

АНАЛИЗ ИНФРАЗВУКОВЫХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ СТАНЦИЙ КАЗАХСТАНА ПО АЛТАЙСКОМУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЮ 2003 Г.

Михайлова Н.Н., Смирнов А.А.

*Институт геофизических исследований Национального ядерного центра Республики
Казахстан*

Введение

27 сентября 2003 г. В России на территории Горного Алтая произошло сильнейшее землетрясение. Его эпицентр находился вблизи границы с Казахстаном, Китаем и Монголией. Очаг этого землетрясения связан с горной перемычкой между Чуйской и Курайской впадинами [Гольдин и др. 2003]. В российской научной печати это событие получило название «Чуйское землетрясение».

Основные параметры главного толчка приведены в таблице 1:

Дата	t_0	φ , с. ш.	λ , в. д.	h , км	M
27.09.2003	11.33.24,08	50,027 ⁰	87,932 ⁰	9	M _w =7,3 M _s =7,5

Землетрясение ощущалось на огромной территории России и сопредельных стран. Интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне достигала 9 баллов, на территории Казахстана отмечены сотрясения до 7 баллов по шкале МСК – 64.

Землетрясение было зарегистрировано множеством цифровых сейсмических станций глобальных и региональных сетей. По их данным не только определены параметры гипоцентра, но и смоделирован разрыв в очаге этого землетрясения. Так по данным Геологической службы США (USGS), используя данные мировой сети, удалось воссоздать модель разрыва в очаге методом инверсии телесеизмических объемных волн [<http://neic.usgs.gov/neis/poster/2003/20030927.html>].

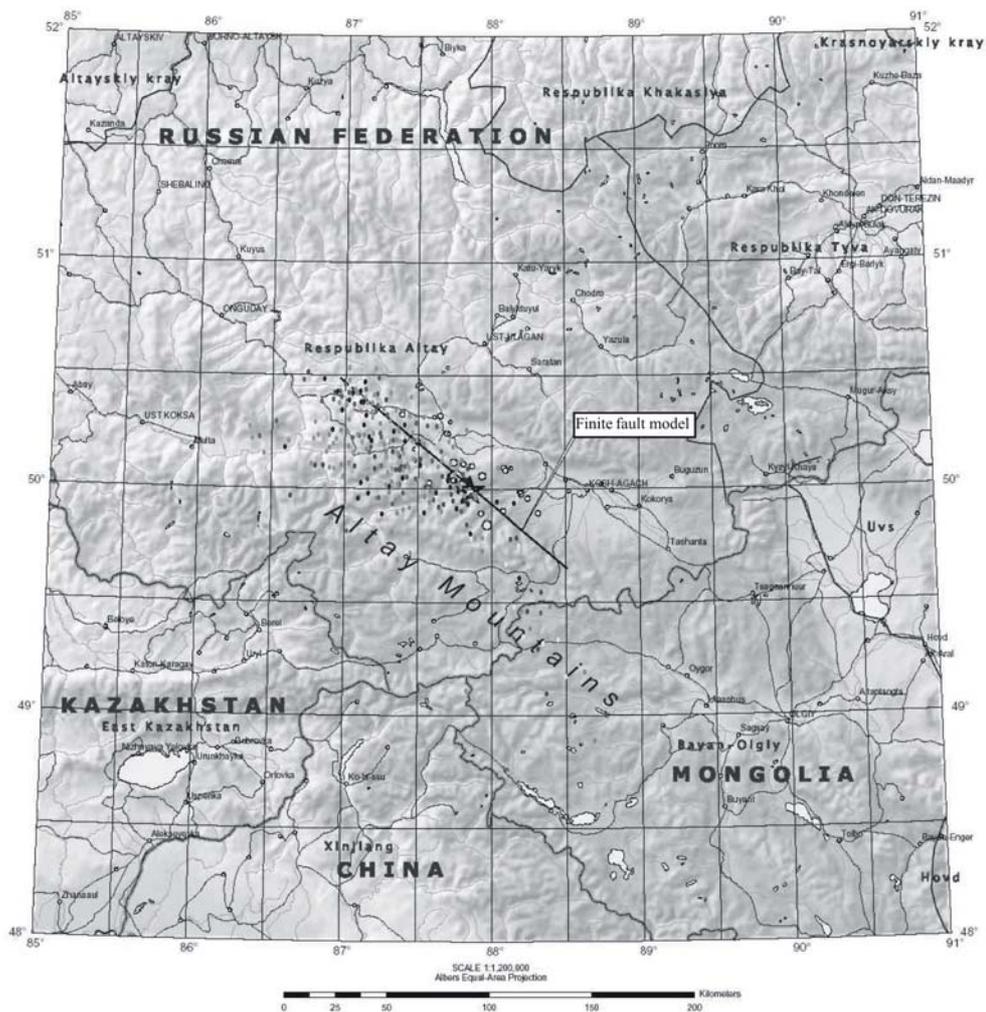
На рисунке 1 в плане показано простирание разрыва в очаге главного толчка по данным USGS, а также представлены эпицентры афтершоков по данным Центра сбора и обработки данных Института геофизических исследований Национального ядерного центра РК. Видно, что разрыв имеет северо-западное простирание, начало процесса вспарывания соответствует ориентировочно середине проекции разрыва. На рисунке 2 по данным USGS показано распределение амплитуд и направлений подвижек в плоскостях всячего крыла относительно неподвижного. На этом же рисунке приведена стереограмма фокального механизма. Можно сказать, что в качестве действующей плоскости разрыва выступает плоскость I северо – западного простирания с углом падения, близким к вертикальному. По разным литературным источникам разброс в параметрах этой плоскости невелик: азимут составляет N130⁰E - N135⁰E, угол падения 80⁰ – 85⁰. Размеры элементарных ячеек 6 км по простиранию и 5 км по падению. Судя по векторам подвижек, разрыв развивался с юго – востока на северо – запад, максимальные смещения отмечены на северо - западе от эпицентра и достигали 3,5 м.

Положение разрыва хорошо трассируется расположением облака афтершоков. Точками на рисунке изображены эпицентры афтершоков, произошедших до конца 2003 года по данным сейсмологического интерактивного бюллетеня Центра данных ИГИ НЯЦ РК [<http://www.kndc.kz/rus/index.php?p=0&f=data.html>].

