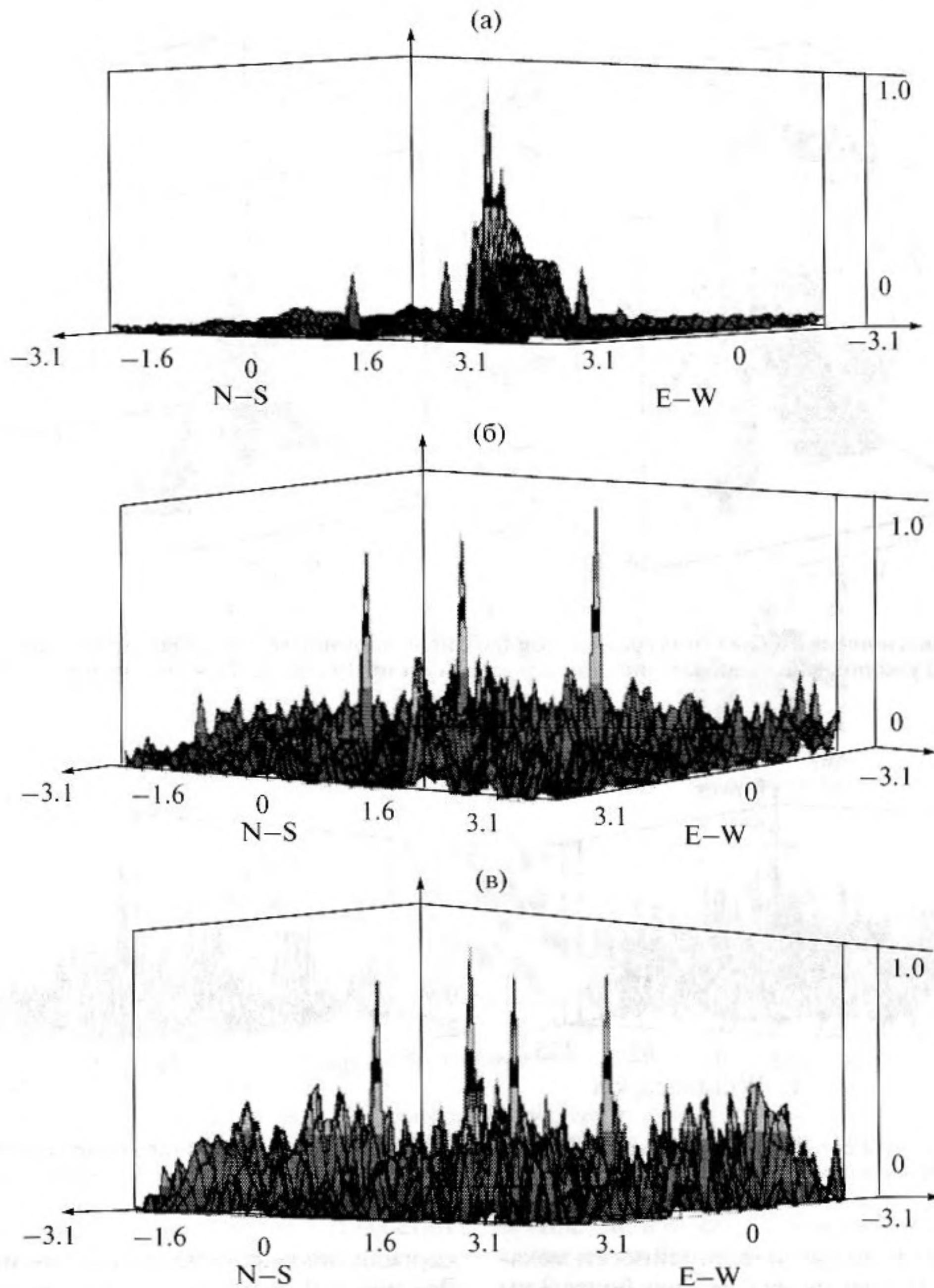
Техногенное излучение является пространственно когерентным, влияние такой помехи нельзя подавить простым увеличением времени накопления сигнала. Необходимо применять специальные методы, использующие информацию о пространственно-корреляционных свойствах помехи [38–40]. На рис. 3 приведены результаты численного моделирования, иллюстрирующие эффективность применения одного из таких методов. Физический смысл использованного здесь адаптивного оптимального группового фильтра состоит в том, что он выставляет нули диаграммы направленности таким образом, чтобы подавить излучение, свойства которого определяются многоканальной спектральной матрицей помехи. При реализации алгоритма адаптивной фильтрации необходимым этапом является адаптация по сейсмическим записям, содержащим только сигнал от мешающего источника. В реальных условиях часто нет возможности получить сейсмические записи “чистой помехи”, обычно регистрируется смесь сигналов от мешающих и полезных источников. Использованный в данном случае фильтр работает и в таких условиях, проявляя свойство самоадаптации, но поведение фильтра не столь устойчиво и эффективно, как при адаптации по “чистой помехе” и требует более аккуратной настройки регуляризационных параметров, используемых при численной реализации алгоритма [38–40].

