

НОВЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ МАГНИТУДЫ M_{wp} УМЕРЕННЫХ И СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ ШИРОКОПОЛОСНЫМ СЕЙСМОГРАММАМ

Абубакиров И.Р., Павлов В.М., Федосеева Е.Н.

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, air@emsd.ru

Введение

В настоящее время решение о степени цунамигенности землетрясения в Российской системе предупреждения о цунами (СПЦ) принимается на основе магнитуды M_s , которая определяется по амплитуде поверхностных волн с периодом около 20 с. Известно, что магнитуда M_s начинает насыщаться в диапазоне значений около 8.3–8.5. Решить эту проблему позволяет шкала моментных магнитуд M_w .

Для быстрой оценки M_w в ряде зарубежных центров предупреждения о цунами [5] используется магнитуда M_{wp} [8, 9], которая определяется по сети станций путем интегрирования широкополосных записей смещений P -волн.

В условиях Дальневосточной сети станций использование стандартного метода не позволяет получить достаточно устойчивые оценки M_{wp} (расхождение с оценками M_w в некоторых случаях составляет более одной единицы магнитуды) [2].

Для повышения надежности оценок M_{wp} в данной работе предложен новый метод расчета, в основе которого лежит полосовая фильтрация истинного смещения грунта. С использованием этого метода получены оценки для 92 землетрясений Дальнего Востока с $M_w = 6.5 - 9.1$, произошедших в период с января 1994 г. по март 2013 г. в зоне ответственности Российской СПЦ. Для расчета M_{wp} использованы записи широкополосных велосиметров в диапазоне эпицентральных расстояний от 6 до 22 градусов.

Метод

Теоретическую основу для построения шкалы M_{wp} составляет представление для поля смещений P -волн в дальней зоне от точечного источника, размещенного в однородной среде, и удовлетворяющего условию двойного диполя без момента. Основываясь на этом представлении, Цубои [8] получил формулу для расчета скалярного сейсмического момента M_0 поверхностных землетрясений по записям u_z вертикальной компоненты смещений продольных волн:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\alpha^3r}{F^P} \max \left| \int u_z(x_r, t) dt \right|, \quad (1)$$

где r – эпицентральное расстояние, ρ и α – соответственно, средние значения плотности и скорости P -волн вдоль трассы распространения, F^P – диаграмма направленности излучения источника. При практических расчетах u_z определяется по записям широкополосных велосиграфов.

Стандартная процедура расчета M_{wp} по сети станций использует сегменты u_z длительностью 120 с, начиная с момента вступления P -волны, и состоит в следующем [5]. Сначала, для каждой из станций по формуле (1) вычисляются значения M_0 без учета диаграммы направленности F^P ; при этом величина $\max | \int u_z(x_r, t) dt |$ оценивается как *первый* большой пик абсолютных значений проинтегрированных записей смещений. Записи станций, для которых этот пик появляется после вступления S -волны, исключаются из обработки. Затем по скалярному сейсмическому моменту для отдельных станций производится расчет магнитуды M_{wp} с использованием стандартной формулы [4, 6]:

$$M_w = \frac{2}{3} (\log_{10} M_0 - 9.1), \quad (2)$$

где M_0 измеряется в Н·м. Далее, оценки M_{wp} по отдельным станциям усредняются, и к среднему значению M_{wp} вводится аддитивная поправка 0.2, компенсирующая эффекты диаграммы направленности [8]. Для получения окончательной оценки, используется магнитудно-зависимая поправка, предложенная в [10] и применяющаяся с апреля 2002 г., в обоих американских центрах предупреждения о цунами (WC/ATWC и PTWC) [5]:

$$M_{wp} = (M_{max} - 1.3)/0.843. \quad (3)$$

Для расчета M_{wp} в РТВС (Гавайи, США) используются записи широкополосных велосиметров STS-1 и KS5400, имеющих плоскую амплитудно-частотную характеристику (АЧХ) на периодах до 350 с. Это позволяет адекватно оценивать величину землетрясений с моментной магнитудой до 8.5 без использования процедуры деконволюции. Для службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России такой подход вряд ли оправдан, поскольку большинство опорных специализированных станций СПЦ оборудованы велосиметрами CMG-3ТВ, АЧХ которых начинает спадать на периодах около 100 с – значительно более коротких по сравнению с STS-1 и KS5400. Поэтому целесообразно включить в процедуру расчета магнитуды M_{wp} модуль деконволюции. Известно, однако, что для широкополосных записей слабых и умеренных землетрясений с низким отношением сигнал/шум, деконволюция может приводить к искусственному усилению уровня длиннопериодных помех, которые являются источником потенциальной неустойчивости в оценках M_{wp} . Для того чтобы обойти эту проблему, в данной работе предлагается новый метод оценки M_{wp} , опирающийся на обработку сигналов в нескольких частотных полосах. Конкретная реализация метода ориентирована на внедрение в СПЦ на Дальнем Востоке России. В этой реализации используются 5 частотных полос: 20-200 мГц (50-5 с), 13.3-33.3 мГц (75-30 с), 6.67-33.3 мГц (150-30 с), 2.5-33.3 мГц (400-30 с) и 1-33.3 мГц (1000-30 с). Подбор полос производился методом проб и ошибок.

