

ПОЛУЧЕНИЕ УСТОЙЧИВЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОЦЕНОК МОМЕНТНЫХ МАГНИТУД ДЛЯ КАМЧАТСКИХ СУБДУКЦИОННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И УСТАНОВЛЕНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ M_w И M_L

И.Р. Абубакиров¹, А.А. Гусев^{2,1,3}, [Е.М. Гусева], В.М. Павлов¹, А.А. Скоркина^{1,3}

¹*Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Петропавловск-Камчатский, anna@emsd.ru*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский*

³*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва*

Введение

Для широкого спектра практических задач сейсмологии необходим каталог землетрясений с оценками магнитуд; при этом предпочтительной является шкала моментных магнитуд M_w [12], единственная из магнитуд, связанная с физическим параметром – сейсмическим моментом, M_0 , измеряемым в физических единицах (Н·м):

$$M_w = 2/3 (\lg M_0 [\text{Н}\cdot\text{м}] - 9.1). \quad (1)$$

В настоящее время в качестве опорной магнитудной шкалы для Каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов используется региональная магнитуда M_L , которая пересчитывается из энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi68}$ [8] по формуле: $M_L = K_{S1,2}^{\Phi68} / 2 - 0.75$ [1].

Оценки M_L для камчатских землетрясений было принято считать сопоставимыми с M_w . Однако полезно охарактеризовать связь M_L и M_w более детально для широкого диапазона магнитуд. В этой связи возникают следующие задачи: сопоставить различные методики определения M_0 и M_w в регионе для умеренных магнитуд, и убедиться в согласованности получаемых оценок; и затем надежно определить среднюю связь M_w со стандартной региональной локальной магнитудой M_L (или с $K_{S1,2}^{\Phi68}$). Эти задачи решали для условий Камчатки.

Исходный набор данных

Исследование стало возможным, во-первых, благодаря накопившемуся объему цифровых записей, после развития в 2005–2010 гг. на Камчатке современной сети сейсмических станций (D0) [9]. Исходные данные по M_L имеются в региональном каталоге. В качестве стандартных оценок M_w для Камчатки обычно рассматриваются оценки $M_w^{\text{GCMТ}}$ [10], с нижним порогом $M_w = 5$. Для расширения набора данных по M_w , в дополнение к $M_w^{\text{GCMТ}}$ за период 2010–2014 для наборов землетрясений (φ : 48°–58° с. ш., λ : 153°–173° в. д.) оценили M_0 по сейсмическим записям цифровых приборов камчатской сети (рис. 1).

Способы определения M_0 по волновым формам

Для определения сейсмического момента M_0 по сейсмическим данным существует два основных подхода. Первый способ («1») заключается в оценивании компонент тензора сейсмического момента путем решения обратной задачи, для чего необходимо провести инверсию широкополосных велосиграм с использованием синтетических сейсмограмм. Второй способ определения сейсмического момента M_0 («2») – через спектральную амплитуду на нулевой частоте (Ω_0) очагового спектра смещений, восстановленного по акселерограммам объемных волн, в частности, поперечных волн.

Оценки подхода «1», через определение тензора сейсмического момента центроида (эквивалентного точечного источника), которые предоставляются в рамках проекта GCMТ («The Global CMT Project») обозначим оценки методики «1А». Оценки методики «1Б» – это реализация подхода «1», адаптированная к региональным данным (волновым формам станций камчатской сети), которая описана в работе [5]. Нижний порог определения M_w по этой методике близок к $M_w = 3.5$ –4.0. Обозначим такие оценки как M_w^{RSMT} . Из 171 полученного решения RSMT в 118 случаях оценки $M_w^{\text{GCMТ}}$ отсутствуют.

Вторым подходом («2») сейсмические моменты оценивали по стандартной методике через спектральную амплитуду на нулевой частоте очагового спектра смещений по формуле [11]:

$$M_0(S) = \frac{\Omega_0(S)}{R_{\theta\varphi}(S)} 4\pi r_0 c_s^3, \quad (2)$$

где $M_0(S)$ – сейсмический момент, определенный по спектру S -волны, $\Omega_0(S)$ – низкочастотный уровень спектра S -волны (или спектральная амплитуда на нулевой частоте очагового спектра

смещений), $R_{\rho\rho}(S)$ – диаграмма направленности для S -волны, ρ – плотность ($=3.3 \text{ г/см}^3$), r_0 – учет геометрического расхождения (для фиксированного расстояния в 1 км, пояснение см. ниже), а c_s – скорость поперечных волн ($=4.7 \text{ км/с}$). Значения скорости S -волн и плотности выбрали, следуя [7].

