

УЛУЧШЕННАЯ ОЦЕНКА МАГНИТУДЫ M_{wp} УМЕРЕННЫХ И СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

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 амплитудам поверхностных волн с периодом около 20 секунд. Известно, что M_s в диапазоне значений около 8.3–8.5 начинает «насыщаться», или, другими словами, начинает систематически занижать величину землетрясений. Решить эту проблему позволяет использование шкалы моментных магнитуд M_w [5].

Традиционный способ расчета M_w , основанный на инверсии тензора сейсмического момента, требует серьезных затрат времени. Поэтому для быстрой оценки M_w в ряде зарубежных центров предупреждения о цунами [6] используют магнитуду M_{wp} , которая определяется по сети станций путем интегрирования широкополосных записей смещений продольных волн в дальней зоне.

Стандартная методика определения M_{wp} по записям региональных станций, разработанная в [10, 11], не позволяет получить достаточно устойчивые оценки в условиях Дальневосточной сети наблюдений – расхождение с M_w в некоторых случаях может достигать более одной единицы магнитуды [3]. Для повышения устойчивости этих оценок в [1] предложена следующая схема расчета. Сначала вычисляются значения M_{wp} в нескольких частотных полосах, а затем, из полученного набора «спектральных» магнитуд выбирается окончательная оценка. Процедура выбора окончательной оценки опирается на пороговые уровни магнитуд, заданные для каждой из частотных полос. Оказалось, что качество результатов, полученных с использованием предложенной расчетной схемы, существенно зависит от глубины гипоцентра h , а именно, для землетрясений с $h > 70$ км наблюдается систематическое занижение величины M_{wp} относительно значений M_w из глобального каталога СМТ (GCMT) [4].

Для улучшения качества магнитудных оценок в данной работе предложена модификация расчетной схемы, ранее опробованной в [1]. В модифицированном варианте используются три разных набора частотных полос и пороговых уровней магнитуд (см. рис. 1), специально подобранных для поверхностных ($h \leq 70$ км), промежуточных ($70 \text{ км} < h \leq 300$ км) и глубоких ($h > 300$ км) землетрясений так, чтобы минимизировать расхождение в оценках M_{wp} и M_w для событий из этих интервалов глубин. Использование подобного подхода потребовало предварительной оценки глубины гипоцентра, поскольку в данной работе, как и в [1], предполагается, что заранее известны лишь время в очаге землетрясения и положение эпицентра. Неизвестную фокальную глубину определяли путем минимизации расхождений между фактическими и теоретическими значениями времен пробега продольных волн, используя алгоритм поиска по сетке. Теоретические времена пробега рассчитывали для сферически-симметричной модели Земли IASP91 [8].

