

УДК 550.34

АЛГОРИТМ РАСЧЕТА ТЕНЗОРА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ ШИРОКОПОЛОСНЫМ СЕЙСМОГРАММАМ ОБЪЕМНЫХ ВОЛН

© 2012 В.М. Павлов, И.Р. Абубакиров

*Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: pvm@emsd.ru*

Представлен алгоритм расчета интегральных параметров очага сильного ($M_w > 8$) землетрясения по широкополосным записям объемных волн, зарегистрированных в диапазоне эпицентральных расстояний от 500 до 3500 км. Определяются такие параметры, как тензор сейсмического момента, длительность процесса разрыва и глубина эквивалентного точечного источника. Оценка этих параметров производится в полосе периодов 100-300 с, исходя из условия минимума относительной среднеквадратической разности реальных и синтетических сейсмограмм. Синтетические сейсмограммы рассчитываются в рамках модели плоскостного изотропного слабо поглощающего полупространства. Работа алгоритма демонстрируется на примере землетрясения Тохоку 11.03.2011г., $M_w = 9.1$ (Япония). Полученные оценки согласуются с оценками из глобального каталога СМТ.

Ключевые слова: тензор сейсмического момента, обратная задача, алгоритм.

ВВЕДЕНИЕ

В работах (Абубакиров, Павлов, 2010а, 2010б) разработан, программно реализован и опробован интерактивный алгоритм оценки параметров очага сильного землетрясения с магнитудой $M > 7.5$ на основе подхода, в котором протяженность очага приближенно учитывается через длительность плотности временной функции эквивалентного точечного источника. Алгоритм позволяет одновременно оценить: тензор сейсмического момента (ТСМ), объединяющий фокальный механизм и значение скалярного сейсмического момента, а также глубину и длительность источника. В качестве входных данных используются широкополосные региональные сейсмограммы, включающие как объемные, так и поверхностные волны. Мы ограничиваемся региональным диапазоном эпицентральных расстояний, поскольку синтетические сейсмограммы, применяемые в алгоритме, рассчитываются для плоской модели земной среды, которая применима лишь на расстояниях до 3000-3500 км.

Опробование алгоритма (Абубакиров, Павлов, 2010а, 2010б) на примере пяти сильных землетрясений Дальнего Востока России с

моментными магнитудами M_w от 7.6 до 8.3 показало, что оценки параметров очагов, определенные по разработанному алгоритму, близки к таковым из глобального каталога тензоров момента центра ГСМТ (Global Centroid Moment Tensor) (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012). Это свидетельствует о хорошей точности полученных оценок.

Вместе с тем, в ходе опробования была выявлена существенная проблема, обусловленная тем обстоятельством, что записи поперечных и поверхностных волн, вклад которых, по крайней мере, для неглубоких толчков является определяющим, часто бывают искажены длиннопериодными помехами. Эти помехи, возникающие вскоре после момента вступления поперечных волн, с одной стороны, являются потенциальным источником неконтролируемых ошибок в оценках параметров очагов, а с другой стороны, не позволяют использовать в расчетах периоды более 120 с, что приводит к занижению оценок моментных магнитуд для сильных землетрясений. Кроме того, для накопления исходных записей поверхностных волн требуется значительное время. Эти обстоятельства заставляют с осторожностью относиться к перспективе

использования поверхностных волн при автоматическом расчете параметров.

В настоящей статье излагается модифицированная версия алгоритма, являющегося аналогом алгоритма, использующего W-фазу (Duputel et al., 2012; Kanamori, Rivera, 2008). Под W-фазой понимается участок сейсмограммы от вступления P-волн до вступления S-волн. В отличие от этого алгоритма мы используем более широкий интервал, включающий начальные участки поперечных волн. Это необходимо для однозначной оценки глубины очага в условиях, когда используются только региональные станции.

Отказ от использования поверхностных волн позволяет обойти проблемы, связанные с диннопериодными помехами, и существенно сократить время расчетов. Основными отличиями модифицированного алгоритма являются: переход от деконволюции в частотной области к деконволюции во временной области, что позволяет без искажений восстанавливать сигнал смещений в объемных волнах даже в тех случаях когда записи поверхностных волн выходят за пределы динамического диапазона регистрирующей аппаратуры или искажены нелинейными помехами; автоматизация процедуры выбора сегментов реальных и синтетических сейсмограмм, используемых для расчета ТСМ; использование заранее подготовленной библиотеки функций влияния, являющихся откликами на элементарные единичные диполи, соответствующие компонентам ТСМ.

При инверсии в ТСМ обычно накладыва-ется линейное условие нулевого следа (сумма диагональных элементов ТСМ равна нулю) (Dziewonski et al., 1981). Это облегчает расчеты, так как линейное условие легко учесть в алгоритме. Однако переход к двойному диполю без момента (а именно он определяет механизм очага) в этом случае делается приближенно. Вариант, когда на ТСМ накладыва-ется условие двойного диполя без момента, выглядит более предпочтительным, так как с одной стороны механизм находится непосредственно в процессе инверсии, а с другой стороны число неизвестных параметров уменьшается на единицу, что повышает устойчивость алгоритма (Henry et al., 2002). Однако это приводит к более сложной нелинейной задаче. В данной статье по существу рассмотрены оба варианта, хотя более детально рассмотрен вариант, когда на ТСМ накладыва-ется условие двойного диполя без момента. В последнем случае предложен оригинальный двухступенчатый алгоритм инверсии, сочетающий линейный и нелинейный этапы.