В численном эксперименте волновое поле моделировалось путем наложения на диффузную помеху сигналов от четырех независимых шумовых источников, расположенных в вершинах квадрата со сторонами 1 км. Геометрия приемной группы аналогична реальной, показанной на рис. 2а. Мощности излучения подобраны таким образом, что максимумы интенсивности в изображении положения трех источников одинаковы, а максимум в положении

четвертого источника, моделирующего мощную техногенную помеху, превышает остальные более чем в четыре раза. На рис. 3а показано изображение, рассчитанное с использованием ординарного алгоритма (9). Для настройки адаптивного оптимального группового фильтра по “чистой помехе” было сгенерировано волновое поле, являющееся суммой шумового сигнала, излучаемого из точки с координатами модельного мощного мешающего источника, и слабой диффузной помехи. Как видно из результатов применения адаптивной групповой фильтрации, изображенных на рис. 3б, пик, соответствующий помехе, удается полностью устранить из изображения – остаются только три слабых пика полезных сигналов. На рис. 3в приведен результат применения адаптивной групповой фильтрации в режиме самоадаптации – для случая, когда фильтр был настроен по входному волновому полю, соответствующему изображению на рис. 3а. Как можно заметить, пик соответствующий интенсивной помехе, сильно ослаблен, и все четыре пика примерно одинаковой величины. Степень подавления пространственно-когерентной помехи можно контролировать с помощью регуляризационных параметров [39]: при соответствующем выборе значений параметров она может быть подавлена полностью.

На рис. 2в показан результат применения аналогичной адаптивной фильтрации в режиме самоадаптации к реальным данным, тем же, что на рис. 2б. Экранирующее влияние интенсивной помехи удается полностью устранить. Проявились совсем другие эмиссионные структуры, простирающиеся с глубины 6 до 1 км в направлении положения шумящих скважин.

Техногенный сигнал является низкочастотным – в диапазоне регистрации спектр мощности излучения быстро спадает с ростом частоты. Если при рас-



**Рис. 3.** Численное моделирование. Изображение с использованием ординарного алгоритма: 4 источника шумоподобного сигнала, расположенных на поверхности, мощность одного из источников в четыре раза больше мощности трех остальных (а). Сейсмоэмиссионное изображение с использованием оптимальной адаптивной групповой фильтрации при адаптации фильтра: по чистому сигналу подавляемого наиболее мощного источника (б); по суммарному волновому полю, создаваемому всеми четырьмя источниками, с соотношением мощностей как на рис. 3а, (в).

чете изображений с использованием (9) выровнять с помощью соответствующей нормировки вклад различных частот, то это будет способствовать подавлению низкочастотного излучения и подчеркиванию зон с более “богатым” спектром. Результат такой обработки записей показан на рис. 4 для диапазона частот 10–50 и 30–50 Гц. Во всем диапазоне глубин выявляется тонкая плоская область излучения, по положению совпадающая с разломом, обозначенным цифрой 2 на рис. 2а. Разломная зона выявилась