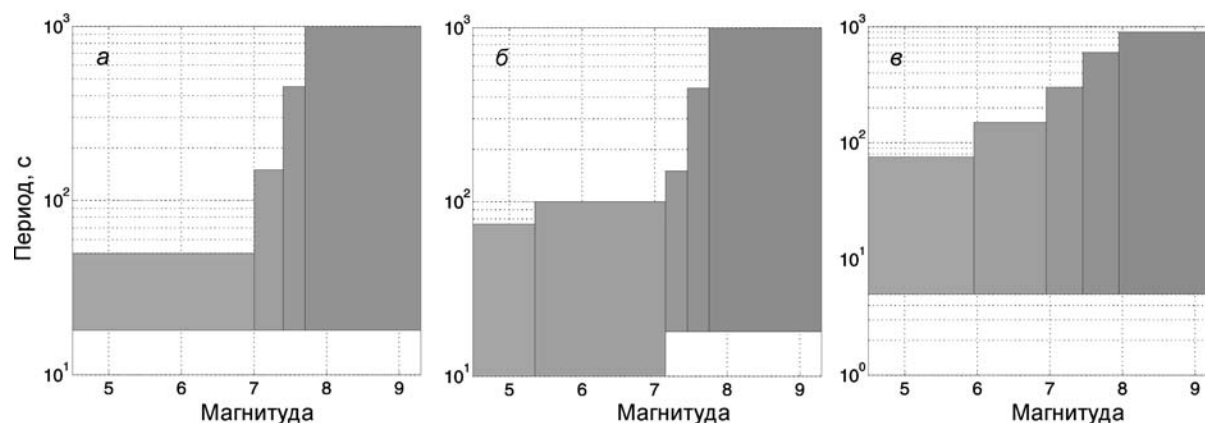


Рис. 1. Варианты частотных полос и пороговых уровней магнитуд, позволяющие обеспечить приемлемое согласие оценок M_{wp} с величиной M_w из глобального каталога СМТ для трех интервалов глубин гипоцентров h : а – $h \leq 70$ км, б – $70 \text{ км} < h \leq 300$ км, в – $h > 300$ км. Для удобства представления вместо оси частот на графиках использована ось периодов. Масштаб по этой оси – логарифмический.

Модифицированная схема расчета магнитуды M_{wp}

Модифицированная схема расчета M_{wp} состоит из следующих основных шагов:

1. Снятие времен t_p вступлений продольных волн на отдельных станциях.
2. Оценка глубины гипоцентра h_p по временам пробега P -волн в предположении, что положение эпицентра и время в очаге землетрясения известны из независимых определений.
3. Определение теоретических времен пробега S -волн на отдельных станциях и выделение фрагментов сейсмограмм между вступлениями P - и S -волн для оценки M_{wp} . Длительность фрагментов τ_m ограничивается так, чтобы абсолютное время правой границы не превышало пяти с половиной минут от времени t_0 в очаге землетрясения. Это позволяет уложиться во временные нормативы, действующие в СПЦ, и получить оценку M_{wp} за время, не превышающее 7 минут от t_0 .
4. Оценка значений скалярного сейсмического момента M_{0p} для отдельных станций и частотных полос путем интегрирования выделенных фрагментов P -волн. Величину M_{0p} для станции с номером i в фиксированной полосе частот с осевой частотой f_j рассчитывали по формуле:

$$M_{0p}^i(f_j) = \max_{0 \leq \tau \leq \tau_m} \left(\left| \int_{t_p}^{t_p+\tau} u_z^i(\mathbf{x}_r, t|f_j) dt \right| \right) 4\pi\rho\alpha^3 r, \quad (1)$$

где r – гипоцентральное расстояние, ρ и α – соответственно, средние значения плотности и скорости P -волн вдоль трассы источник-приемник, $u_z^i(\mathbf{x}_r, t|f_j)$ – профильтрованная запись вертикальной компоненты истинных смещений грунта, которая рассчитывается по исходной записи $v_z^i(\mathbf{x}_r, t)$ широкополосного велосиметра путем последовательного применения следующих операций: деконволюции, полосовой фильтрации и интегрирования. Величину r оценивали, используя однородную сферически-симметричную модель Земли: $r = \left(R^2 + (R - h_p)^2 + 2R(R - h_p) \cos \Delta \right)^{1/2}$, где $R = 6371$ км – радиус Земли, Δ – эпицентрального расстояние. Значение ρ принято равным 3400 кг/м³, $\alpha = r/t_p^{theo}$, где t_p^{theo} – теоретическое время пробега P -волны по модели IASP91 (использование теоретических времен пробега позволяет обеспечить устойчивость оценок α в случае возможных ошибок привязки данных к шкале абсолютного времени). Деконволюцию проводили во временной области [7]. Для полосовой фильтрации применяли фильтр Баттерворта 4 порядка.

5. Расчет усредненных по сети станций значений магнитуды M_{wp} для набора частотных полос. Величину M_{wp} в фиксированной полосе частот рассчитывали по формуле:

$$M_{wp}(f_j) = \frac{\sum_{i=1}^{n_{sta}} w_i(f_j) M_{wp}^i(f_j)}{\sum_{i=1}^{n_{sta}} w_i(f_j)} + \frac{1}{3} \log_{10}(15/4), \quad (2)$$

где n_{sta} – число станций, $w_i(f_j)$ – веса, представляющие собой оценку отношения сигнал/шум:

$$w_i(f_j) = \frac{\max \left(\left| \int_{t_p}^{t_p+\tau} u_z(\mathbf{x}_{r_i}, t|f_j) dt \right| \right)}{\max \left(\left| \int_{t_p-\tau}^{t_p} u_z(\mathbf{x}_{r_i}, t|f_j) dt \right| \right)}, \quad (3)$$

$M_{wp}^i(f_j)$ – стационарные оценки магнитуды, вычисленные по стандартной формуле [5]:

$$M_{wp}^i(f_j) = \frac{2}{3} (\log_{10} M_{0p}^i(f_j) - 9.1), \quad (4)$$

где $M_{0p}^i(f_j)$ измеряется в единицах Н·м. Аддитивная добавка $\frac{1}{3} \log_{10}(15/4) \approx 0.19$ в формуле (2) компенсирует эффекты диаграммы направленности излучения P -волн (см., например, [10]).