В качестве примера применения алгоритма используется землетрясение Тохоку 11.03.2011 г.,

($M_w = 9.1$) (Япония). Выбор этого землетрясения обусловлен тем, что это одно из самых сильных землетрясений за всю историю инструментальных наблюдений, а представленный алгоритм, должен, в первую очередь правильно обрабатывать именно сильнейшие события. Эталоном для сравнения полученных оценок параметров очага приняты определения глобального каталога GСMТ.

ОБЩИЕ СООТНОШЕНИЯ НЕОБХОДИМЫЕ ДЛЯ ПОСТАНОВКИ ЗАДАЧИ

Для инверсии, то есть для решения обратной задачи, нужна модель очага, выражение для синтетических сейсмограмм через параметры очага (решение прямой задачи) и исходные данные, подходящие для инверсии.

Модель очага. Сформулируем условия на очаг в терминах объемной плотности тензора сейсмического момента $\mathbf{m} = (m_{ij})$ ($i, j = 1, 2, 3$), через которую выражается синтетическая сейсмограмма (здесь и ниже по повторяющимся индексам предполагается суммирование от 1 до 3)

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int_V m_{ij} * G_{ni,j} dV, \quad (1)$$

где V – объем, занимаемый очагом; G_{ni} – функция Грина; запятая в формуле (1) обозначает производную по j -той координате источника; звездочка обозначает операцию свертки по времени. Формула (1) – «объемный аналог» формулы (3.19) книги (Аки, Ричардс, 1983).

Предполагаем, что очаг является точечным по пространству и протяженным по времени, причем плотность m_{ij} имеет вид

$$m_{ij}(\mathbf{x}, t) = M_{ij} \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) f(t; \tau), \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad (2)$$

где $f(t; \tau)$ – временная функция источника (ВФИ); $\delta(\cdot)$ – 3х-мерная дельта-функция; $\mathbf{x}_0 = (x_0, y_0, h)$ – гипоцентр; M_{ij} – (симметричный) тензор сейсмического момента (ТСМ).

ВФИ – безразмерная нормированная функция:

$$f(t; \tau) = \begin{cases} 0, & \text{при } t < t_0 \\ 1, & \text{при } t > t_0 + \tau \end{cases}; \quad (t_0 - \text{время в очаге}).$$

Полагаем, что $\dot{f}(t; \tau) \equiv \frac{d}{dt} f(t; \tau)$ – плотность ВФИ – симметричный треугольник единичной площади, имеющий длительность τ и располагающийся на интервале $t_0 \leq t \leq t_0 + \tau$. Величину τ будем называть длительностью источника. Используется декартова система координат: центр O – в эпицентре, ось Ox направлена на север, ось Oy – на восток, ось Oz – вниз.

Тензор сейсмического момента $\mathbf{M} = (M_{ij})$ ($i, j = 1, 2, 3$) является симметричным: $M_{ji} = M_{ij}$. В нем содержится информация о механизме и скалярном сейсмическом моменте M_0 . Для того чтобы извлечь эту информацию \mathbf{M} приводят к главным осям, в которых он записывается так:

$$\mathbf{M} = M_1 \mathbf{e}_T \mathbf{e}_T^T + M_2 \mathbf{e}_N \mathbf{e}_N^T + M_3 \mathbf{e}_p \mathbf{e}_p^T \quad (3)$$

где $\mathbf{e}_T, \mathbf{e}_N, \mathbf{e}_p$ – главные оси – единичные векторы-столбцы, а M_1, M_2, M_3 – главные значения, упорядоченные по убыванию:

$$M_1 \geq M_2 \geq M_3; \quad (4)$$

верхний значок «Т» в формуле (3) обозначает операцию транспонирования.

Выражение (3) справедливо для любого симметричного тензора. Для двойного диполя без момента имеем

$$M_1 = M_0, M_2 = 0, M_3 = -M_0 \quad (5)$$

При этом в формуле (3) \mathbf{e}_T – ось растяжения, \mathbf{e}_p – ось сжатия, а \mathbf{e}_N – промежуточная ось механизма.

Заметим, что простейшим условием, используемым при инверсии в ТСМ, является условие нулевого следа, а именно

$$M_{11} + M_{22} + M_{33} = 0 \quad (6)$$

Из формулы (5) следует, что двойной диполь без момента удовлетворяет этому условию, так как сумма диагональных элементов (след) является инвариантом.

Для того чтобы в случае нулевого следа оценить скалярный сейсмический момент и механизм используют формулу

$$M_0 = \frac{|M_1| + |M_3|}{2} \quad (7)$$

А в качестве главных осей механизма используют главные оси ТСМ с нулевым следом. Такой механизм будет тем больше отвечать двойному диполю без момента, чем меньше будет величина

$$\eta \equiv \frac{3}{2} \frac{|M_2|}{M_0} * 100\%, \quad (8)$$

которая является мерой отклонения ТСМ от двойного диполя без момента. Величина $\eta = 0$ для двойного диполя без момента (то есть при $M_2 = 0$), и равна 100% при крайних значениях параметра M_2 : $M_2 = M_1$ и $M_2 = M_3$ (формула (4)).

Заметим, что в глобальном каталоге GCMT приведены решения для ТСМ с условием нулевого следа, и при сравнении следует иметь в виду, что наши решения получаются для ТСМ с условием двойного диполя без момента.

Далее полагаем, что координаты эпицентра известны из независимого источника, а неиз-

вестными подлежащими определению являются: ТСМ, глубина и длительность.