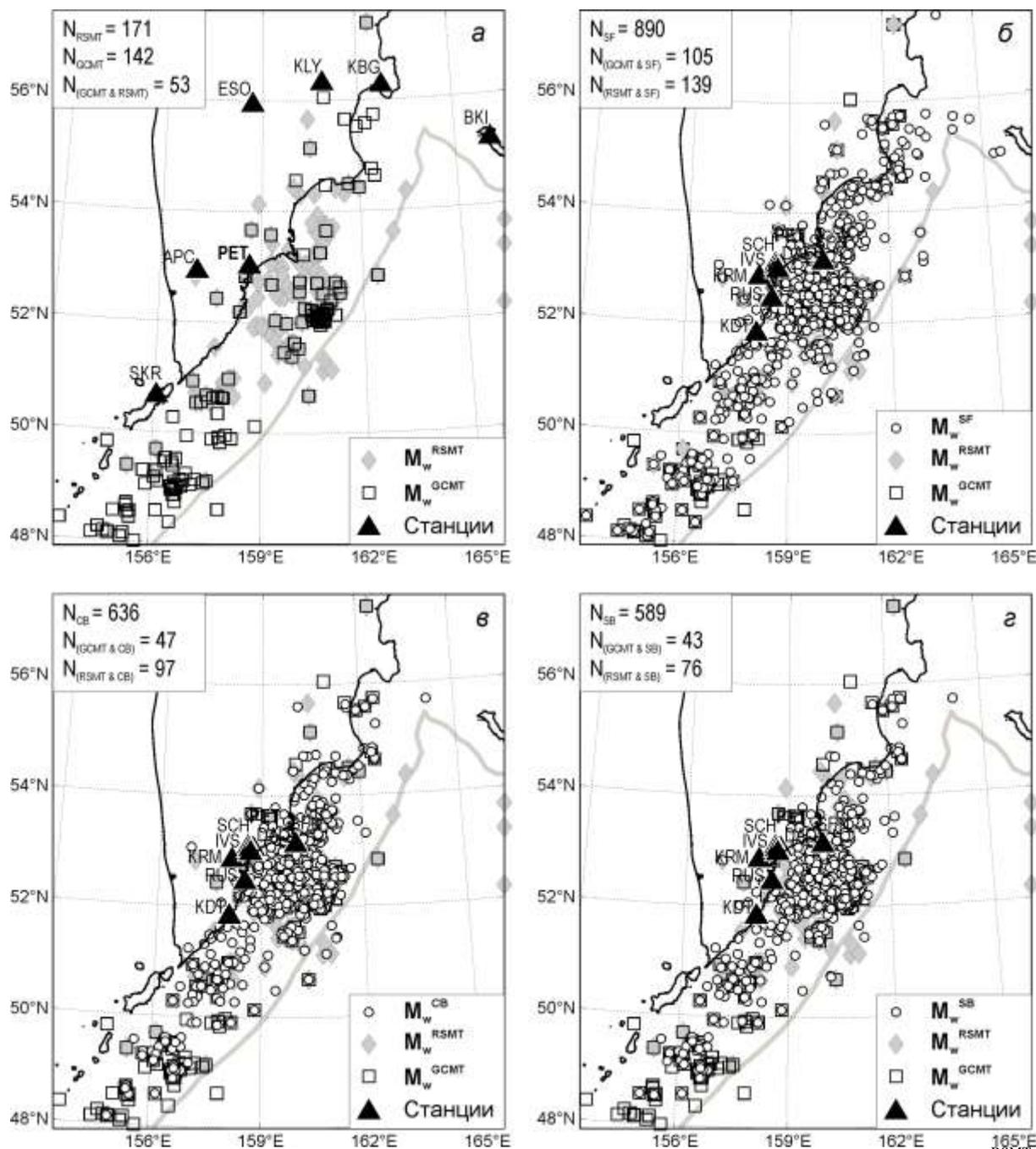


Рис. 1. Карты с эпицентрами землетрясений, для которых получены оценки M_w методикой «1Б» – M_w^{RSMT} (а), методикой «2А» – M_w^{SF} (б), методикой «2В» – M_w^{CB} (в) и методикой «2Б» – M_w^{SB} (г). Отмечено положение использованных в работе сейсмических станций.