6. Выбор финальной оценки M_{wp} из набора «спектральных» магнитуд $M_{wp}(f_j)$, упорядоченных по убыванию осевой частоты f_j . Выбор финальной оценки осуществляется в соответствии со следующим, эмпирически установленным, правилом. Если «спектральная» магнитуда $M_{wp}(f_1)$ в первой, самой высокочастотной, полосе не превосходит установленного для этой полосы порогового уровня $M_{max}(f_1)$, задаем $M_{wp} = M_{wp}(f_1)$. В противном случае, приступаем к обработке второй полосы частот. Если в этой полосе выполнено условие $M_{max}(f_1) < M_{wp}(f_2) \leq M_{max}(f_2)$, полагаем $M_{wp} = M_{wp}(f_2)$. Если справедливо неравенство $M_{wp}(f_2) \leq M_{max}(f_1)$, в качестве финальной оценки принимаем величину $M_{wp} = (M_{wp}(f_1) + M_{wp}(f_2))/2$. Если же верно соотношение $M_{wp}(f_2) > M_{max}(f_2)$, переходим к следующей полосе. В последней полосе оценка M_{wp} принимается без всяких условий.

Проверка эффективности модифицированной расчетной схемы

Для проверки эффективности модифицированной расчетной схемы отбирались землетрясения с $M_w \geq 5.0$, произошедшие в период с января 1994 г. по март 2013 г., и локализованные в двух географических прямоугольниках. Один из прямоугольников ограничен параллелями 34° и 41° с.ш. и меридианами 128° и 144° в.д., другой – диапазоном северных широт 41° - 65° и интервалом восточных долгот 128° - 180° . Вместе эти два прямоугольника приблизительно охватывают зону ответственности Российской СПЦ. В полученную выборку дополнительно включили глубокое Охотоморское землетрясение 24 мая 2013 г., $M_w = 8.3$. В качестве источника M_w при формировании выборки использовали глобальный каталог CMT (<http://www.globalcmt.org>). Положение эпицентра и время в очаге землетрясения выбирали из каталога PDE NEIC (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>). Глубина гипоцентра из этого каталога (h_{PDE}) использовалась в качестве реперной.

Для расчета M_{wp} использовали материалы регистрации шести сейсмических сетей: глобальной сейсмической сети GSN; французской GEOSCOPE; японской F-net; сейсмической сети Японского метеорологического агентства (Japan Meteorological Agency Seismic Network); региональной сети Аляски (Alaska Regional Network) и Национальной сейсмической сети Китая (China National Seismic Network). Кроме того, использовали записи опорных станций Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России и Центра предупреждения о цунами Западного побережья США и Аляски (West Coast & Alaska Tsunami Warning Center).

Сейсмограммы в формате SEED получали из трех основных источников – из мирового центра данных IRIS DMC, Национального исследовательского института наук о Земле и предотвращения стихийных бедствий (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Цукуба, Япония) и цифрового архива Камчатского филиала Геофизической службы РАН. Для последующей обработки сейсмограммы конвертировались в формат ASCII с помощью программы DIMAS [2].

К обработке привлекались записи вертикальной компоненты широкополосных велосметров с низкочастотным изломом передаточной функции по скорости на периодах не менее 100 с. Это позволяет восстановить длиннопериодные истинные смещения грунта с высоким отношением сигнал/шум. Использовали записи станций, расположенных в диапазоне эпицентральных расстояний от 5° 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 приемлемую длительность анализируемого сигнала, достаточное число станций и выполнение действующего в СПЦ временного регламента. События, зарегистрированные менее чем тремя станциями, исключались из обработки. Число использованных станций для отдельных землетрясений варьирует от 3 до 29. Всего, удалось обработать 3840 записей на 185 станциях и получить оценки M_{wp} и h_p для 461 землетрясения, из которых 360 являются поверхностными, 60 – промежуточными, 41 – глубокими. Положение использованных станций и эпицентров обработанных землетрясений показано на рис. 2.