Синтетические сейсмограммы. Смещение (1) от источника с плотностью m_{ij} , заданной формулой (2) принимает вид

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{ij} \dot{f} * U_n^{ij}, \quad (9)$$

где $U_n^{ij} = \int_{-\infty}^t G_{ni,j}(\mathbf{x}, t') dt'$. Функции U_n^{ij} будем

называть функциями влияния компонент ТСМ на сейсмограмму. По смыслу они являются плотностями смещений (на единицу сейсмического момента, n -я компонента), которые возбуждаются в среде источником с ТСМ, имеющим единственную ненулевую компоненту с индексами ij . При этом величина этой компоненты равна 1 Н·м, а ВФИ является функцией Хевисайда (равна 0 при $t < 0$ и 1 при $t > 0$). Размерность функций влияния – 1/Н.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Хотя очаг сильного землетрясения является протяженным объектом, при изучении его характеристик в первом приближении используется модель точечного источника. Это оправдано при рассмотрении длин волн значительно больших геометрических размеров очага и временных периодов, существенно превышающих длительность процесса разрыва в очаге. На практике эти положения выполняются лишь приближенно.

Задача заключается в оценке глубины, длительности и компонент ТСМ точечного источника. Эти параметры определяются из сравнения реальных и рассчитанных сейсмограмм. При этом глубина и длительность подбираются путем перебора по сетке заданных пробных значений, а ТСМ находится в результате линейной или нелинейной инверсии. Инверсия линейная, если условия на компоненты линейны (нулевой след) и нелинейная в противном случае (двойной диполь без момента). Основой для постановки задачи инверсии наблюдений в параметры очага является формула (9), из которой получается нужная система уравнений.

Для того чтобы составить уравнения задачи инверсии нужно подготовить как реальные сейсмограммы, так и функции влияния.

Подготовка реальных сейсмограмм. Основной источник сейсмограмм – мировой центр данных IRIS DMC (www.iris.edu/dms/wilber.htm). Здесь же имеется информация о гипоцентре и времени в очаге землетрясения. Сейсмограммы скачиваются с указанного сайта в SEED формате и преобразуются в ASCII формат с помощью программы DIMAS (Дрознин, Дрознина, 2010).

Широкополосные сейсмограммы отбираются с соблюдением ограничения по расстоянию (< 3000-3500 км). Они должны иметь достаточную длительность (входит интервал от Р-волн до начальной части S-волн) и качество (достаточно высокое отношение сигнал/шум, отсутствие клиппирования). Подготовка сейсмограмм для инверсии включает: снятие вступления Р-волны; деконволюцию (восстановление истинных смещений грунта); определение эпицентрального расстояния, прямого и обратного азимутов; расчет радиальной и поперечной компонент; фильтрацию. Деконволюция производится во временной области (Kanamori, Rivera, 2008). Для полосовой фильтрации применяется фильтр Баттерворта 4 порядка (Хемминг, 1987). При необходимости проводится децимация с тем, чтобы сделать частоту дискретизации равной 1 отсчет в секунду. То есть привести к тому же шагу по времени, какой имеют функции влияния: 1 секунда. Кроме того, определяется временной интервал, который используется для решения задачи.

Выбор временного интервала для решения обратной задачи. Начало всегда в точке вступления Р-волны. Конец – в районе начала S-волны. В методе W-фазы (Kanamori, Rivera, 2008) конец – при вступлении S-волны. Это делается по причине возможных искажений, связанных с возможным сбоем в работе канала, обусловленных большими амплитудами (Kanamori, Rivera, 2008). Также возможно зашкаливание записей в группе максимальных амплитуд. Кроме того, сокращается время необходимое для накопления данных, что важно при оперативной обработке данных. В отличие от метода W-фазы мы расширяем интервал, включая начальный участок S-волн. Конкретно, выбор фрагментов реальных сейсмограмм осуществляется по правилу:

$$[t_p, t_p + \max(C \times \Delta, 160 \text{ с})], \quad (10)$$

где t_p – время вступления Р-волны; Δ – эпицентрального расстояния, измеренное в градусах, C – константа, численно равная 21 с/° (в методе W-фазы $C = 15$).

Это связано с тем, что при ограниченном (по эпицентральному расстоянию и азимуту) наборе сейсмограмм, который имеем мы, глубина точечного источника не определяется надежно – иногда появляется второй минимум на больших глубинах, который может быть глобальным. В отличие от метода W-фазы, который использует глобальные данные, мы ограничены региональными расстояниями (что, в частности, ухудшает азимутальное покрытие).

Подготовка функций влияния. Для сокращения времени счета функции влияния (в частотной области) были рассчитаны заранее и сохранены в виде отдельных файлов на каждую глубину и

эпицентрального расстояния в каталоге («библиотеке»). Для расчета использовали модель среды АК135 (Kennett et al., 1995) с 6 слоями, лежащими на полупространстве, дополненную значениями добротностей для Р- и S-волн, соответственно (табл. 1). Расчет функций влияния проводили по оригинальной программе, разработанной в Камчатском филиале ГС РАН (Павлов, 2009). Функции влияния с частотой дискретизации 1 Гц рассчитаны для диапазона глубин от 5 км до 700 км (с шагом 5 км в интервале 5-100 км; с шагом 10 км – в интервале 100-700 км), и в диапазоне эпицентральных расстояний от 100 км до 4000 км (с шагом 10 км). В библиотеке – функции влияния цилиндрических компонент ТСМ. Они зависят от глубины, расстояния и частоты, но не зависят от азимута.