Главный толчок был зарегистрирован несколькими сейсмическими и инфразвуковыми группами мониторинговой сети Национального ядерного центра РК. В настоящей работе представлены результаты анализа данных сейсмических групп «Каратау» и «Боровое», инфразвуковой группы «Актюбинск».

Основные задачи, которые решались в рамках работы, следующие:

- опробование прогрессивного многоканального корреляционного метода (PMCC) для анализа инфразвуковых и сейсмических данных;
- исследование динамики разрыва в очаге землетрясения;
- использование записей уникального землетрясения как альтернативного метода калибровки инфразвуковой сети.



Условные обозначения: звездочка - эпицентр главного толчка, точки – эпицентры афтершоков за 2003 год. Сплошная линия - положение разрыва в источнике по данным USGS [<http://neic.usgs.gov/neis/poster/2003/20030927.html>].

Рисунок 1. Карта эпицентральной зоны землетрясения

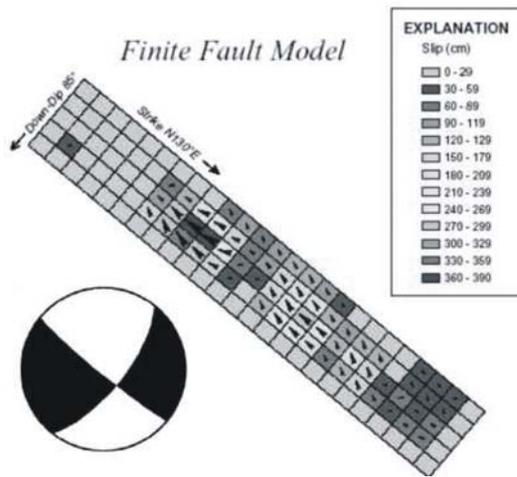


Рисунок 2. Распределение амплитуд и направлений смещений для элементарных ячеек (маленькие прямоугольники) модели разрыва. Амплитуды и направления сдвига изображены стрелками. Внизу изображена стереограмма фокального механизма (по данным USGS).

Методика анализа данных

Для анализа сейсмических и инфразвуковых данных использовался прогрессивный многоканальный корреляционный метод (PMCC). Основы этого метода представлены в [Ingate and others, 1985, Cansi 1995, Cansi, Klinger 1997]. Суть метода [Cansi, Klinger 1997] сводится к следующему.

Большинство сейсмических волн может быть представлено в виде набора плоских волн с использованием хорошо известного соотношения:

$$f(\vec{r}, t) = e^{i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})},$$

где

$$\|\vec{k}\| = \frac{2\pi f}{c} - \text{волновой вектор, соотношенный с частотой } f \text{ и фазовой скоростью } c,$$

$$\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T} - \text{угловая частота, соотношенная с частотой } f \text{ или периодом волны } T.$$

Частотная составляющая зарегистрированной сейсмической волны может быть легко определена с использованием всего одной станции. Для определения волнового вектора \vec{k} необходим набор станций. Если апертура набора датчиков одного порядка с длиной волны, этот набор называется группой. Если же апертура значительно превышает длину волны, то набор датчиков называется сетью станций. В случае сети станций сигнал очень сильно меняется от одной станции к другой, и измерение волнового вектора может быть выполнено только посредством классического метода, использующего времена вступления. В случае группы станций мы имеем другую ситуацию. Можно использовать преимущества подобия сигналов различных элементов группы для расчета разности времен прихода, по которым определяются параметры волнового вектора. Производится перебор для каждой частоты f по заданной сетке пар значений «кажущаяся скорость – азимут».

Например, набор \vec{k} , определенный отношением

$$\|\vec{k}\| < \frac{2\pi f}{V_{\min}},$$

соответствует всем волнам с частотой f , с любым азимутом и со скоростью $V > V_{\min}$.

Для каждого отдельного волнового вектора этой регулярно дискретизированной области рассчитывается временная задержка каждого датчика и затем суммируются соответственно задержанные сигналы. Если сигнал в основном состоит из случайного фонового шума, изменения энергии суммы слабы по всему векторному полю. Напротив, если сигнал ассоциирован с заданным вектором \vec{k}_0 , энергия, найденная для \vec{k}_0 , будет гораздо выше, чем для всех других векторов.

Разными авторами было предложено множество методов для нахождения волнового вектора, который определяет максимум энергии, например [Caron, 1969]. Эта проблема нетривиальна в силу того, что она является дискретной в пространственной области (используется всего лишь несколько датчиков). Это предполагает, что для каждой частоты могут быть получены ложные результаты из-за того, что сигналы будут дополнительно коррелироваться через один и более периодов (эффект неоднозначности). Для изучения этих эффектов предложено рассчитывать функцию формирования луча группы [Caron, 1969]:

$$B(\vec{k}) = \left| \sum_j e^{i\vec{k}\vec{r}_j} \right|.$$

Функция отображает отклик группы на волну, падающую на группу сверху, т. е. на плоскую волну, приходящую на каждый датчик группы в одно и то же время.

Основное положение этого метода заключается в идентификации сигналов, рассматриваемых как плоская волна, зарегистрированная всеми элементами группы. На практике некоторые из этих допущений подтверждаются лишь до определенной степени, если дополнительный источник интерферирует с изучаемым сигналом. Поэтому предложен более гибкий метод, менее зависящий от модели. Он основан на традиционной методике обработки сигнала, позволяющей детектировать сигнал по двум и более записям, при этом метод частично ослабляет жесткость модели плоской волны. Этот метод назван РМСС (аббревиатура с английского «Progressive Multi-Channel Correlation»).