именно благодаря техногенной подсветке. По записям без интенсивной техногенной помехи, сделанным десятью днями позже, такого изображения получить не удастся. Изображения, построенные в разных частотных диапазонах, показывают, что излучение из нижней части разлома более высокочастотное, чем излучение из верхней части. При простом рассеянии в линейной среде такого быть не должно, так как высокочастотное излучение сильнее затухает с ростом расстояния. Полученный ре-

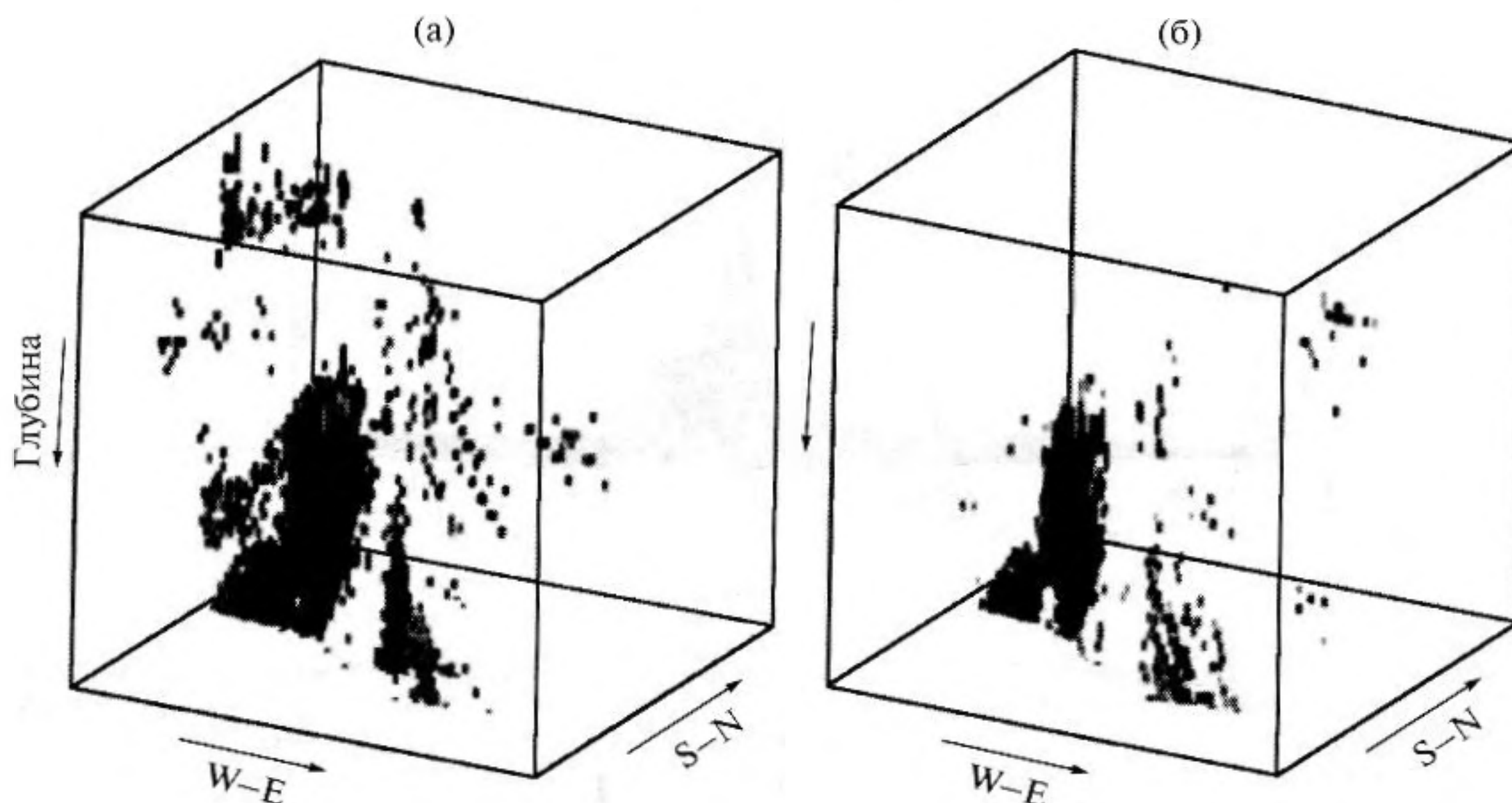


Рис. 4. Сейсмоэмиссионные изображения среды, алгоритм с использованием простейшего группового фильтра и нормировкой матриц узкополосных изображений: (а) — диапазон частот 10–50 Гц; (б) — диапазон частот 30–50 Гц.