При этом подход «2» был реализован в трех модификациях («2А», «2Б» и «2В»), каждый выполнялся с использованием комплекса программ в Matlab. Оценки методики «2А» были получены в диалоговом режиме. Группа S -волн на записи землетрясения выделялась в пределах сегмента шириной 10–30% от времени пробега S -волны, затем подвергалась ДПФ. Спектр сглаживали с постоянным шагом по логарифму частоты, в пределах полосы шириной 2/3 октавы. Процедура приведения сглаженного наблюдаемого спектра к очаговому спектру для гипоцентрального расстояния r_0 , с учетом оценок потерь из [3], описана в работе [7]. Далее визуально определялся уровень низкочастотной ветви очагового спектра смещений $\Omega_0(S)$. Сейсмический момент и моментную магнитуду рассчитывали соответственно по формулам (2) и (1). Обозначим такие оценки

M_w^{SF} , где «SF» соответствует способу определения M_0 по очаговым спектрам смещений S -волн, причем спектр рассчитан ДПФ (Fourier).

В методике «2В» оценки сглаженных спектров получали путем полосовой фильтрации широкополосной записи коды S -волны, в наборе 12 полос шириной $2/3$ октавы, перекрывающих диапазон 0.2–35 Гц. Для этого сначала находили оценки среднеквадратического уровня коды, на запаздывании 100 сек относительно времени в очаге, а затем по уровню коды оценивали очаговый спектр, пользуясь доработанным вариантом методики Т.Г. Раутиан [6]. Далее автоматически выделяли, при возможности, низкочастотную площадку в найденном очаговом спектре и ее уровень. Уровень площадки дает значение M_0 (2), которое пересчитывали в оценку M_w (1). Обозначим такие оценки M_w^{CB} , где «С» соответствует коде S -волны (Coda of S -waves), а «В» соответствует способу оценки спектра – полосовой фильтрации (Band).

В методике «2Б» оценки сглаженных спектров получали подобно (2В), полосовой фильтрацией, при этом в качестве исходного сигнала использовали фрагмент записи с S -волной. Обозначим такие оценки M_w^{SB} , где «SB» соответствует способу определения M_0 по уровню очагового спектра смещений S -волн, причем спектр рассчитан полосовой фильтрацией (Band).

Расчетная схема, примененная для приведения наблюдаемых спектров к очаговым спектрам для гипоцентрального расстояния r_0 , с учетом оценок потерь из [3], подробно описана в работе [2].

Таблица 1. Сопоставление наборов данных и методов определения M_w

	Способ определения M_w				
	M_w^{GCMT}	M_w^{RSMT}	M_w^{CB}	M_w^{SB}	M_w^{SF}
Диапазон полученных M_w	4.8 – 6.8	3.5 – 6.6	3.0 – 6.3	3.0 – 6.2	2.5 – 6.0
N станций	8 – 159	3 – 5	3 – 8	3 – 8	3 – 20
N полученных M_w	142	171	636 из 1099	689 из 1099	890 из 1099
N пересечений с M_w^{GCMT} / M_w^{RSMT}	—	53 / —	65 / 123	82 / 115	23 / 27
$\mu(M_w^* - M_w^{GCMT}) /$ $\mu(M_w^* - M_w^{RSMT})$ ¹	—	-0.09 /	-0.06 /	-0.11 /	-0.21 /
$\sigma(M_w^* - M_w^{GCMT}) /$ $\sigma(M_w^* - M_w^{RSMT})$ ²	—	0.08 /	0.21 /	0.22 /	0.17 /
Нижний порог полноты каталога с полученными оценками M_w	~ 5.0	~ 4.0	~ 3.5	~ 3.5	~ 4.0

¹Средняя разность оценок двух методов. Обобщенный индекс (*) следует понимать в соответствующем столбце как $^{RSMT} / ^{CS} / ^{SB} / ^{SF}$.

²Стандартное отклонение разностей индивидуальных оценок двух методов.

Результаты

Сопоставление региональных оценок M_w между собой. Суммарные численные характеристики перечисленных методов и данных приведены в Таблице 1, а сопоставление индивидуальных оценок представлено на рис. 2. Показано, что низкочастотные оценки RSMT и GCMT согласуются очень хорошо, что, скорее всего, говорит об их вполне приемлемой точности. Для контроля оценок M_w^{CS} , M_w^{SB} и M_w^{SF} использовали сопоставление с полученными ранее M_w^{GCMT} и M_w^{RSMT} . Для оценок по спектрам S -волн и коды согласие с низкочастотными оценками несколько хуже, чем между такими оценками, но все же его можно считать удовлетворительным. Важный результат – снижение нижнего порога M_w , которого удастся достигнуть каждым из региональных методов.