Сигнал во временной области $s(t)$ может быть представлен его Фурье преобразованием $s(f) = A(f)e^{i\phi(f)}$. Фоновый шум характеризуется резкими изменениями $A(f)$ и $\phi(f)$ от одного элемента группы к другому, даже если они расположены на расстоянии меньшем длины волны. Наоборот, в случае распространения сигнала между элементами верны отношения:

$$A_2(f) = A_1(f)$$

$$\varphi_2(f) = \varphi_1(f) - \Theta(\vec{r}_2 - \vec{r}_1).$$

$$(в случае плоской волны $\Theta(\vec{r}_2 - \vec{r}_1) = \vec{k}(\vec{r}_2 - \vec{r}_1)$)$$

Для измерения временной задержки между сигналами $S_i(t)$ и $S_j(t)$ может быть использована корреляционная функция $Cor_{ij}(\tau)$. Функция имеет область значений в интервале $[-1; 1]$. Принимая в расчет все частоты, она измеряет в окне W сходство сигналов, взаимно сдвинутых на определенное время τ . Максимум корреляционной функции дает временную задержку между приходом сигналов. В случае распространения волны без

искажения (тем более в случае плоской волны) эта задержка одинакова для всех частот, из которых состоит сигнал:

$$\Delta t_{ij} = \frac{1}{2\pi} (\varphi_j(f) - \varphi_i(f)).$$

Для каждой группы из трех элементов должно быть получено отношение замкнутости:

$$\Delta t_{ij} + \Delta t_{jk} + \Delta t_{ki} = 0.$$

Совсем другая ситуация для фонового шума - фаза очень нестабильна с изменением частоты. Более того, задержки, измеренные в этом случае, определяются случайными комбинациями фаз, отношение замкнутости не выполняется.

Метод РМСС выполняет детектирование на записях небольшой длительности (несколько периодов сигнала). Чтобы избежать интерференции, вызванной множеством случайных сигналов на нескольких элементах группы, и неединственности решения, когда коррелируются записи, полученные датчиками, находящимися на большом расстоянии друг от друга, процесс обработки организован прогрессивно, т.е. путем расширения количества элементов группы, зарегистрировавших сигнал. Изучение инициируется сначала по подсети R_n с n датчиками. Рассчитывается взаимосогласованность набора задержек с использованием всех R_n датчиков группы, как среднеквадратическое отклонение отношений замкнутости:

$$C_n = \sqrt{\frac{6}{n(n-1)(n-2)} \sum_{i>j>k} r_{ijk}^2} \left. \vphantom{\sum_{i>j>k} r_{ijk}^2} \right\} i, j, k \in R_n$$

$$r_{ijk} = \Delta t_{ij} + \Delta t_{jk} + \Delta t_{kj}$$

Если эта взаимосогласованность ниже определенного порога $C_{\text{Threshold}}$, на R_n производится детектирование. Далее можно предпринять попытку расширить детектирование на новую станцию.

В методе РМСС этот процесс выполняется последовательно в нескольких частотных полосах в смежных временных окнах, покрывающих весь сигнал. Поэтому каждое элементарное детектирование описывается четырьмя параметрами:

- количеством датчиков в финальной подсети;
- взаимосогласованностью;
- скоростью;
- азимутом.

Изучение процесса разрывообразования по данным сейсмической группы Каратау

Сейсмическая группа Каратау установлена на юге Казахстана в 90 км к западу от г. Тараз и 8-10 км от г. Каратау. Координаты центральной точки $43^\circ 06' 18,3''$ N, $70^\circ 30' 24,0''$ E. Расстояние от группы до эпицентра главного толчка составляет 1530 км, расчетный обратный азимут $53,9^\circ$.

Сейсмическая группа Каратау включает в себя 10 точек наблюдения, расположенных по двум окружностям с одной центральной точкой (рисунок 3). На 9 пунктах в скважинах установлены 9 однокомпонентных сейсмометров GS21. В центре группы имеется широкополосная трехкомпонентная станция, также установленная в скважине (сейсмометр KS54000). Глубина скважин составляет 50 – 60 м. Апертура группы - 4 км. Геометрия сейсмической группы показана на рисунке 3 (на схеме показаны только использованные в

обработке компоненты группы). Для обработки были выбраны записи вертикальных скважинных сейсмометров КК01 – КК09.

На рисунке 3 выделены шесть использованных при расчете подсетей. Событие было обработано 50-ти секундным окном. Полоса частот – от 1 Гц до 10 Гц с шагом 0,9 Гц.

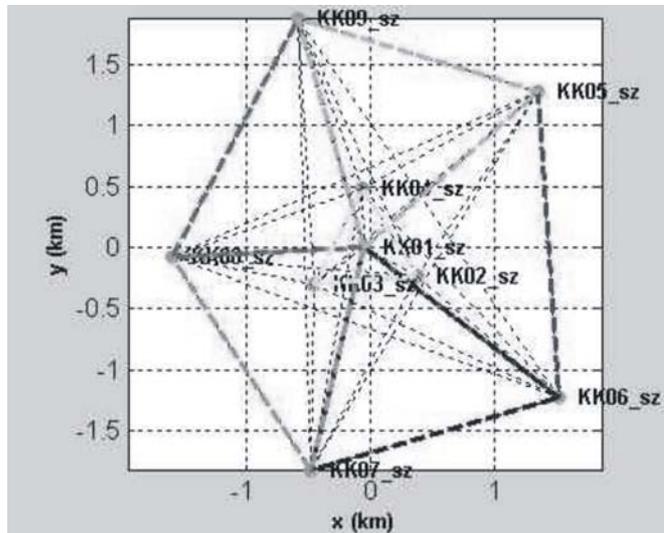


Рисунок 3. Геометрия сейсмической группы Каратау

На рисунке 4 внизу представлены сигналы от землетрясения, зарегистрированные элементами группы. Вверху, как функции частоты и времени, показаны количество сенсоров, взаимосогласованность, азимут на источник и кажущаяся скорость волны. Цуги продольных и поперечных волн четко выделены и могут быть идентифицированы по скоростям.