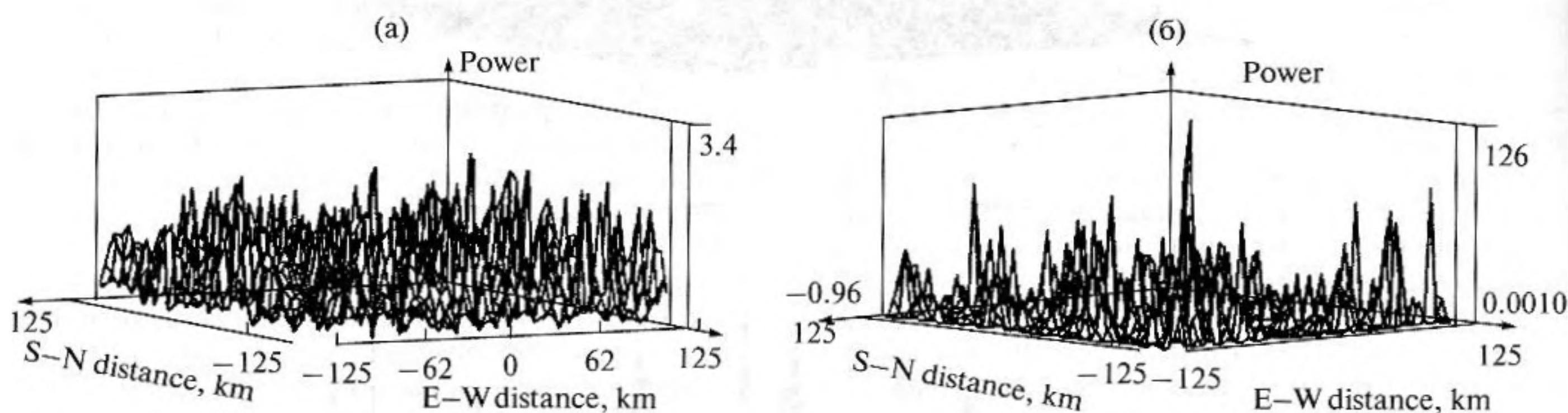


Рис. 5. Горизонтальный срез изображения источника слабого землетрясения на глубине гипоцентра 40 км, 0.3–2 Гц. Алгоритм с линейным формирователем луча (а); алгоритм с нелинейным формирователем луча (б),  $N = 4$ .

зультат явно свидетельствует о нелинейности механизма генерации излучения на глубинах более 3 км и переброски энергии техногенного излучения в высокочастотную часть спектра. Для этого района исследований глубина 3 км примерно соответствует границе смены осадочного чехла кристаллическим фундаментом.

При хорошей корреляции сигнала между датчиками приемной группы алгоритмы эмиссионной томографии с линейным суммированием во временной (формула (1)) или в частотной (формула (9)) области могут быть прямо использованы для локализации не только шумовых, но и квазиимпульсных сейсмических источников излучения (сигналы от взрывов и землетрясений). При использовании сейсмической сети станций с большим расстоянием между точками регистрации и сильной неоднородности среды пространственная

корреляция высокочастотных записей нарушается. Декорреляция сигнала по группе может быть столь значительна, что фокусировка изображения источника с помощью алгоритмов с линейным формирователем луча полностью нарушится. В таких условиях необходимо использовать модификацию метода эмиссионной томографии с нелинейным суммированием, позволяющую эффективно работать в условиях плохой корреляции сигналов (формулы (6)–(8)).