Для заданной пробной глубины и эпицентрального расстояния текущей станции, определенного на этапе подготовки реальных сейсмограмм, из библиотеки выбирается ближайший по эпицентральному расстоянию набор функций влияния. При этом пробная глубина предварительно выбрана из набора, для которого подготовлена библиотека. Максимальная разница между реальным эпицентральному расстоянием и библиотечным составляет не более 5 км. Имея азимут из эпицентра на станцию, функции влияния приводятся к «декартовому» виду. Из базы извлекается также время вступления Р-волны. Производится фильтрация с тем же фильтром, с которым фильтруются реальные сейсмограммы.

Система уравнений для неизвестных компонент ТСМ. Предполагаем, что пробная глубина и пробная длительность точечного источника выбраны и зафиксированы. На основе формулы (9) составляются уравнения, образующие систему линейных уравнений для компонент ТСМ. При этом ТСМ превращается в «вектор» длины 6. Функции влияния сворачиваются с плотностью ВФИ, которая имеет выбранную пробную длительность.

Применим операцию фильтрации к формуле (9), а результат запишем в виде

$$\mathbf{g}(\mathbf{x}_i, k, t_j) \hat{\mathbf{M}} = b(\mathbf{x}_i, k, t_j), \quad (11)$$

где \mathbf{x}_i , ($i = 1, 2, \dots, N_s$), обозначает станцию, $k = r, \phi, z$ – компонента записи (радиальная, трансверсальная и вертикальная), t_j , ($j = 1, 2, \dots, N_t(\mathbf{x}_i, k)$) – временные отсчеты из интервала (10), $b(\mathbf{x}_i, k, t_j)$ – амплитуда смещения грунта после фильтрации. Вектор-столбец $\hat{\mathbf{M}} = (M_{11}, M_{12}, M_{13}, M_{22}, M_{23}, M_{33})^T$ составлен из компонент тензора M_{ij} , $\mathbf{g} = (F_{11}, F_{12} + F_{21}, F_{13} + F_{31}, F_{22}, F_{23} + F_{32}, F_{33})$ – вектор-строка, составленный из значений функций

Таблица 1. Модель среды, принятая в расчетах функций влияния

Интервал глубин, км	Плотность ρ , г/см ³	Скорость P -волн, км/с	Скорость S -волн, км/с
0-20	2.72	5.8	3.46
20-35	2.92	6.5	3.85
35-120	3.345	8.045	4.49
120-210	3.398	8.175	4.509
210-410	3.486	8.665	4.696
410-660	3.910	9.780	5.340
660- ∞	4.416	10.990	6.150

Примечание. В основе модели лежит модель АК135 (Kennett, 1995). Для учета поглощения были использованы значения добротности: $Q_p=600$, $Q_s=300$.

$$F_{ij} = \hat{f} * \tilde{U}_n^{ij} \text{ (значение } n \text{ фиксировано), (12)}$$

представляющих собой свертку фильтрованных функций влияния с плотностью ВФИ. Функции влияния совмещены с реальными сейсмограммами по времени вступления P -волн.

Запишем (11) в виде системы

$$\mathbf{G}\hat{\mathbf{M}} = \mathbf{B} \quad (13)$$

где \mathbf{G} – матрица $N \times 6$, а \mathbf{B} – вектор-столбец длины N ; N – общее число отсчетов.

Формула (13) является основой алгоритма. Это – система, которая решается при фиксированных глубине и длительности точечного источника. При этом на ТСМ могут накладываться те или иные условия. Ниже полагаем, что ТСМ – двойной диполь без момента. Глубина и длительность источника определяются перебором.

АЛГОРИТМ РАСЧЕТА ТСМ, ГЛУБИНЫ И ДЛИТЕЛЬНОСТИ ИСТОЧНИКА

Расчет ТСМ при фиксированных глубине и длительности. Приведем сначала решение для случая ТСМ с нулевым следом. Это решение используется при инверсии в двойной диполь без момента в качестве нулевого приближения.

Для ТСМ с нулевым следом имеем систему линейных уравнений

$$\mathbf{A}_0 \mathbf{X}_0 = \mathbf{B} \quad (14)$$

где вектор неизвестных имеет вид

$$\mathbf{X}_0 = (M_{11}, M_{12}, M_{13}, M_{22}, M_{23})^T, \text{ а матрица}$$

\mathbf{A}_0 состоит из строк

$$\mathbf{a} = (F_{11} - F_{33}, F_{12} + F_{21}, F_{13} + F_{31}, F_{22} - F_{33}, F_{23} + F_{32}).$$

Система (14) решается методом наименьших квадратов (МНК)

$$\mathbf{X}_0 = (\mathbf{A}_0^T \mathbf{A}_0)^{-1} \mathbf{A}_0^T \mathbf{B}. \quad (15)$$

Это решение дает матрицу ТСМ с нулевым следом

$$\mathbf{M}^{(0)} = \begin{pmatrix} X_{01} & X_{02} & X_{03} \\ X_{02} & X_{04} & X_{05} \\ X_{03} & X_{05} & -(X_{01} + X_{04}) \end{pmatrix} \quad (16)$$

где X_{0i} , ($i=1, 2, \dots, 5$) – компоненты вектора (15).