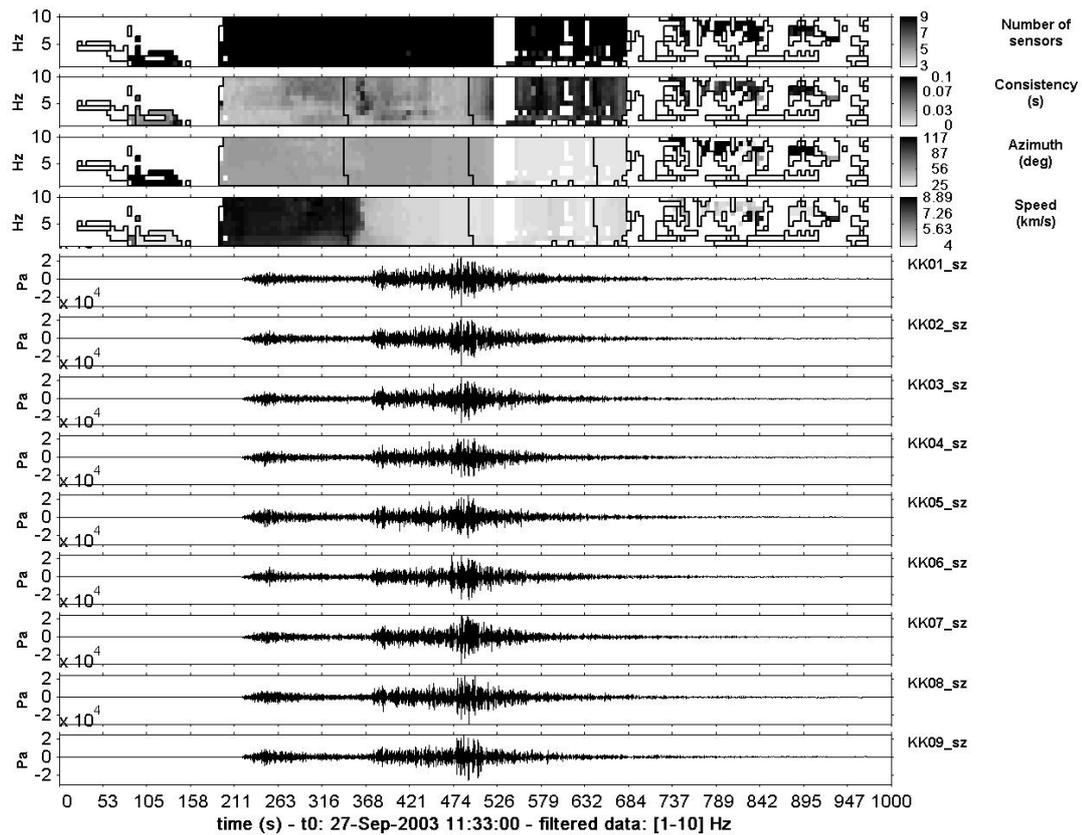
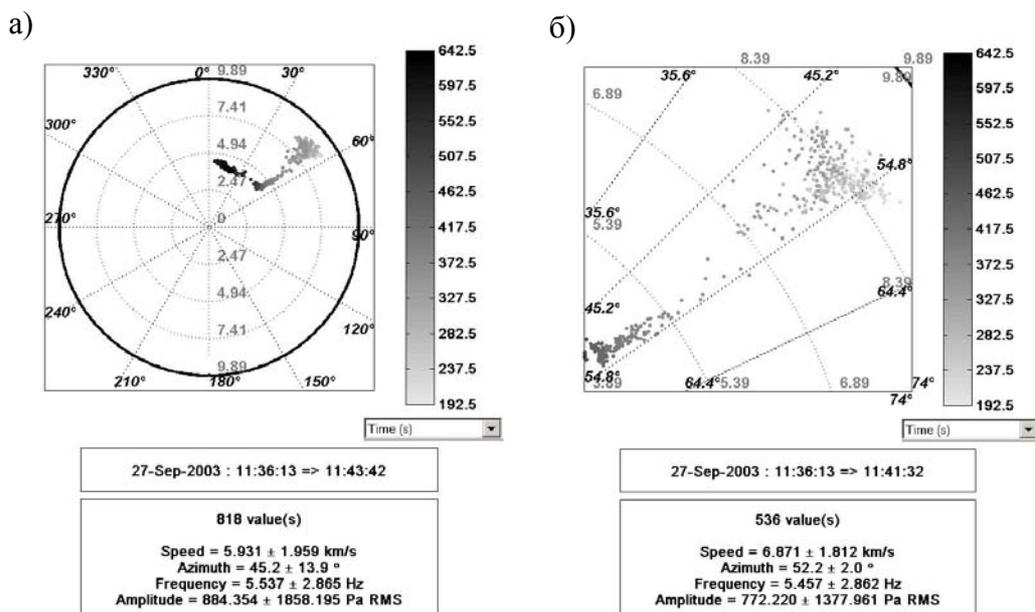


Рисунок 4. Записи землетрясения сейсмической группой Каратау и результаты расчета с помощью программы РМСС

На рисунке 5 приведены полярные диаграммы «скорость – азимут» для элементарных детектирований, попадающих в семейства, выделенные на рисунке 4 жирными линиями. Всего выделено три таких семейства. Разделение детектирований по семействам производится методом поиска ближайшего соседнего элемента, формирующего агрегаты элементарных детектирований в (t, f, V, Θ) пространстве. В этом пространстве для соединения достаточно близких точек используются взвешенные расстояния:

$$d(p_1, p_2) = \sqrt{\left(\frac{t_2 - t_1}{\sigma_t}\right)^2 + \left(\frac{f_2 - f_1}{\sigma_f}\right)^2 + \left(\frac{V_2 - V_1}{\sigma_V}\right)^2 + \left(\frac{\Theta_2 - \Theta_1}{\sigma_{\Theta t}}\right)^2}.$$



а) – по всей записи землетрясения, б) – для первых пяти минут записи.

Рисунок 5. Полярная диаграмма «скорость – азимут» по данным сейсмической группы Каратау

Как видно на рисунке 4 удалось выделить три семейства, соответствующих группам продольных, поперечных и коды поперечных волн. Приведенная справа от диаграмм шкала соответствует временам прихода волн на сейсмическую группу. Среднее значение азимута для времен примерно в течение 5 минут с момента первого вступления стабильно и составляет $52,2 \pm 2^0$, что хорошо совпадает с расчетным значением азимута на эпицентр (рисунок 5 б). Для больших времен прихода наблюдается закономерный дрейф азимута более чем на 40^0 к направлению на север при практически постоянной кажущейся скорости.

Детальный анализ изменений азимута на источник в начальной части записи позволил получить интересные результаты, относящиеся к развитию процесса в очаге землетрясения. По данным высокоскоростной волны Pn был построен график изменения азимута на источник во времени (рисунок 6). Характер изменения азимута свидетельствует о том, что разрыв распространялся сложным образом. В течение первых 25 секунд разрыв распространялся в направлении на юго-восток. Затем после остановки (25-30 секунд) изменил направление движения на обратное. Время распространения разрыва в обратном направлении составило около 50 с. Затем до вступления поперечной волны значения азимута существенно не менялись. Общий диапазон изменения азимута составляет порядка 5 градусов.

Наша оценка хорошо соответствует диапазону азимутов со станции Каратау на концы разрыва, показанного на рисунке 1.