Рис. 5 иллюстрирует повышение устойчивости к мультипликативной помехе при использовании нелинейного суммирования. На рисунке показаны горизонтальные срезы изображений источника слабого землетрясения на глубине гипоцентра 40 км с использованием линейного и нелинейного суммирования, полученные по сейсмическим записям Киргизской широкополосной сейсмической сети

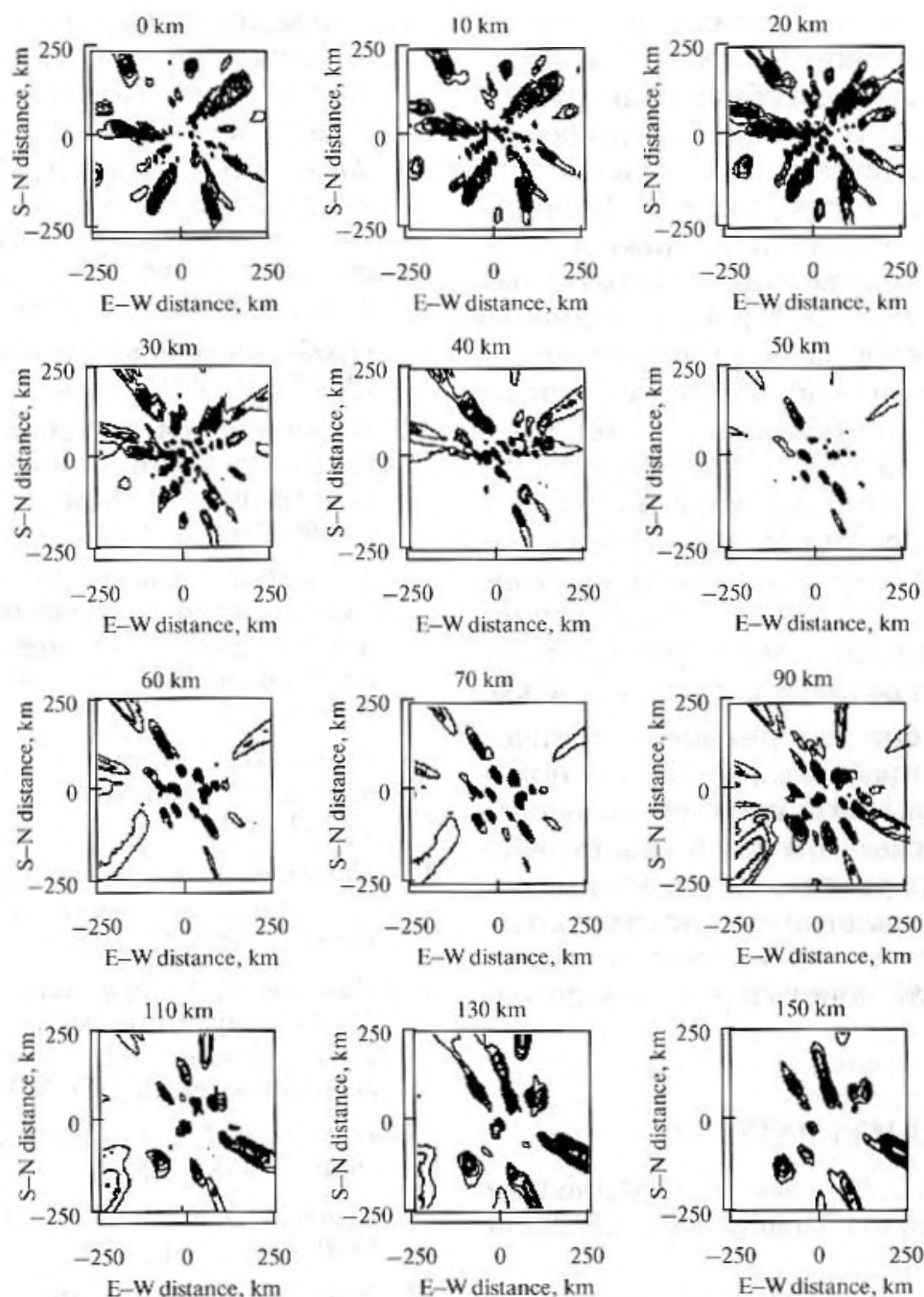


Рис. 6. Послойные горизонтальные изображения литосферы под сетью KNET по записям сейсмического шума для глубин 0–150 км (продольные волны),  $N = 4$ , предварительная частотная фильтрация в полосе 0.1–2 Гц.