Для ТСМ в виде двойного диполя без момента выполняется представление, выраженное формулой (А5) Приложения. Подставим его в формулу (13) и получим систему относительно вектора $\mathbf{X} = (X_1, X_2)^T$

$$\mathbf{A}\mathbf{X} = \mathbf{B} \quad (17)$$

где $\mathbf{A} = (\mathbf{G}\hat{\mathbf{M}}_1, \mathbf{G}\hat{\mathbf{M}}_2)$ – матрица, состоящая из двух столбцов. Решаем эту систему методом наименьших квадратов, что соответствует минимизации целевой функции – относительной среднеквадратической невязки (ОСН):

$$\delta = (\mathbf{B} - \mathbf{A}\mathbf{X})^T (\mathbf{B} - \mathbf{A}\mathbf{X}) / \mathbf{B}^T \mathbf{B} \times 100\%. \quad (18)$$

МНК-решение системы (17) имеет вид:

$$\mathbf{X}(\phi, \theta) = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{B} \quad (19)$$

Из формулы (А6) Приложения сразу получаем оценку скалярного сейсмического момента M_0

$$M_0 = (X_1^2 + X_2^2)^{1/2} \quad (20)$$

Подставив выражение (19) в формулу (18), получим выражение для целевой функции в зависимости от углов ϕ, θ :

$$\delta(\phi, \theta) = (\mathbf{B} - \mathbf{A}\mathbf{X}(\phi, \theta))^T (\mathbf{B} - \mathbf{A}\mathbf{X}(\phi, \theta)) / \mathbf{B}^T \mathbf{B} \times 100\% \quad (21)$$

Целевая функция минимизируется с помощью метода Левенберга-Марквардта (Press et al., 1986). В качестве нулевого приближения для искомых углов принимаются соответствующие углы промежуточной оси решения (16) для ТСМ с нулевым следом.

По значениям углов ϕ^*, θ^* , доставляющих минимум целевой функции (21)

$$(\phi^*, \theta^*) = \arg \min_{(\phi, \theta)} \delta(\phi, \theta), \quad (22)$$

на основе формул (19), (А5) определяется первое приближение для тензора двойного диполя без момента:

$$\mathbf{M}^{(1)}(h, \tau) = \mathbf{M}_1 X_1(\phi^*, \theta^*) + \mathbf{M}_2 X_2(\phi^*, \theta^*). \quad (23)$$

Здесь явно указана зависимость от глубины источника h и длительности ВФИ τ .

Минимальное значение целевой функции

$$\delta^{(1)}(h, \tau) = \delta(\phi^*, \theta^*), \quad (24)$$

принимается за оценку качества полученного первого приближения.

Итерационное уточнение оценки ТСМ. Для тензора, определенного на предыдущей итерации, рассчитываются синтетические сейсмограммы (на первой итерации берется первое приближение $\mathbf{M}^{(1)}(h, \tau)$). Для каждой сейсмической станции производится сдвиг функций влияния относительно реальных сейсмограмм на величину, доставляющую максимум функции взаимной корреляции. Составляется и решается система уравнений вида (17), минимизируется функционал (21) и получается решение типа (23). В результате получаем очередное приближение $\mathbf{M}^{(i)}(h, \tau)$ для ТСМ и оценку качества полученного приближения – относительную среднеквадратическую невязку $\delta^{(i)}(h, \tau)$

Осуществляется переход к следующей итерации, или итерационный процесс завершается. Остановка итерационного процесса производится, когда ОСН стабилизируется или начинает расти. Производится выбор окончательной оценки $\mathbf{M}(h, \tau)$ по критерию минимума ОСН.

Перебор по глубинам h и длительностям τ . Задача одновременной оценки ТСМ, глубины источника h и длительности τ решается перебором по заданным парам (h, τ) , то есть сводится к задаче оценки ТСМ с известными h и τ .

Выбор наилучшего решения $(h^*, \tau^*, \mathbf{M}^*)$ производится по критерию минимума ОСН:

$$(h^*, \tau^*) = \arg \min_{(h, \tau)} \delta(\tau, h), \quad (25)$$

$$\mathbf{M}^* = \mathbf{M}(h^*, \tau^*). \quad (26)$$

При этом перебор организован так: для каждой глубины из принятого набора осуществляется перебор по длительностям, начиная с минимальной и далее с принятым постоянным шагом до максимальной.

Для каждой длительности находится ТСМ по формуле (23) (с последующим итерационным уточнением) и минимальная по итерациям невязка.

Далее находится минимальная по длительностям невязка при данной глубине и, соответствующие ей, значения ТСМ и длительности, затем – оптимальная глубина и оценки ТСМ и длительности при ней.

По скалярному сейсмическому моменту M_0 (формула (20)) производится расчет оценки моментной магнитуды M_w :

$$M_w = 2/3 \log_{10}(M_0 [\text{дин} \cdot \text{см}]) - 10.7. \quad (27)$$

ПРИМЕР РАСЧЕТА – ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ ТОХОКУ

В качестве примера применения алгоритма рассмотрим землетрясение Тохоку 11.03.2011 г., ($M_w = 9.1$) (Япония). Географические координаты эквивалентного точечного источника приняты по данным IRIS DMC (табл. 2).

Использованные сейсмические станции показаны на рис. 1. Полоса фильтра Баттворта 100-300 с; порядок фильтра – 4. На рис. 2 показана оценка глубины, а на рис. 3 – оценка длительности источника при оптимальной глубине. На рис. 2 также показан оптимальный механизм в сравнении с механизмом GСMT. Сравнительные оценки глубины, длительности и углов механизма приведены в табл. 3. На рис. 4 – сравнение реальных и расчетных волновых форм.

Полученная остаточная невязка (44%) может быть снижена до 32%, если уменьшить интервал подгонки (значение коэффициента C в формуле (10) снизить с 21 до 18) и повторить процедуру оценки параметров при значении глубины определенной ранее, то есть при $C = 21$. При этом улучшается согласие оценок ТСМ с определениями GСMT (www.globalcmt.org).