В предлагаемом методе используются записи станций в диапазоне эпицентральных расстояний от 6° до 22° . Нижняя граница этого диапазона выбрана так, чтобы условие дальней зоны нарушалось не слишком грубо даже для сильных землетрясений. Выбор верхней границы продиктован необходимостью одновременно обеспечить достаточное число станций, приемлемую длительность анализируемого сигнала и выдачу оценки M_{wp} за время, не превышающее 7 мин от времени в очаге землетрясения. В дальнейшем, по мере увеличения плотности сети широкополосных опорных специализированных станций, верхняя граница диапазона эпицентральных расстояний может быть скорректирована в сторону уменьшения.

К обработке привлекаются фрагменты вертикальной компоненты широкополосных сейсмограмм. Длительность d фрагментов для отдельной станции определяется по правилу:

$$d = \min(120, (2000 - r)/\alpha + 120, t_s - t_p), \quad (4)$$

где t_p , t_s – времена вступлений P - и S -волн, соответственно, измеренные в секундах; r – эпицентральное расстояние, измеренное в км; α [км/с] – среднее значение скорости P -волн вдоль трассы распространения. При практических расчетах величина $t_s - t_p$ оценивается как r/v , где $v = 9.7$ км/с; значение α принято равным 7.9 км/с. Величина d , рассчитанная по формуле (4) для эпицентральных расстояний $r = 6^\circ - 22^\circ$, находится в диапазоне от 64 до 120 секунд.

Значение M_{wp} для каждой полосы частот рассчитывается с использованием процедуры, внедренной в РТВС, модифицированной в части, касающейся способов расчета скалярного сейсмического момента и усреднения станционных значений M_{wp} . Кроме того, исключена магнитудно-зависимая поправка (3), необходимость которой в предлагаемом методе отпадает.

Скалярный сейсмический момент $M_0(f_j)$ в фиксированной полосе частот с осевой частотой f_j рассчитывается по формуле:

$$M_0(f_j) = \max \left(\left| \int_{t_p}^{t_p+d} u_z(x_r, t|f_j) dt \right| \right) 4\pi\rho\alpha^3 r, \quad (5)$$

где d определяется формулой (4), $u_z(x_r, t|f_j)$ – профильтрованная запись вертикальной компоненты истинных смещений грунта, которая рассчитывается по исходной записи $v_z(x_r, t)$ широкополосного велосиметра путем последовательного применения следующих операций: коррекции нулевой линии, деконволюции, интегрирования и полосовой фильтрации. Деконволюция производится во временной области по алгоритму, разработанному в [7]. Для полосовой фильтрации применяется фильтр Баттерворта 4 порядка. В формуле (5) в данной работе принято значение $\rho = 3400$ кг/м³.

Средняя по сети станций оценка $M_{wp}(f_j)$ для фиксированной полосы частот рассчитывается по формуле:

$$M_{wp}(f_j) = \frac{\sum_{i=1}^{n_{sta}} w_i(f_j) M_{wp}^i(f_j)}{\sum_{i=1}^{n_{sta}} w_i(f_j)} + 0.2, \quad (6)$$

где n_{sta} – число станций, $M_{wp}^i(f_j)$ – индивидуальная стационарная оценка, $w_i(f_j)$ – веса, представляющие собой оценку отношения сигнал/шум:

$$w_i(f_j) = \frac{\max\left(\left|\int_{t_p}^{t_p+d} u_z(x_{r_i}, t|f_j) dt\right|\right)}{\max\left(\left|\int_{t_p-d}^{t_p} u_z(x_{r_i}, t|f_j) dt\right|\right)}. \quad (7)$$

Финальная оценка M_{wp} выбирается из набора $M_{wp}(f_j)$ по следующему правилу. Если оценка M_{wp} для первой полосы частот не превосходит заранее установленного для этой полосы порогового уровня, эта оценка принимается в качестве финальной. В противном случае, переходим к следующей полосе частот и повторяем процедуру выбора до тех пор, пока не получим финальную оценку M_{wp} в частотных полосах со второй по четвертую. Если эта процедура не увенчалась успехом, в качестве финальной принимается оценка M_{wp} для пятой, самой низкочастотной полосы. Принятые пороговые уровни для каждой из 4 частотных полос приведены в таблице 1. Они подобраны эмпирическим путем так, чтобы минимизировать невязку $M_{wp} - M_w$, где M_w – оценка из глобального каталога СМТ.