KNET. Она состояла из 10 трехкомпонентных станций, установленных в местности со сложным горным рельефом в центральном Тянь-Шане вокруг Бишкека. Апертура группы около 250 км, расстояние между ближайшими станциями 50 км, диапазон частот регистрации 0.01–20 Гц. За счет значительной удаленности точек регистрации друг от друга и большой геолого-тектонической неоднородности среды для данной системы регистрации высокочастотные сигналы от местных землетрясений оказываются в значительной степени декоррелированными между каналами. Как видно из рис. 5а, с помощью алгоритма с линейным суммированием положение источника землетрясения выявить невозможно — распределение интенсивности в изображении почти равномерно. Использование алгоритма с нелинейным суммированием (рис. 5б) позволяет принципиально улучшить результат и получить изображение источника

в виде пика в центре. Боковые пики связаны с рассеянием на неоднородностях вблизи очага.

Линейные размеры сейсмической сети KNET достаточно велики, чтобы обеспечить хорошее пространственное разрешение при построении шумовых эмиссионных изображений литосферы до глубины 150 км, рис. 6. Главные особенности эмиссионных изображений:

1) Пространственное распределение неоднородностей в диапазоне глубин 0–30 км коррелирует с особенностями поверхностного горного рельефа.

2) В переходной зоне кора–мантия, на глубинах 50–90 км, в центре горизонтальных срезов четко проявляется структура тонких вертикально вытянутых неоднородностей, форма которой в плане близка к кольцевой. В этом же районе проводились исследования по скоростной томографии с использованием разных экспериментальных данных и отличающихся методов и алгоритмов, которые дали

схожие результаты [48], полностью согласующиеся с результатами эмиссионной томографии. В переходной зоне кора—мантия была обнаружена низкоскоростная аномалия, по положению совпадающая с группой неоднородностей в центре горизонтальных срезов эмиссионных изображений. Наличие низкоскоростных неоднородностей в нижней коре в этом районе, с учетом известных литературных данных, связывается с наличием здесь мантийного плюма и внедрением в кору разогретого мантийного вещества [48]. Следовательно, кольцевая система в центре эмиссионных изображений может быть системой высокопроницаемых каналов, обеспечивающих внедрение мантийного флюида в кору. Также по скоростной томографии были выявлены однородные объемы пониженных скоростей под горными хребтами до глубин 35—50 км. Это объясняет выявленную по эмиссионной томографии корреляцию неоднородностей и рельефа для верхних 30 км.