Таблица 2. Параметры землетрясения Тохоку

Дата (г/м/д)	Время (ч:м:с)	Широта (°)	Долгота (°)	Глубина (км)	M_w
2011/03/11	05:46:24.1	38.30	142.37	29	9.1

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработан и программно реализован алгоритм одновременной оценки тензора сейсмического момента, глубины и длительности плотности временной функции эквивалентного точечного источника для очага сильного землетрясения по широкополосным записям региональных сейсмических станций на расстояниях до 30° от эпицентра. В алгоритме используется часть сейсмограммы смещения от вступления Р-волн до начальной части S-волны, но не включающая участки интенсивной амплитуды. Полученные оценки согласуются с определениями глобального СМТ каталога.

Авторы выражают благодарность В.А. Рашидову, В.А. Широкову и Д.В. Чеброву за полезные замечания, а также В.Н. Чеброву за внимание к работе и поддержку.

АЛГОРИТМ РАСЧЕТА ТЕНЗОРА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА

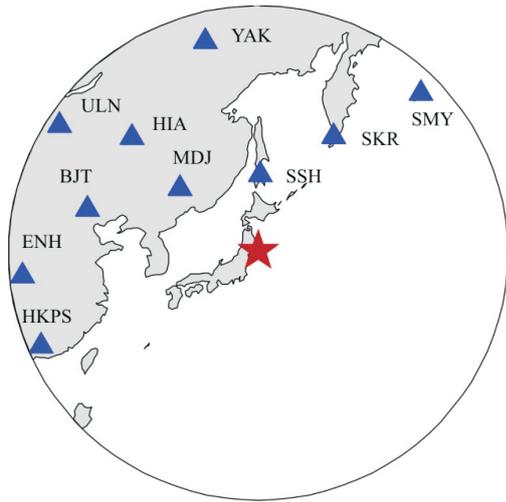


Рис. 1. Положение эпицентра землетрясения Тохоку 11.03.2011 г., $M_w = 9.1$ (звезда) и использованных сейсмических станций (треугольники).

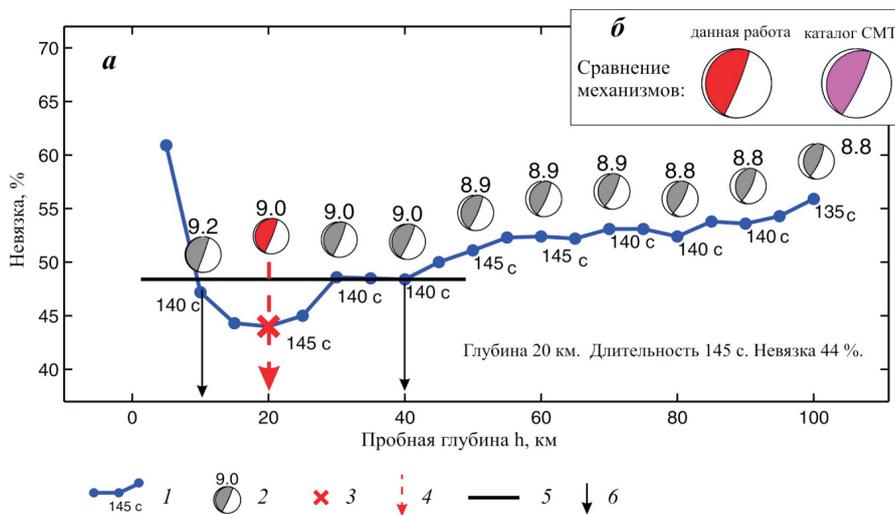


Рис. 2. Оценка оптимального значения глубины, длительности и моментной магнитуды (а), и оценки механизма очага (б) для землетрясения Тохоку 11.03.2011 г.: 1 – зависимость ОСН от пробной глубины h источника (указано значение длительности); 2 – механизм очага и оценка моментной магнитуды M_w ; 3 – минимум невязки; 4 – оптимальное значение глубины $h^* = 20$ км; 5 – линия на уровне 110% от минимума невязки; 6 – стрелки, определяющие интервальную оценку глубины: $10 \leq h \leq 40$ км. Диаграммы механизмов даны в стереографической проекции нижней полусферы.

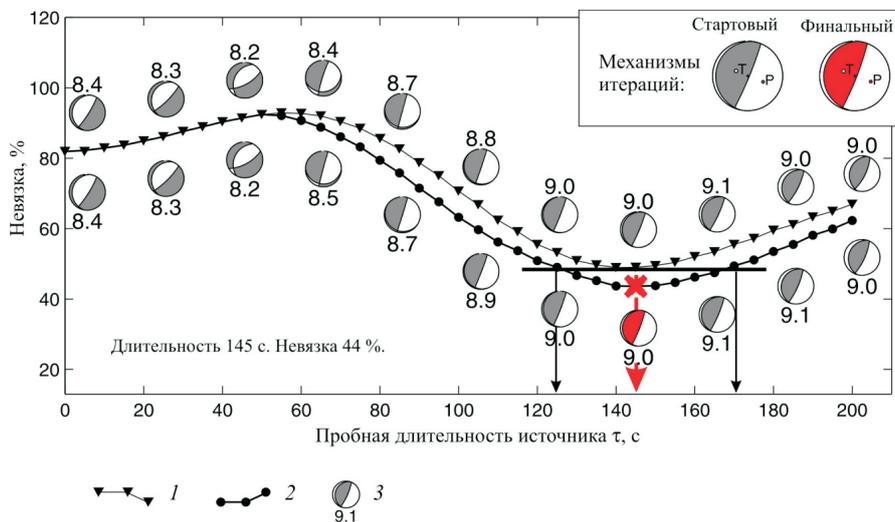


Рис. 3. Оптимальные оценки механизма очага, длительности и моментной магнитуды для землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. при оптимальной глубине $h^* = 20$ км.: 1 – зависимость ОСН от пробной длительности источника при первой итерации; 2 – то же для второй итерации; 3 – механизм очага и оценка моментной магнитуды M_w . Остальные обозначения см. на рис. 2. Интервальная оценка длительности источника: $125 \leq \tau \leq 170$ с.