Таблица 1. Пороговые уровни магнитуд для набора частотных полос

№ полосы частот	Диапазон частот, мГц (периодов, с).	Пороговый уровень магнитуды
1	20-200 (50-5)	6.7
2	13.3-33.3 (75-30)	7.05
3	6.67-33.3 (150-30)	7.35
4	2.5-33.3 (400-30)	7.95

Проверка эффективности применения метода

Для проверки эффективности метода были отобраны умеренные и сильные землетрясения Дальнего Востока с $M_w \geq 6.5$, произошедшие в период с января 1994 г. по март 2013 г. в зоне ответственности Российской СПЦ (см. рис. 1). Максимальную магнитуду $M_w = 9.1$ в полученной выборке имеет землетрясение Тохоку, произошедшее у берегов Японии 11.03.2011 г. В качестве источника M_w использован глобальный каталог СМТ (GCMT, <http://www.globalcmt.org>), известный до 2006 г. как Гарвардский каталог СМТ [3]. Параметры гипоцентра выбирались из каталога PDE NEIC (<http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>). Всего было отобрано 92 события в интервале глубин h от 0 до 633 км. Из них 77 являются поверхностными ($h \leq 70$ км), 9 – промежуточными ($70 \text{ км} < h \leq 300$ км) и 6 – глубокими ($h > 300$ км).

Сейсмограммы (в формате SEED) были получены из двух источников – мирового центра данных IRIS DMC (www.iris.edu/dms/wilber.htm) и базы данных Камчатского филиала ГС РАН. Для последующей обработки сейсмограммы конвертировались в формат ASCII с помощью программы DIMAS [1].

Для каждого землетрясения использовались записи не более 5 ближайших к эпицентру сейсмических станций, расположенных в диапазоне эпицентральных расстояний от 6° до 22° и оборудованных широкополосными велосиметрами STS-1, STS-2 или CMG-3TB. Число станций, использованных для оценки M_{wp} , по отдельным событиям варьирует от 1 до 5. Карта-схема с положением эпицентров обработанных землетрясений и сейсмических станций приведена на рис. 1.

На рис. 2а представлен график разброса полученных оценок M_{wp} относительно значений M_w из глобального каталога СМТ. На рис. 2б показана зависимость невязки $M_{wp} - M_w$ от величины M_w , а на рис. 2в–2г – от глубины гипоцентра и азимутального просвета (наибольшего открытого азимута между станциями), соответственно. В таблице 2 для трех интервалов глубин приведены параметры распределения невязки: среднее значение, стандартное отклонение и максимальное абсолютное значение.

Рисунок 2 и таблица 2 демонстрируют наличие хорошей корреляции между M_{wp} и M_w для поверхностных землетрясений с глубиной гипоцентра до 70 км, и подтверждают отсутствие необходимости введения магнитудно-зависимой поправки (3) в этом интервале глубин.