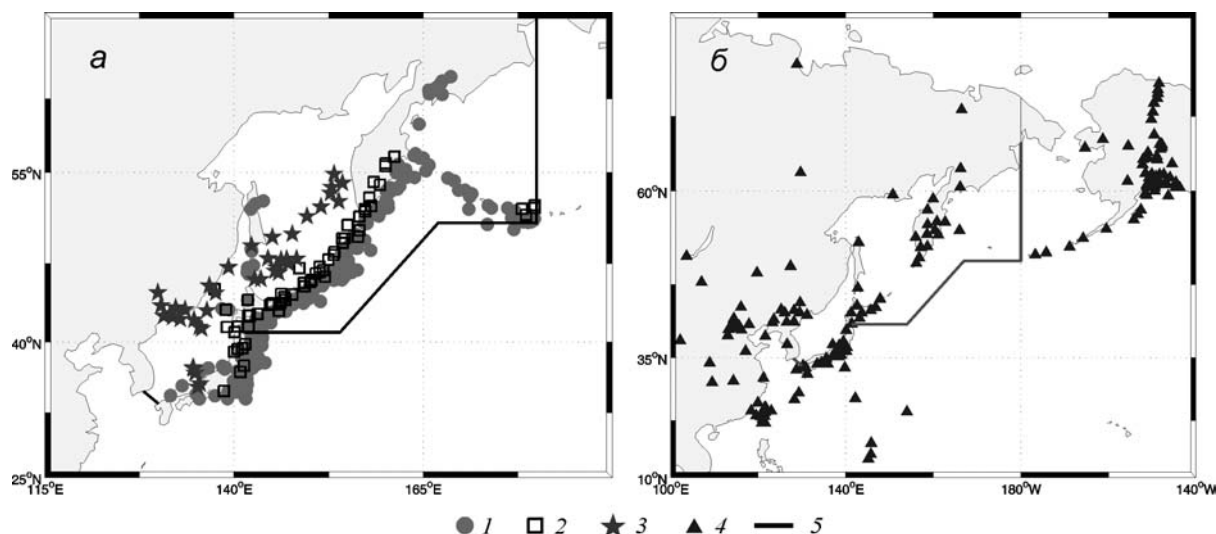


Рис. 2. Положение эпицентров обработанных землетрясений по данным каталога PDE NEIC (а) и сейсмических станций, записи которых использованы для расчета M_{wp} (б).

1, 2, 3 – эпицентры землетрясений для трех диапазонов глубин h_{PDE} из каталога PDE: 1 – $h_{PDE} \leq 70$ км, 2 – $70 \text{ км} < h_{PDE} \leq 300$ км, 3 – $h_{PDE} > 300$ км, 4 – сейсмические станции, 5 – граница зоны ответственности СПЦ.

Качество полученных оценок иллюстрируют рисунки 3, 4 и таблица 1.

На рис. 3 представлен график разброса значений M_{wp} относительно определений M_w из глобального каталога CMT, а на рис. 3б – зависимость полученных оценок h_p от глубины гипоцентра h_{PDE} из каталога PDE NEIC.