Средняя скорость изменения азимута во времени на основном этапе разрываобразования составляет 0,1 град/с. С использованием линейных размеров очага по данным USGS, а также размеров поля эпицентров афтершоков, рассчитана скорость распространения разрыва. Она имеет значение около 3 км/с.

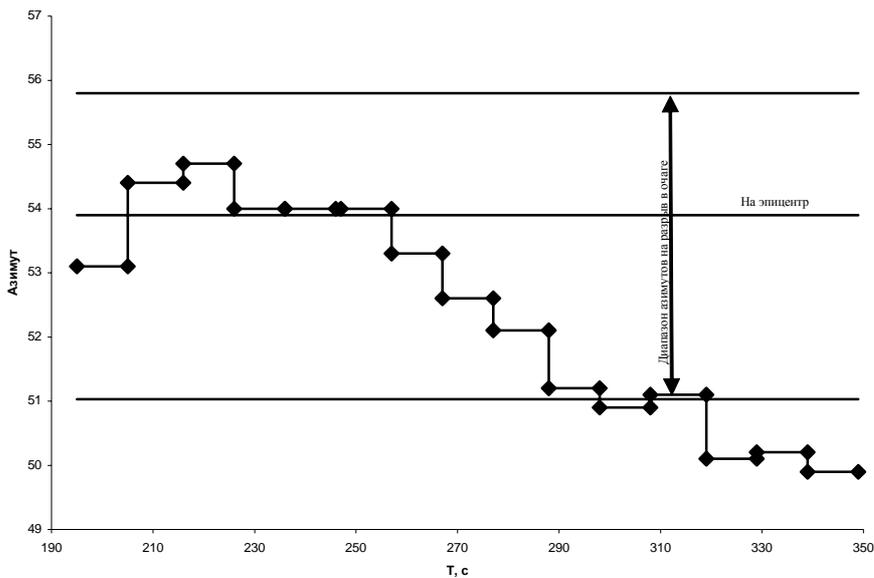


Рисунок 6. График изменения азимута на источник во времени по данным сейсмической группы Каратау.

Анализ записей по инфразвуковой группе Актюбинск IS 31

Инфразвуковая группа Актюбинск IS31 расположена на северо-западе Казахстана вблизи г. Актобе. Координаты центральной точки 50.40697° N, 58.03478° E. Расстояние от группы до эпицентра главного толчка составляет 2117 км, расчетный обратный азимут $79,7^{\circ}$.

В плане группа IS31 представляет собой треугольник со сторонами около 2 км, образованный низкочастотными элементами L2 - L4 с центральной точкой L1, окруженной дополнительной высокочастотной группой (H1-H4), которая выполнена в виде квадрата со стороной около 200 м (рисунок 7). На всех восьми пунктах установлены микробарометры MB2000. Геометрия инфразвуковой группы показана на рисунке 7. Для обработки были выбраны записи всех восьми микробарометров группы.

Событие было обработано 50-ти секундным окном. Полоса частот – от 0,03 Гц до 3 Гц с шагом 0,297 Гц.

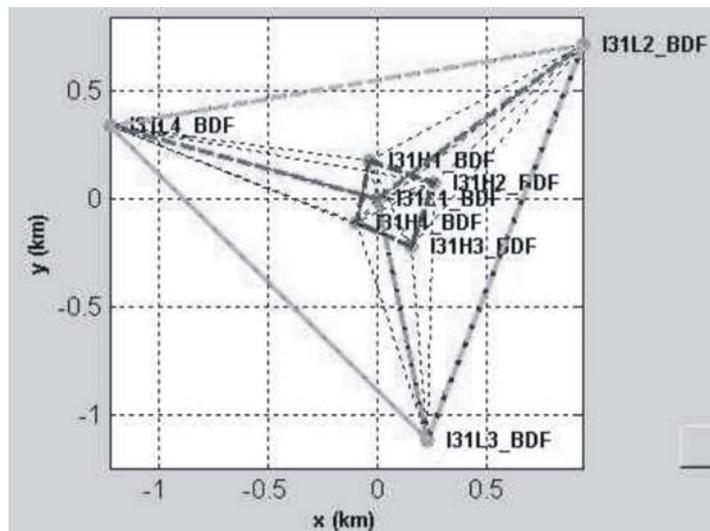


Рисунок 7. Геометрия инфразвуковой группы Актюбинск

На рисунке 8 внизу представлены сигналы от землетрясения, зарегистрированные элементами группы. Вверху, как функции частоты и времени, показаны количество сенсоров, взаимосогласованность, азимут на источник и кажущаяся скорость волны.

Известно, что сейсмические события часто регистрируются инфразвуковыми станциями. Имеются публикации по результатам анализа инфразвуковых сигналов от сильнейших землетрясений в Китае [Le Pichon and others, 2002] и Южной Америке [Le Pichon and others, 2001]. В практике инфразвуковых наблюдений НЯЦ РК впервые зарегистрировано столь сильное землетрясение.

О природе записанных волн можно судить по полученным значениям кажущихся скоростей. Они равны значениям, полученным для соответствующих цугов волн на сейсмических группах. Четко выделены и могут быть идентифицированы по скоростям цуги продольных и поперечных волн. Зарегистрированные инфразвуковые колебания имеют следующую природу [Le Pichon and others, 2003]. Вертикальное смещение сейсмических волн генерирует на месте регистрации обменные волны земля – атмосфера (ground-coupled air waves). Аналогичное наблюдаемому нами явление преобразования сейсмических волн в волны звукового давления, зарегистрированное посредством микробарометров на региональных и телесеизмических расстояниях, описано в работах [Donn, Posmentier, 1964, Cook, 1971, Takanashi and others, 1994].