Разработанная система алгоритмов сейсмической эмиссионной томографии может быть использована для фундаментальных и прикладных исследований. Все алгоритмы являются достаточно “быстрыми”, могут быть реализованы в режиме реального времени и использованы в системах краткосрочного прогноза катастроф и в интеллектуальных системах разработки, поиска и разведки полезных ископаемых.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Duncan P.M., Lakings J.D., Flores R.A.* Method for passive seismic emission tomography. 2008. US Patent 20080068928. 03/20/2008.
2. *Рыкунов Л.Н.* Микросейсмы. Экспериментальные характеристики микровибраций грунта в диапазоне периодов 0.07—8 с. М.: Наука, 1967. 86 с.
3. *Пономарев В.С.* Горные породы как среды с собственными источниками упругой энергии // Проблемы нелинейной сейсмологии. Под ред. Николаева А.В. и Галкина И.Н. М.: Наука, 1987. С. 50—64.
4. *Пономарев В.С.* Закономерности разрушения энергонасыщенных сред в проявлениях наведенной сейсмичности // Наведенная сейсмичность. Под ред. Николаева А.В. и Галкина И.Н. М.: Наука, 1994. С. 73—91.
5. *Лавров А.В., Шкуратник В.Л.* Акустическая эмиссия при деформировании и разрушении горных пород // Акуст. журн. 2005. Т. 51. Приложение. С. 6—18.
6. *Надаи А.* Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. Т. 2. 836 с.
7. *Робсман В.А.* Накопление и хаотическое развитие нелинейных акустических процессов при динамическом нагружении геологических структур // Акуст. журн. 1993. Т. 39. № 2. С. 333—349.
8. *Баженов Е.Д., Вильман А.Н., Есинов Б.А.* Флуктуации акустического поля в гранулированной среде // Акуст. журн. 2005. Т. 51. Приложение. С. 46—52.
9. *Зайцев В.Ю., Назаров В.Е., Турна В., Гусев В.Э., Кастаньеде Б.* Экспериментальное исследование акустических эффектов в зернистых средах // Акуст. журн. 2005. Т. 51. № 5. С. 633—644.
10. *Зайцев В.Ю., Гусев В.Э., Назаров В.Е., Кастаньеде Б.* Взаимодействие акустических волн с трещинами: упругие и неупругие механизмы нелинейности с различными временными масштабами // Акуст. журн. 2005. Т. 51. Приложение. С. 80—91.
11. *Проблемы геотомографии.* Под ред. Николаева А.В. М.: Наука, 1997. 336 с.
12. *Бограчев К.М.* Сравнение эффективности Фурье- и вейвлет-декомпозиций в пассивной акустической томографии // Акуст. журн. 2005. Т. 51. № 3. С. 293—300.
13. *Буров В.А., Попов А.Ю., Сергеев С.Н., Шуруп А.С.* Акустическая томография океана при использовании нестандартного представления рефракционной неоднородности // Акуст. журн. 2005. Т. 51. № 5. С. 602—613.
14. *Зверев В.А.* Принцип акустического обращения волн и голография // Акуст. журн. 2004. Т. 50. № 6. С. 792—801.
15. *Николаев А.В., Троицкий П.А., Чеботарева И.Я.* Авт. свид. Госкомизобретений СССР № 1000962. 1982. Приоритет 8/12. 1980 г.
16. *Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В.* Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли // Диплом на открытие № 282 Госкомизобретений СССР. М.: 1983. С. 1.
17. *Гамбурцев Г.А.* Избранные труды. М.: АН СССР, 1960. С. 424—425.
18. *Голицын Б.Б.* Избранные труды. М.: АН СССР, 1960. Т. 2. С. 411—413.
19. *Жадин В.В.* О частотном составе записей продольных волн от удаленных землетрясений // Изв. АН СССР. Сер. Физика земли. 1971. № 5.
20. *Гордеев Е.И., Рыкунов Л.Н.* Спектры Р-волн от удаленных землетрясений в области частот 1—10 Гц // Изв. АН СССР. Сер. Физика земли. 1976. № 7. С. 90—92.
21. *Leet L.D., Leet F.L.* Cause of microseisms — a theory // Geol. Soc. Amer. Bull. 1962. V. 72. № 8. P. 1021—1022.
22. *Nanney C.A.* Possible correlations between earthquakes and microseisms // Nature. 1958. V. 181. P. 802—803.
23. *Науменко Б.Н.* О явлении частичной ликвидации тектонических напряжений штормовыми микросейсмами // Изв. АН СССР. Сер. Физика земли. 1979. № 8. С. 72—75.
24. *Nikolaev A.V., Troitskiy P.A.* Lithospheric studies based on array analysis of P-coda and microseisms // Tectonoph. 1987. V. 140. P. 103—113.
25. *Николаев А.В., Троицкий П.А., Чеботарева И.Я.* Изучение литосферы сейсмическими шумами // ДАН СССР. 1986. Т. 282. № 9. С. 586—591.
26. *Шубик Б.М., Киселевич В.Л., Николаев А.В., Рыкунов Л.Н.* Микросейсмическая активность в гидротермальной области // Физические основы сейсмического метода. М.: Наука, 1991. С. 143—158.