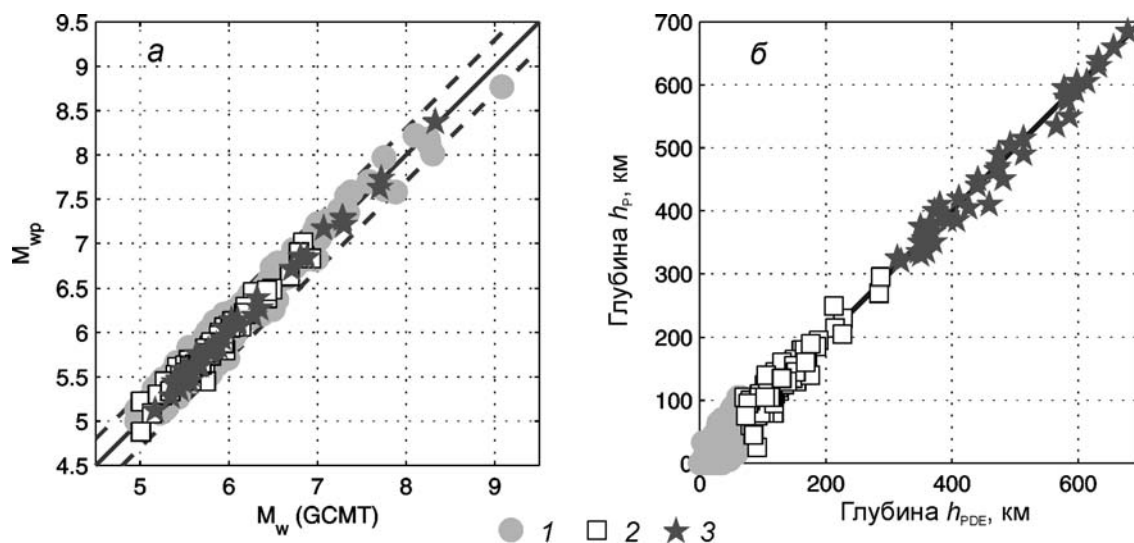


Рис. 3. Сравнение полученных оценок M_{wp} и h_p с независимыми определениями моментной магнитуды и фокальной глубины: *a* – M_{wp} как функция моментной магнитуды M_w из глобального каталога CMT, *б* – h_p как функция фокальной глубины h_{PDE} из каталога PDE NEIC.

1, 2, 3 – оценки для трех интервалов глубин h_{PDE} : 1 – $h_{PDE} \leq 70$ км, 2 – $70 \text{ км} < h_{PDE} \leq 300$ км, 3 – $h_{PDE} > 300$ км. Сплошные линии на графиках *a* и *б* – линии $M_{wp} = M_w$ и $h_p = h_{PDE}$, описывающие случаи точного совпадения двух типов оценок. Штриховые линии на рис. 3а – линии $M_{wp} = M_w \pm 0.3$.

На рис. 4а приведен график невязки $\delta M_w = M_{wp} - M_w$ как функции M_w , а на рис. 4б, 4в показаны зависимости δM_w от глубины h_{PDE} и от азимутального просвета, соответственно. Из графиков 4а–4в видно, что невязки не имеют систематического характера по отношению к рассмотренным параметрам.

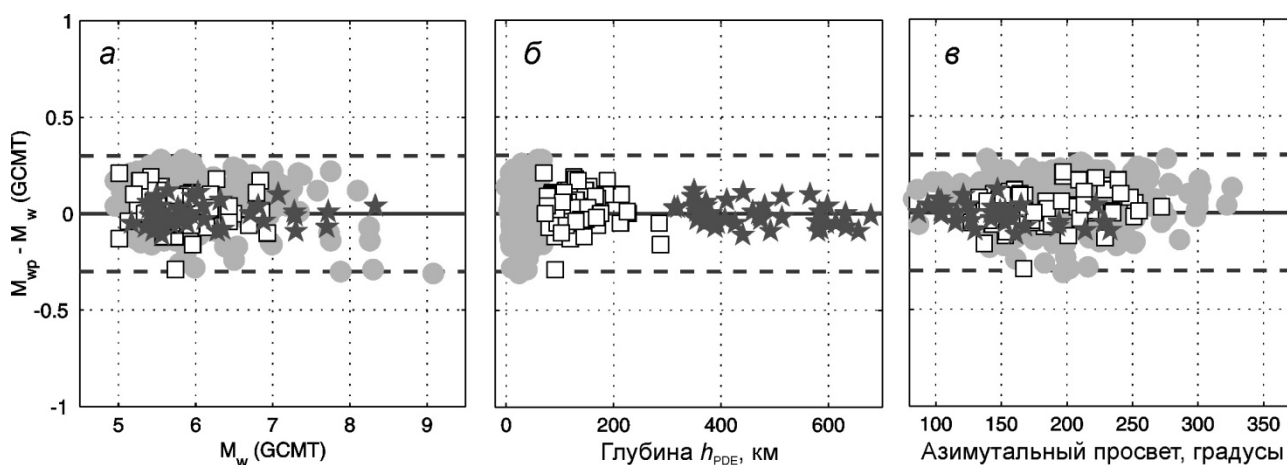


Рис. 4. Варианты зависимости невязки $\delta M_w = M_{wp} - M_w$ от параметров очага и конфигурации станций: *a* – δM_w как функция M_w из глобального каталога CMT; *б* – как функция фокальной глубины h_{PDE} из каталога PDE NEIC; *в* – как функция азимутального просвета – наибольшего угла между соседними по направлению сейсмическими станциями. Обозначения те же, что и на рис. 3.