Связь между региональной магнитудой M_L и M_w . Далее изучали связь M_L – M_w . Хотя можно было ожидать и отклонения данной связи от линейности для широкого диапазона магнитуд, а, в случае линейности, отклонения углового коэффициента полученной прямой от 1.0. Однако, после применения ортогональной регрессии к полученным оценкам (рис. 2), оказалось, что предположения линейной связи M_L и M_w , и постоянной разности этих величин (Таблица 2), выполняются в изученном диапазоне $M_w = 3.0$ – 6.0 ($M_L = 3.4$ – 6.4) в первом приближении.

Рекомендованные связи для получения оценок « M_w -ргоху» для землетрясений диапазона магнитуд $M_L = 3.4$ – 6.4 :

$$M_w = M_L - 0.40$$

или

$$M_w = 0.5(K_{S1,2}^{\phi 68}) - 1.15.$$

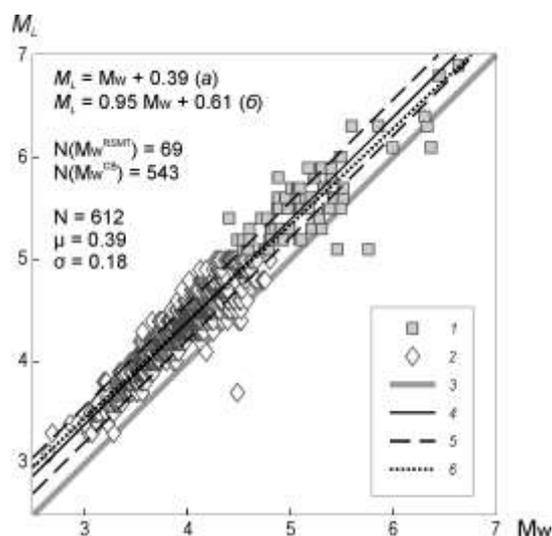


Рис. 2. Зависимость M_L от M_w , где M_w выбрана следующим образом: для $M_L > 5$ – это $M_w^{RSMТ}$ (1), для $M_L \leq 5$ – это M_w^{CB} (2). Линия (3) проведена в предположении $M_w = M_L$. В предположении линейной связи с наклоном $b = 1$ приводится средняя связь (4, уравнение (а)), и диапазон $\pm\sigma$ для нее (5). Также приводится аппроксимация данных линейной ортогональной регрессией без фиксации наклона (6, уравнение (б)).

Таблица 2. Связь оценок M_w , полученных разными способами, с $M_L(K_{S1,2}^{\Phi 68})$

Способ определения M_w	N пар	$\mu (M_w - M_L)$	$\sigma (M_w - M_L)$
$M_w^{GCMТ}$	142	-0.34	0.23
$M_w^{RSMТ}$	171	-0.40	0.26
M_w^{CS}	680	-0.39	0.23
M_w^{SB}	692	-0.42	0.24
M_w^{SF}	117	-0.48	0.16
Рекомендуемая поправка:		-0.40	

Список литературы

1. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // Вулканонология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28–38.
2. Гусев А.А., Скоркина А.А., Чебров Д.В. Очаговые спектральные параметры землетрясений Восточной Камчатки диапазона $M_w = 3-6$ по данным поперечных волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 3. Вып. 35. С. 36–49.
3. Гусев А.А., Гусева Е.М. Оценка затухания поперечных волн в среде вблизи ст. «Петропавловск», Камчатка, по спаду спектра // Физика Земли. 2016. №4. С. 35–51.
4. Гусева Е.М., Гусев А.А., Оскорбин Л.С. Пакет программ для цифровой обработки сейсмических записей и его опробование на примере некоторых записей сильных движений // Вулканонология и сейсмология. 1989. № 5. С. 35–49.
5. Павлов В.М., Абубакиров И.Р. Расчет тензора сейсмического момента слабых камчатских землетрясений: первые результаты // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Шестой научно-технической конференции.
6. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С., Земцова А.Г., Проскурин А.П., Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.Н., Синельникова Л.Г., Филина А.Г., Шенгелия И.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука. 1981. 142 с.
7. Скоркина А.А., Гусев А.А. Определение набора характерных частот очаговых спектров для субдукционных землетрясений Авачинского залива (Камчатка) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 7. С. 1057–1068.
8. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд // Наука, 1972. 117 с.
9. Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А., Левина В.И., Сениоков С.Л., Сергеев В.А., Шевченко Ю.В., Яцук В.В. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканонология и сейсмология. 2013. №1. С. 18–40.
10. Global Centroid Moment Tensor Project. URL: <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html> (дата обращения: 27.10.2016).
11. Hanks T., Wyss M. The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters // Bulletin of the Seismological Society of America. 1972. V. 62. № 2. P. 561–589.
12. Kanamori H. The energy release in great earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1977. V. 82. №20. P. 2981–2987.