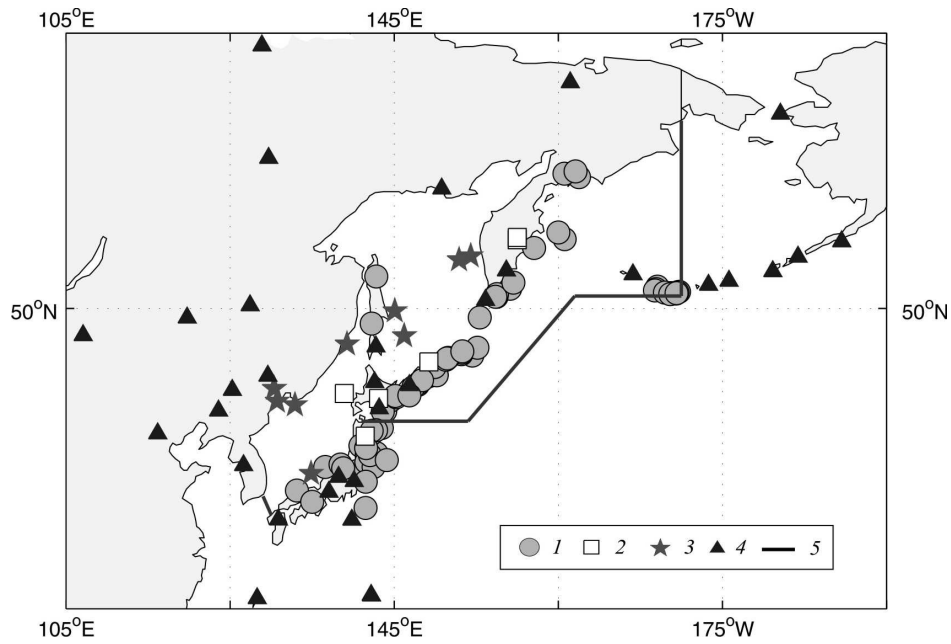


Рис. 1 Положение эпицентров обработанных землетрясений и сейсмических станций. 1–3 эпицентры землетрясений с глубиной $h \leq 70$ км (1), $71 \text{ км} \leq h \leq 300$ км (2) и $h > 300$ км (3), 4 – сейсмические станции, 5 – граница зоны ответственности СПЦ.

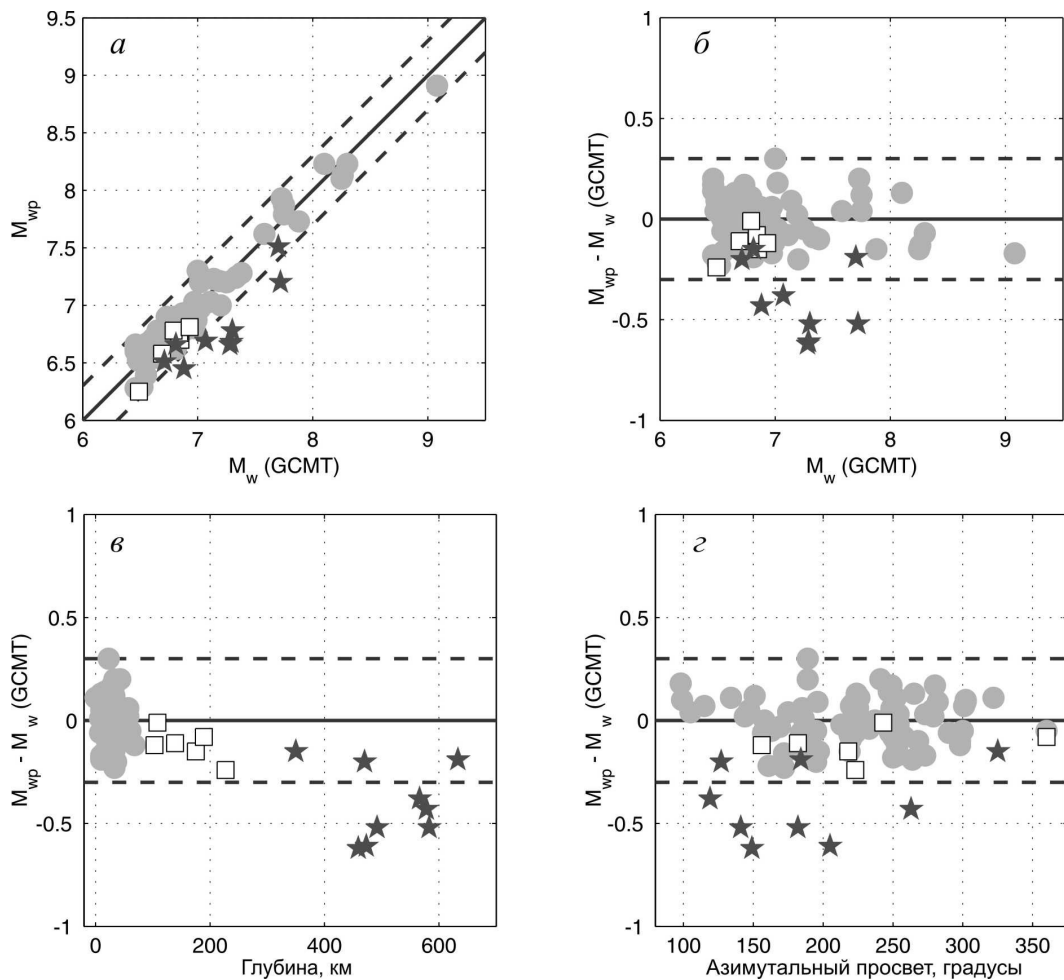


Рис. 2. Magnitude M_{wp} , как функция моментной магнитуды M_w из глобального каталога СМТ (а) и невязка $M_{wp} - M_w$, как функция M_w (б), глубины гипоцентра (в) и азимутального просвета (з). Штриховые линии – отклонения на ± 0.3 единицы магнитуды от идеального тренда (сплошная линия). Обозначения для значков те же, что и на рис. 1.