27. Александров С.И., Рыкунов Л.Н. Шумовой мониторинг в Южной Исландии // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 5. С. 808–810.
28. Александров С.И., Узунов Д.П. Оптимальные методы пространственного анализа шумовых сейсмических источников. I. Исследование разрешающей способности // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 83–93.
29. Arnason K., Flovenz O.G. Evaluation of physical methods in geothermal exploration of rifted volcanic crust // Geotherm. Resour. Coun. 1992. Trans. 16. С. 207–214.
30. Furumoto M., Kunitomo T., Inoue H., Yamaoka K. Seismic Image of the volcanic tremor source at the Izu-Jshima volcano. Japan // Volcanic Seismology Edited by Gasparini P., Scarpa R., Aki. K. New-York: Springer-Verlag. 1992. P. 201–211.
31. 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.
32. Чеботарева И.Я., Николаев А.В., Сато Х. Исследование источников сейсмической эмиссии в земной коре (Япония, сев. Канто) // Докл. РАН. 1997. Т. 357. № 4. С. 542–546.
33. Чеботарева И.Я., Николаев А.В. Исследование неоднородностей земной коры кода-волнами землетрясений // Докл. РАН. 1998. Т. 364. № 6. С. 816–820.
34. Chouet B., Saccorotti G., Dawson P., Martini M., De Luca G., Milana G., Cattaneo M. Broadband measurements of the sources of explosions at Stromboli volcano, Italy // Geoph. Res. Lett. 1999. V. 26. № 13. P. 1937–1940.
35. Tchegotareva I.I., Nikolaev A.V., Sato H. Seismic Emission Activity of Earth's Crust in Northern Kanto, Japan // PEPI. 2000. V. 120. № 3. P. 167–182.
36. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Сейсмоэмиссионная томография в вулканических районах Камчатки // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор, 2004. С. 354–377.
37. Александров С.И., Бандов В.П., Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Копеев К.Н., Бижанов А.Н., Исказиев К.О. Определение геометрии гидроразрывов на месторождении Узень при помощи скважинного пассивного сейсмического мониторинга // Выпуск НТВ "Каро-тажник". 2008. № 176. [http://www.centralgeo.ru/uploads/file/Public\\_2008/Kashik\\_opredelenie\\_geometrii.pdf](http://www.centralgeo.ru/uploads/file/Public_2008/Kashik_opredelenie_geometrii.pdf).
38. Чеботарева И.Я., Кушнир А.Ф., Рожков М.В. Устранение интенсивной помехи при пассивном мониторинге месторождений углеводородов методом эмиссионной томографии // Физика Земли. 2008. № 12. С. 65–82.
39. Чеботарева И.Я. Новые алгоритмы эмиссионной томографии для пассивного сейсмического мониторинга разрабатываемых месторождений углеводородов. Ч. I: Алгоритмы обработки и численное моделирование // Физика Земли. 2010. № 3.
40. Чеботарева И.Я. Новые алгоритмы эмиссионной томографии для пассивного сейсмического мониторинга разрабатываемых месторождений углеводородов. Ч. II: Результат обработки реальных данных // Физика Земли. 2010. № 3.
41. Taner T., Koehler F. Velocity spectra – digital computer derivation and application of velocity function // Geoph. 1969. V. 34. P. 859–881.
42. Чеботарева И.Я. Использование шумовых сейсмических полей для изучения строения земли // Дис. ... к.ф.-м.н. ИФЗ РАН. 1992.
43. Чеботарева И.Я., Рожков М.В., Тагизаде Т.Т., Ерохин Г.Н. Способ микросейсмического мониторинга пространственного распределения источников эмиссии и рассеянного излучения и устройство для его осуществления. Патент РФ. № 2278401. 2006. 32 с.
44. Чеботарева И.Я. Алгоритм сейсмической эмиссионной томографии при ослаблении пространственной корреляции сигнала // Вестн. МГОУ. Сер. Естественные науки. 2011. № 1. С. 101–107.
45. Pilipenko V.A., Tchegotareva I.I., Engebretson M.J., Posch J.L., Rodger A. An attempt to locate substorm onsets using Pi1 signatures // Substorms VIII. Proceedings of the Eighth International Conference on Substorms. 2006. P. 237–240.
46. Кушнир А.Ф., Мостовой С.В. Статистический анализ геофизических полей. Киев: Наукова думка, 1990. 276 с.
47. Александров С.И. Оптимальные методы пространственного анализа шумовых сейсмических источников. II. Синтез адаптивных конструкций // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 70–82.
48. Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. Бишкек-Илим.: МНТЦ. 2006.