Таблица 3. Оценки параметров очага землетрясения Тохоку 11.03.20011 г.

Вариант	M_w	h, км	τ , с	η , %	Механизм		
					ϕ , град	δ , град	λ , град
Данная работа	9.0	20	145	0	187/22	7/84	76/92
Каталог GСМТ	9.1	20	140	0	203/25	10/80	88/90

Примечание. η – мера отклонения от двойного диполя без момента (формула (8)); ϕ , δ – углы простирания и падения плоскости разрыва, λ – угол уклона вектора подвижки в плоскости разрыва (Аки, Ричардс, 1983); через слэш указаны значения для второго варианта плоскости разрыва и вектора подвижки.

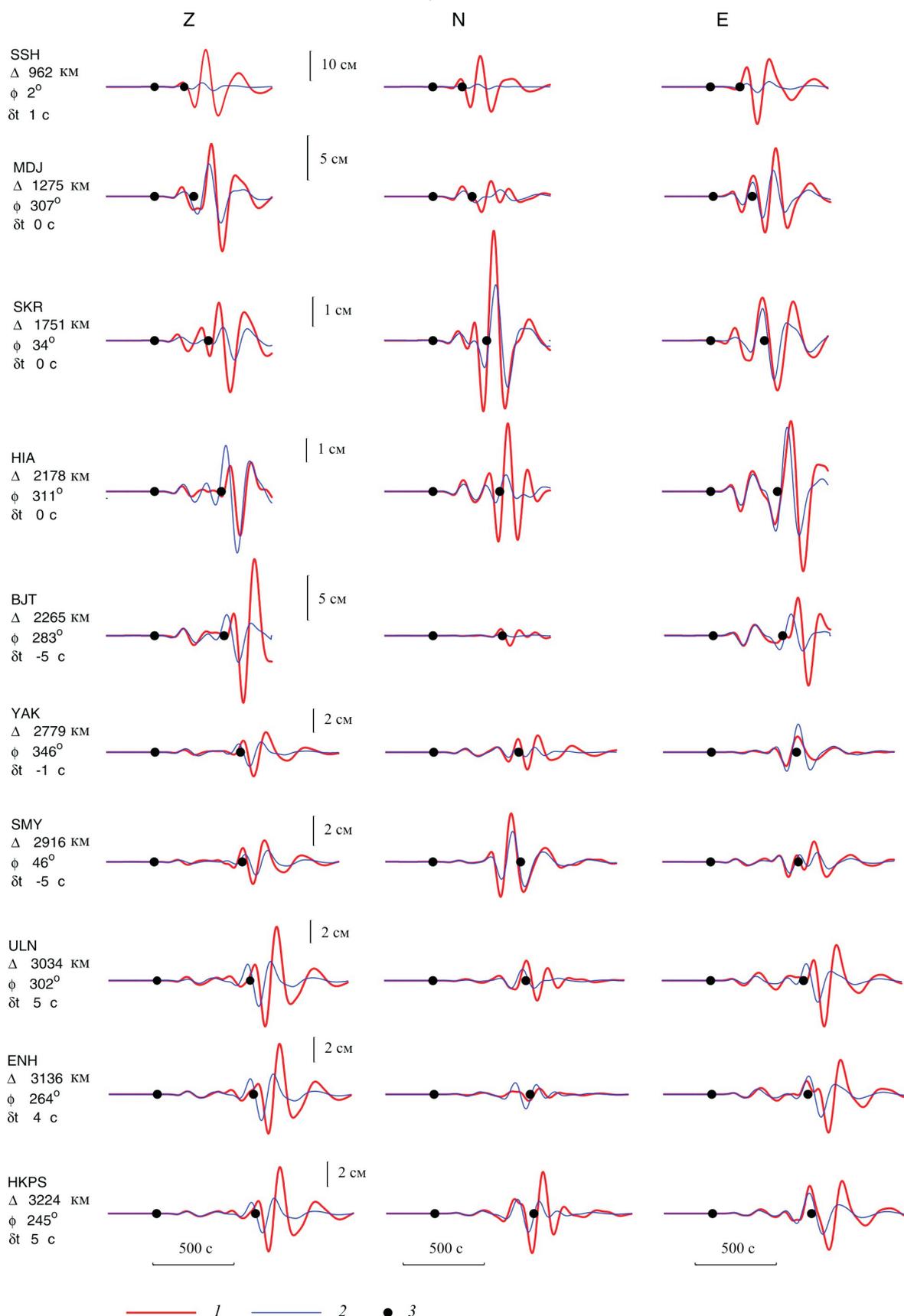


Рис. 4. Волновые формы: реальные (1) и синтетические (2), рассчитанные по оптимальному ТСМ, глубине (20 км) и длительности точечного источника (145 с). Отмечены интервалы подгонки (3). Допустимый сдвиг – 5 секунд. Компоненты: Z, N, E. Приведены коды станций, эпицентрального расстояния, азимут и временной сдвиг на станции.

Список литературы

Абубакиров И.Р., Павлов В.М. Алгоритм расчета тензора сейсмического момента для региональных землетрясений // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. Докл. науч. симпоз., 1-4 июня 2010, г. Хабаровск / Под ред. В.Г. Быкова, А.Н. Диденко. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2010а. С. 235-238.