Рис. 3 и 4 демонстрируют наличие устойчивой корреляции между парами величин M_{wp} , M_w и h_p , h_{PDE} , а также отсутствие существенного систематического смещения полученных оценок M_{wp} и h_p в диапазоне глубин от 0 км до 700 км. Заметное занижение оценок M_{wp} относительно M_w наблюдается лишь для поверхностных землетрясений с магнитудой $M_w > 8.0$ (см. рис. 3а, 4а). Такое занижение не является неожиданным, поскольку в случае крупных субдукционных землетрясений длительность τ_m фрагментов сейсмограмм, используемых в расчете M_{wp} , для большинства станций

оказывается меньше значений длительности T_s очагового процесса. Так, например, для землетрясения Тохоку 11 марта 2011 г., $M_w=9.1$, величина T_s составила около 150 с [9], а значения τ варьируют в широком диапазоне от 40 до 145 секунд.

Формальные оценки точности полученных определений M_{wp} даны в табл. 1. В этой таблице для трех интервалов глубин h_{PDE} приведены параметры распределения невязки $\delta M_w = M_{wp} - M_w$: среднее значение, стандартное отклонение и максимальное абсолютное значение.

Таблица 1. Параметры распределения невязки магнитуд δM_w для трех интервалов глубин гипоцентров

| Интервал глубин h_{PDE} , км | Среднее значение | Стандартное отклонение | Максимальное абсолютное значение |
|--------------------------------|------------------|------------------------|----------------------------------|
| 0-70 | 0.060 | 0.10 | 0.31 |
| 71-300 | 0.026 | 0.09 | 0.29 |
| 300-700 | -0.002 | 0.06 | 0.12 |

Заключение

Мы продемонстрировали, что модифицированная схема расчета позволяет получить устойчивые несмещенные оценки магнитуды M_{wp} умеренных и сильных ($M_w \geq 5.0$) землетрясений Дальнего Востока с глубиной до 700 км по региональным широкополосным сейсмограммам в диапазоне эпицентральных расстояний от 5 до 22 градусов.

Расхождение полученных оценок M_{wp} с определениями M_w из глобального каталога СМТ не превышает 0.31 единиц магнитуды. Среднее абсолютное значение невязки $\delta M_w = M_{wp} - M_w$ составляет не более 0.06, а стандартное отклонение не превышает 0.1 единицы магнитуды. Заметим, что приведенные оценки точности представляют собой оценки снизу. При реальной оперативной обработке данных следует ожидать некоторого снижения точности магнитудных определений. Основной фактор такого снижения – это ошибки во входных параметрах расчетной схемы, к которым относятся время в очаге землетрясения и координаты инструментального эпицентра.

Время, необходимое для получения оценок M_{wp} , не превышает 7 минут от времени в очаге землетрясения, что, в принципе, позволяет использовать предложенную расчетную схему для целей предупреждения о цунами.

Список литературы

1. Абубакиров И.Р., Павлов В.М., Федосеева Е.Н. Новый метод оценки магнитуды M_{wp} умеренных и сильных землетрясений по региональным широкополосным сейсмограммам // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский, 29 сентября – 5 октября 2013 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – 508 с. С. 226–230.
2. Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22-34.
3. 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.
4. 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.
5. Hanks T.C., Kanamori H. A moment magnitude scale // Journal of Geophysical Research. 1979. V. 84. № B5. P. 2348-2350.
6. 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.
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. Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophysical Journal International. 1991. V. 105. № 2. P. 429-465.
9. Lentas K. et al. Source models of great earthquakes from ultra low-frequency normal mode data // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2014. V. 233. P. 41-67.
10. 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.
11. 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.