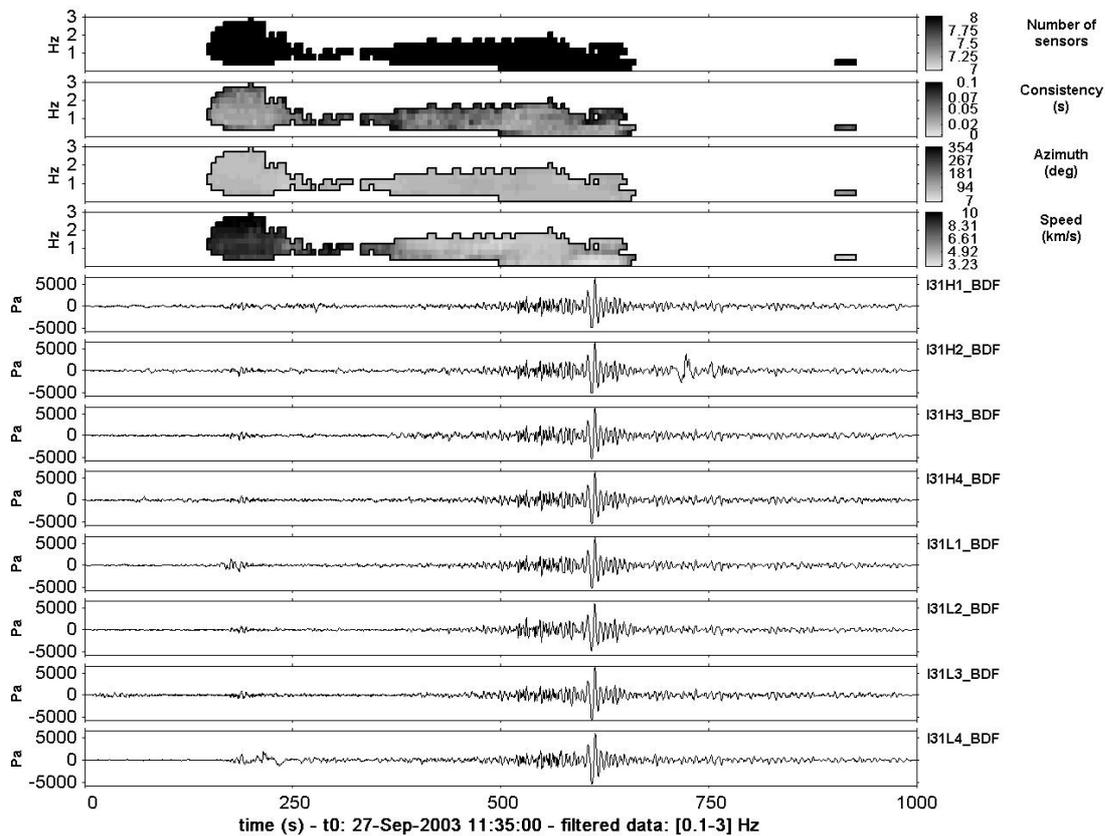


Рисунок 8. Записи землетрясения элементами инфразвуковой группы Актюбинск и результаты расчета с помощью программы РМСС

На рисунке 9 приведена полярная диаграмма «скорость – азимут» для элементарных детектирований, попадающих в семейства, обведенные на рисунке 8 жирными линиями. Всего выделено три таких семейства. Шкала соответствует временам прихода волн на группу. Среднее значение азимута для первых 4 минут записи сигнала стабильно, однако

имеет больший чем у сейсмических групп разброс значений ($76,0 \pm 9,3^0$). Это хорошо совпадает с расчетным значением азимута (рисунок 9). Таким образом, сильные сейсмические события можно использовать для калибровки инфразвуковых сетей ядерного мониторинга. Это особенно актуально в условиях дефицита мощных источников инфразвука с известными параметрами.

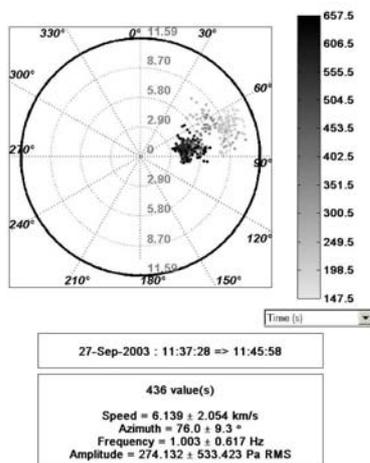


Рисунок 9. Полярная диаграмма «скорость – азимут» по результатам расчета данных группы Актюбинск

Явление дрейфа азимутов в области коды S-волн

Особое внимание при анализе результатов вызвало впервые обнаруженное нами явление дрейфа азимутов в области коды S-волн. Кроме станции Каратау аналогичные изменения наблюдались на сейсмической группе Боровое. Сейсмическая группа AS057-Боровое находится в Щучинском районе Акмолинской области Республики Казахстан. Координаты центральной точки $53^{\circ} 01,494' N$, $70^{\circ} 23,318' E$. Расстояние от группы до эпицентра главного толчка составляет 1256 км, расчетный обратный азимут $98,6^0$.

Сейсмическая группа AS057-Боровое состоит из 10 точек наблюдения, расположенных по двум окружностям с одной центральной точкой (рисунок 10). На 9 пунктах в скважинах установлены однокомпонентные сейсмометры GS21. В центре группы имеется скважинная широкополосная трехкомпонентная станция CMG-3ТВ. Апертура группы составляет 4 км. Глубина приборных скважин от 30 до 60 м. Геометрия сейсмической группы показана на рисунке 10 (на схеме изображены только использованные в обработке компоненты группы). Для обработки были выбраны записи вертикальных скважинных сейсмометров BVA1_SHZ, BVA2_SHZ, BVA3_SHZ, BVA4_SHZ, BVB5_SHZ, BVB6_SHZ и BVB8_SHZ. Событие было обработано 50-ти секундным окном. Полоса частот – от 1 Гц до 10 Гц с шагом 0,9 Гц.

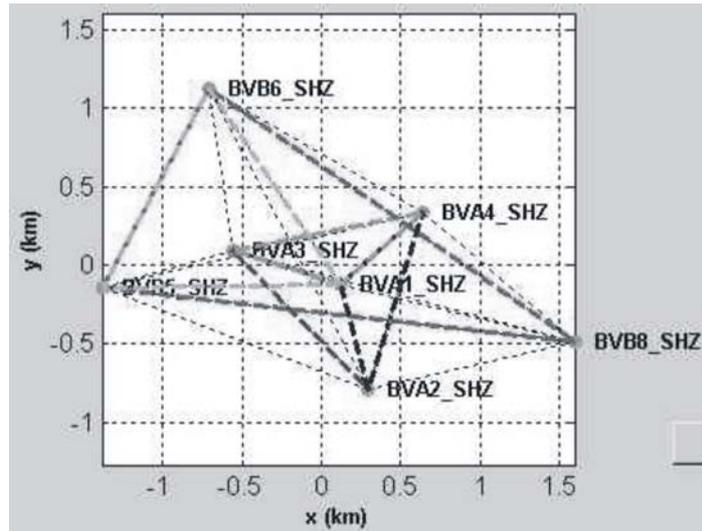


Рисунок 10. Геометрия сейсмической группы Боровое AS057

На рисунке 11 приведена полярная диаграмма «скорость – азимут» для элементарных детектирований. Для больших времен прихода наблюдается дрейф азимута более чем на 40° от «истинного» при практически постоянной кажущейся скорости.