Абубакиров И.Р., Павлов В.М. Алгоритм оценки тензора сейсмического момента сильных региональных землетрясений // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Второй региональной научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 11-17 октября 2009 г. / Отв. Ред. В.Н.Чебров – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010б. С. 106-110.

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Т.1. М: Мир, 1983. 520 с.

Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22-34.

Павлов В.М. Матричный импеданс в задаче расчета синтетических сейсмограмм в слоисто-однородной изотропной упругой среде // Физика Земли. 2009. № 10. С. 14-24.

Хемминг Р.В. Цифровые фильтры. М: Недра, 1987. 224 с.

Duputel Z., Rivera L., Kanamori H., Hayes G. W phase source inversion for moderate to large earthquakes (1990-2010) // Geophys. J. Int. 2012. V. 189. P. 1125-1147.

Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // JGR. 1981. V. 86. P. 2825-2852.

Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Phys. Earth Planet. Int. 2012. V. 200-201. P. 1-9.

Henry C., Woodhouse J.H., Das S. Stability of earthquake moment tensor inversions: effect of the double-couple constraint // Tectonophysics. 2002. V. 356. P. 115-124.

Kanamori H., Rivera L. Source inversion of W phase: speeding up seismic tsunami warning // Geophys. J. Int. 2008. V. 175. № 1. P. 222-238.

Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // Geophys. J. Int. 1995. V. 122. P. 108-124.

Press W.H., Flannery B.P., Teukolsky S.A., Vetterling W.T. Numerical recipes. Cambridge University Press, 1986. 823 p.

Приложение. Параметризация ТСМ типа «Двойной диполь без момента»

Пусть имеется тензор для произвольного двойного диполя без момента. Он характеризуется тем, что промежуточное главное значение равно нулю, а два других равны по модулю и отличаются знаком. Зададим ось, соответствующую нулевому главному значению, с помощью единичного вектора-столбца

$$\mathbf{e}_N = (\cos(\phi)\sin(\theta), \sin(\phi)\sin(\theta), \cos(\theta))^T, \quad (A1)$$

где угол ϕ ($0 \leq \phi \leq 2\pi$) – азимут,

а θ ($0 \leq \theta \leq \pi/2$) – угол с вертикалью. Начальное приближение для тензора двойного диполя запишем через главные оси с ортами $\mathbf{e}_T, \mathbf{e}_P$, соответствующие ненулевым главным значениям:

$$\mathbf{M} = M_0(\mathbf{e}_T\mathbf{e}_T^T - \mathbf{e}_P\mathbf{e}_P^T), \quad (A2)$$

где M_0 – скалярный сейсмический момент. В плоскости ортогональной промежуточной главной оси введем систему координат с ортами

$$\mathbf{e}_1 = (-\sin(\phi), \cos(\phi), 0)^T, \quad (A3)$$

$$\mathbf{e}_2 = (\cos(\phi)\cos(\theta), \sin(\phi)\cos(\theta), -\sin(\theta))^T$$

Орты $\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2$ выразим через $\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2$

$$\mathbf{e}_T = \cos(\lambda)\mathbf{e}_1 + \sin(\lambda)\mathbf{e}_2, \quad (A4)$$

$$\mathbf{e}_P = -\sin(\lambda)\mathbf{e}_1 + \cos(\lambda)\mathbf{e}_2,$$

где λ – угол между \mathbf{e}_T и \mathbf{e}_1 . После подстановки выражений (A4) в формулу (A2) получаем:

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}_1X_1 + \mathbf{M}_2X_2, \quad (A5)$$

где

$$X_1 = M_0 \cos(2\lambda), \quad X_2 = M_0 \sin(2\lambda), \quad (A6)$$

$$\mathbf{M}_2 = \mathbf{e}_1\mathbf{e}_2^T + \mathbf{e}_2\mathbf{e}_1^T, \quad (A7)$$

$$\mathbf{M}_1 = \mathbf{e}_1\mathbf{e}_2^T - \mathbf{e}_2\mathbf{e}_1^T$$

– базисные тензоры, отвечающие двойным диполям специального вида, зависящим от углов ϕ, θ . Формула (A5) означает, что множество двойных диполей без момента с общей промежуточной осью образует двумерное линейное пространство.

Формулы (A3)-(A7) однозначно представляют произвольный тензор двойного диполя без момента через углы ϕ ($0 \leq \phi \leq 2\pi$), θ ($0 \leq \theta \leq \pi/2$), λ ($0 \leq \lambda \leq \pi$) и скалярный сейсмический моменты M_0 .

ALGORITHM FOR CALCULATION OF SEISMIC MOMENT TENSOR OF STRONG EARTHQUAKES USING REGIONAL BROADBAND SEISMOGRAMS OF BODY WAVES

V.M. Pavlov, I.R. Abubakirov

Kamchatka Branch of the Geophysical Survey RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006

The article presents an algorithm for estimation of integral parameters of a strong earthquake focus ($M_w > 8$) using broadband seismograms of body waves recorded within the range of epicentral distances from 500 to 3500 km. Besides, depth, duration, and seismic moment tensor were determined and estimated by means of minimization of relative sum of squared residuals. The seismic moment tensor is assumed to be of a double couple type. The real and synthetic seismograms are filtered in the period band of 100-300 seconds using the Butterworth filter of the 4th order. The synthetic seismograms are calculated for a plane layered isotropic weakly absorbed half-space. The algorithm was applied to the Tohoku earthquake 11.03.2011, $M_w = 9.1$. The obtained estimations agree with those from the GCMT catalog.

Keywords: seismic moment tensor, inverse problem, algorithm.