Абсолютное значение невязки $M_{wpr} - M_w$ для поверхностных землетрясений не превосходит 0.3, а в 74 случаях из 77 не превышает 0.2 единиц магнитуды. Для землетрясений с промежуточной глубиной очага (71–300 км) наблюдается незначительная систематическая недооценка M_w порядка 0.1, которая становится более яркой при дальнейшем увеличении глубины гипоцентра.

Таблица 2. Параметры распределения невязки магнитуд $M_{wpr} - M_w$ для 3 интервалов глубин гипоцентров

Интервал глубин, км	Среднее значение	Стандартное отклонение	Максимальное абсолютное значение
0-70	-0.001	0.11	0.30
71-300	-0.12	0.08	0.24
300-700	-0.40	0.18	0.62

Заключение

Мы продемонстрировали, что разработанный метод позволяет получить надежные оценки магнитуды M_{wpr} умеренных и сильных ($M_w \geq 6.5$) дальневосточных землетрясений с глубиной гипоцентра до 300 км по широкополосным сейсмограммам не более чем 5 станций в диапазоне эпицентральных расстояний от 6 до 22 градусов. Максимальное расхождение полученных оценок с оценками M_w из глобального каталога CMT для *поверхностных* толчков не превышает 0.3 единиц магнитуды. При этом среднее значение невязки $M_{wpr} - M_w$ составляет 0.001, среднеквадратическое отклонение – 0.11. Для землетрясений с *промежуточной* глубиной очага наблюдается незначительная систематическая недооценка M_w порядка 0.1. Для *глубоких* землетрясений систематическая недооценка M_w может достигать 0.6 единиц магнитуды. Для целей предупреждения о цунами такая недооценка является скорее преимуществом, чем недостатком, поскольку глубокие толчки не возбуждают опасных цунами, и, следовательно, недооценка магнитуд таких событий приводит к снижению вероятности выдачи ложных тревог.

Наиболее неожиданным результатом является отсутствие сколько-нибудь ясно выраженной тенденции к росту невязки $M_{wpr} - M_w$ с увеличением азимутального просвета.

Чтобы подготовить разработанный метод к внедрению в оперативную обработку для целей предупреждения о цунами, необходимо проверить его устойчивость к конкретному набору станций, к ошибкам в определении координат эпицентра, типичным для условий работы СПЦ в оперативном режиме, а также расширить область применимости в сторону более низких магнитуд порядка 5.0–5.5.

Список литературы

1. Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.
2. Чебров Д.В., Гусев А.А. Автоматическое определение параметров цунамигенных землетрясений на Дальнем Востоке России в режиме реального времени: алгоритмы и программное обеспечение // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 35–57.
3. Ekström G., Nettles M., Dziewoński A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2012. V. 200-201. P. 1–9.
4. Hanks T.C., Kanamori H. A moment magnitude scale // Journal of Geophysical Research. 1979. V. 84. №. B5. P. 2348–2350.
5. Hirshorn B., Weinstein S., Tsuboi S. On the application of M_{wp} in the near field and the March 11, 2011 Tohoku earthquake // Pure and Applied Geophysics. 2013. V. 170. № 6–8. P. 975–991.
6. Kanamori H. The energy release in great earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1977. V. 82. №. 20. P. 2981–2987.
7. Kanamori H., Rivera L. Source inversion of W phase: speeding up seismic tsunami warning // Geophys. J. Int. 2008. V. 175. № 1. P. 222–238.
8. Tsuboi S., Abe K., Takano K., Yamanaka Y. Rapid determination of M_w from broadband P waveforms, Bull. Seismol. Soc. Am. 1995. V. 85, P. 606–613.
9. Tsuboi S., Whitmore P.M., Sokolowski T.J. Application of M_{wp} to deep and teleseismic earthquakes, Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 1345–1351, 1999.
10. Whitmore P. M. et al. Magnitude-dependent correction for M_{wp} // Science of Tsunami Hazards. 2002. V. 20. № 4. P. 187–192.