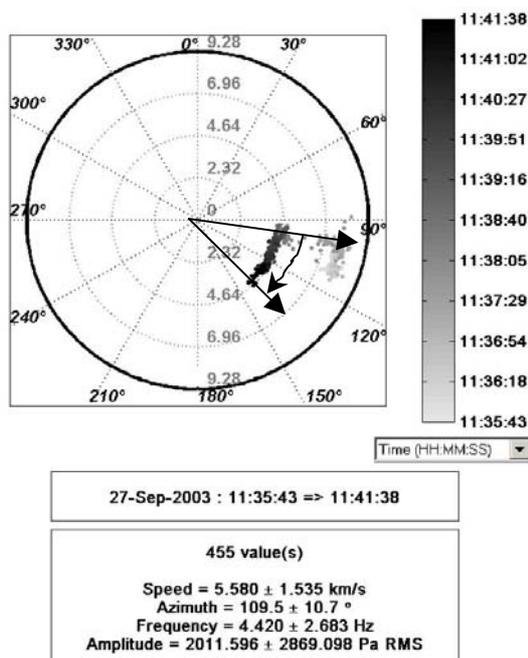


Рисунок 11. Полярная диаграмма скорость – азимут по данным сейсмической группы Боровое AS057

По записям как станции Каратау, так и станции Боровое полученный эффект выявляется очень уверенно и статистически надежно (рисунок 12). Дрейф азимута происходит закономерно во времени: азимут меняется от значений, соответствующих «истинному» азимуту на эпицентр, до отличающихся от него на несколько десятков градусов. Было проведено специальное исследование устойчивости обнаруженного явления на тех же трассах. Для этого по той же методике по записям сейсмических групп Каратау и Боровое был обработан ряд сильнейших афтершоков Алтайского землетрясения. Картина

полностью повторилась до деталей. На тех же временах относительно времени в очаге азимут начинал уходить от «истинного». Проведенное исследование по данным сейсмической группы Маканчи, расположенной на юго-запад от эпицентра Алтайского землетрясения на расстоянии около 500 км, подобного эффекта не выявило.

Анализ литературных данных позволил нам найти аналоги обнаруженного нами эффекта в других районах мира. Например, при интерпретации записей сильных землетрясений в районе Тянь-Шаня-Гиндукуша, полученных группой временных станций, работавшей на Северном Тянь-Шане, был обнаружен дрейф азимута, который качественно объяснен боковой рефракцией на скоростной неоднородности в мантии [Каазик и др., 1990, 1992]. При анализе данных норвежских групп ARCES и SPITS от землетрясений района Баренцева моря методом F-k-анализа [Schissle, Schweitzer, 2004] обнаружены изменения азимута, которые объяснялись латеральными скоростными неоднородностями на границе Мохо. При анализе методом РМСС инфразвуковых записей землетрясения в Перу также отмечен подобный эффект [Guilbert and others, 2004].

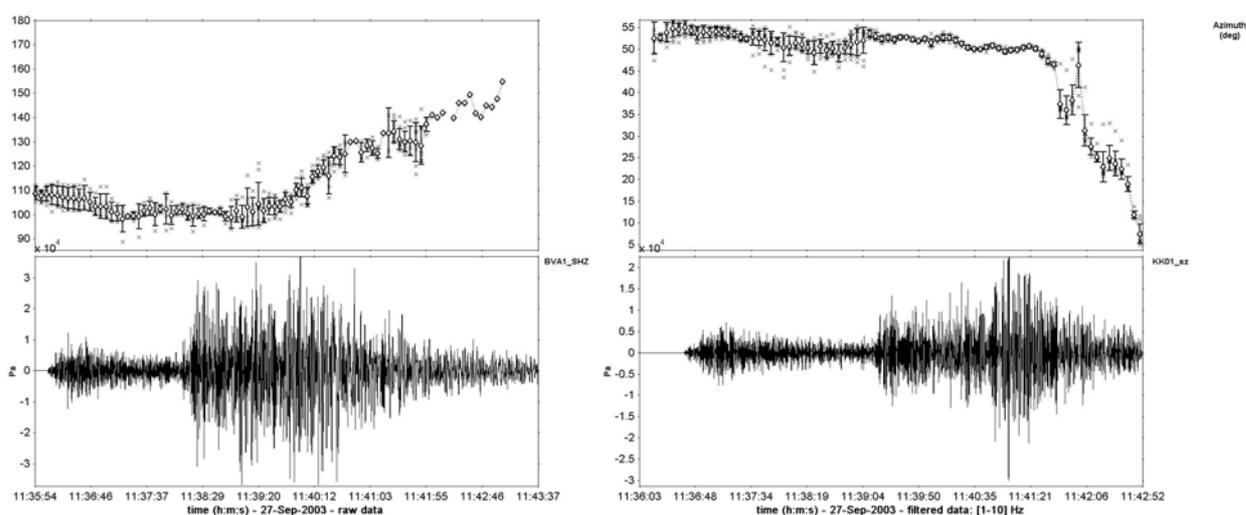


Рисунок 12. Явление дрейфа азимутов в области коды S волн по данным группы Боровое (слева) и Каратау (справа)

Наши результаты можно объяснить эффектом боковой рефракции на латеральной неоднородности в верхней мантии, соответствующей глубинам примерно 400 км. Эта высокоскоростная аномалия в поперечных волнах находится в районе Центрального Казахстана. Именно такое положение аномалии может объяснить разнонаправленный дрейф азимута на станциях Боровое и Каратау на временах, соответствующих времени прихода поперечных волн в коде (рисунок 13).

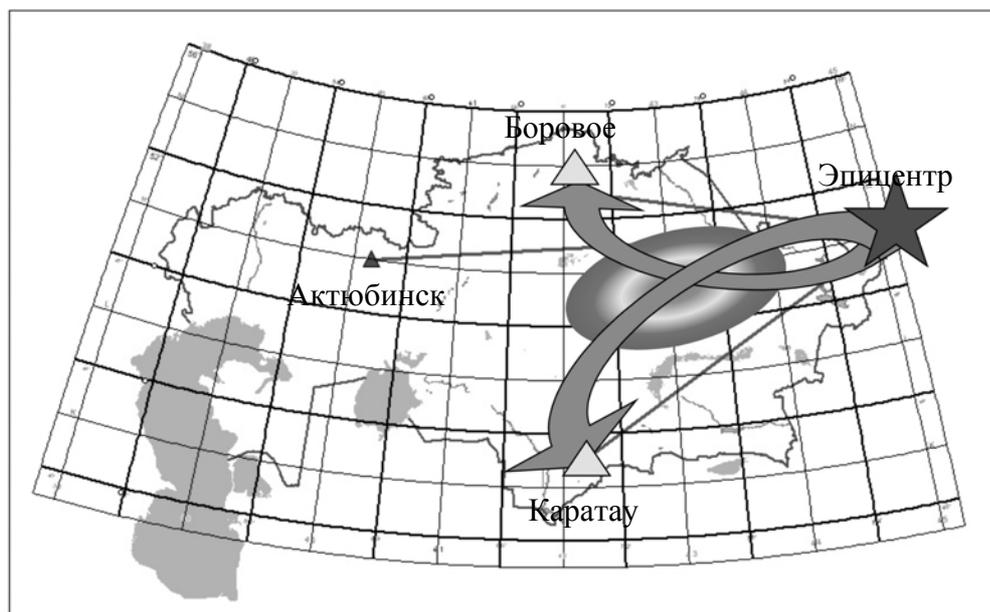


Рисунок 13 Иллюстрация к объяснению эффекта дрейфа азимутов явлением боковой рефракции

Выводы

Сетью ядерного мониторинга НЯЦ РК получены качественные цифровые записи уникального Алтайского землетрясения на региональных расстояниях. Специфика регистрации события сейсмическими и инфразвуковыми группами способствовала получению важной информации о развитии процесса разрываобразования в очаге этого землетрясения. Определяющую роль в достижении этого результата сыграло использование нового метода обработки данных групп – метода прогрессивной многоканальной корреляции. Применение описанного метода РМСС позволило:

- точно определить направление прихода и кажущиеся скорости волн как функцию времени и частоты;
- выявить особенности в развитии разрыва, свидетельствующие о сложном характере высвобождения энергии при главном толчке.

С другой стороны, Алтайское землетрясение дало возможность:

- получить новые данные о наличии в верхней мантии латеральных неоднородностей в скоростях поперечных волн;
- сделать выводы о пригодности записей сильнейших землетрясений для альтернативной калибровки инфразвуковых сетей.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Комиссариата по атомной энергии Франции за предоставленную программу РМСС и помощь в ее использовании, а также лично Алекси Ле Пишону за полезные консультации.

Список литературы

1. С. В. Гольдин, В. С. Селезнев, А. Ф. Еманов и др., Чуйское землетрясение 2003 г. (M=7,5). // Электронный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН», №1 (21), 2003 г.
2. Плакат землетрясения в Республике Алтай, Российская Федерация 27 сентября 2003 года, магнитуда 7,3 на <http://neic.usgs.gov/neis/poster/2003/20030927.html>.
3. Сейсмологический интерактивный бюллетень Центра данных ИГИ НЯЦ РК на <http://www.kndc.kz/rus/index.php?p=0&f=data.html>
4. Ingate, S.F., E.S. Husebye, and A. Christofierson, Regional arrays and optimum data processing schemes, *Bull. Seis-mol. Soc. Am.*, 75, 1155-1177, 1985.
5. Y. Cansi, An automatic seismic event processing for detection and location: The P.M.C.C. method, *Geophysical research letters*, Vol. 22, No. 9, pages 1021-1024, May 1, 1995
6. Y. Cansi and Y. Klinger, An automated data processing method for mini-arrays, *European-Mediterranean Seismological Centre, Newsletter*, No. 11, July 1997.
7. Capon, R. (1969), High-Resolution Frequency-Wavenumber Spectrum Analysis, *Proc. of the IEEE*, 57, 1408-1418.
8. A. Le Pichon, J. Guilbert, M. Valle'e, J. X. Dessa, and M. Ulziibat, Infrasonic imaging of the Kunlun Mountains for the great 2001 China earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, No. 0, Xxxx, Doi:10.1029/2003gl017581, 2003.
9. A. Le Pichon, J. Guilbert, A. Vega, M. Garces, and N. Brachet, Ground-coupled air waves and diffracted infrasound from the Arequipa earthquake of June 23, 2001 *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, No. 0, 10.1029/2002glo 15052, 2002.
10. Donn, W.L., and E.S. Posmentier, Ground-coupled air waves from the great Alaskan earthquake, *J. Geophys. Res.*, 69, 5357-5361, 1964.
11. Cook, R. K., Infrasound radiated during the Montana earthquake of 1959 August 18, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 26, 191-198, 1971.
12. Takanashi, Y., Y. Koyama, and T. Isei, In situ measured infrasound at Sapporo associated with an earthquake occurring offshore in southwest Hokkaido on July 12, 1993, *J. Acoust. Soc. Jpn.*, 15, 409-411, 1994
13. E. Schissele, J. Schweitzer. Study of regional variations of the coda characteristics in the Barents Sea using small-aperture arrays// *Semiannual Technical Summary, Norsar Scientific Report No. 1-2004 p. 70 – 80.*
14. П. Б. Каазик, Ю. Ф. Копничев, М. Х. Рахматуллин, Исследование структуры сейсмических волновых полей по группе станций, *Сейсмические волновые поля*, М Наука, 16-26, 1992.
15. П. Б. Каазик, Ю. Ф. Копничев, И. Л. Нерсесов, М. Х. Рахматуллин. Анализ тонкой структуры короткопериодных сейсмических полей по группе станций// *Известия АН СССР, серия Физика Земли*, 1990, №4, с. 38 – 49.
16. Guilbert J., Vallee M., Le Pishon A., Vergoz J., Imaging of seismic rapture: Source inversion, Earth-Atmospheric ground coupling// *Monitoring of nuclear tests and their consequences. Borovoe 2004.*