УДК 550.34.01

# МАССОВОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ МОМЕНТНЫХ МАГНИТУД *M*<sub>w</sub> И УСТАНОВЛЕНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ *M*<sub>w</sub> И *M*<sub>L</sub> ДЛЯ УМЕРЕННЫХ И СЛАБЫХ КАМЧАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2018 г. И. Р. Абубакиров<sup>1</sup>, А. А. Гусев<sup>2,1,3</sup>, Е. М. Гусева<sup>1</sup>,

В. М. Павлов<sup>1</sup>, А. А. Скоркина<sup>1,3\*</sup>

<sup>1</sup>Камчатский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба РАН", г. Петропавловск-Камчатский

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский <sup>3</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва \*E-mail: anna@emsd.ru

Поступила в редакцию 01.06.2017 г.

Определена средняя связь между опорной для камчатского регионального каталога землетрясений региональной магнитудой  $M_L$  и современной моментной магнитудой  $M_w$ . Последняя жестко связана со значением сейсмического момента очага,  $M_0$ , который имеет непосредственный физический смысл. Магнитуда  $M_L$  не самостоятельна, а получается пересчетом из традиционного энергетического класса Федотова по S-волне,  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ . Создание сети цифровых приборов на Камчатке в 2006–2010 годах создало принципиальную возможность получать массовые оценки  $M_0$  и  $M_w$  по данным региональной сети. В настоящей статье кратко описан ряд методик определения  $M_0$  и  $M_w$  для землетрясений Камчатки по цифровым записям региональных станций, и проведено сопоставление полученных оценок  $M_w$  как друг с другом, так и с  $M_L$  по материалам нескольких сотен землетрясений за 2010–2014 гг. В среднем в диапазоне  $M_w = 3.0 \div 6.0$ ,  $M_w = M_L - 0.40$ , что позволяет получить оценки  $M_w$  ("prоху- $M_w$ ") для существенной части камчатского регионального каталога диапазона  $M_L = 3.4 \div 6.4$  ( $M_w = 3.0 \div 6.0$ ).

*Ключевые слова:* землетрясение, магнитуда, региональная магнитуда  $M_L$ , сейсмический момент  $M_0$ , моментная магнитуда  $M_w$ , Камчатка

**DOI:** 10.7868/S0002333718010039

## **ВВЕДЕНИЕ**

Для решения разнообразных задач сейсмологии необходимо, чтобы каталоги землетрясений включали оценки величины землетрясений, выраженные в единой магнитудной шкале. При этом ныне предпочтительной является шкала моментных магнитуд  $M_w$  [Kanamori, 1977; Hanks, Kanamori, 1979], жестко связанная с сейсмическим моментом очага,  $M_0$ . В отличие от традиционных магнитуд, определяемых на основе амплитуд на выходе сейсмометрического канала, параметр  $M_w$  качественно иной и находится пересчетом из оценки физического параметра,  $M_0$ , измеряемого в ньютон-метрах, [H · M]. Для такого пересчета используется формула Канамори [Kanamori, 1977]:

 $M_{\rm w} = (2/3) \cdot (\lg M_0 \, [\rm H \cdot M] - 9.1). \tag{1}$ 

Отметим, что многие исследователи используют в той же формуле константу –9.05 согласно [Hanks, Kanamori, 1979], что противоречит международному стандарту [Bormann, Dewey, 2014]; при этом служба GCMT ("The Global Centoid-Moment-Tensor Project") с 2006 года использует корректную формулу. Далее применительно к региону Камчатки обсуждается создание методических основ для унификации магнитудной части регионального каталога в терминах моментных магнитуд.

Моментные магнитуды  $M_w$  для сильных камчатских землетрясений последних лет приведены в глобальном каталоге GCMT, получаемом по методике [Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012], где для Камчатки нижний порог определения магнитуды составляет около  $M_w = 4.9$ . Также ряд независимых оценок  $M_w$  для самых сильных землетрясений прошлого скомпилирован и критически обобщен в работе [Гусев, Шумилина, 2004]. Однако умеренные и слабые землетрясения – большинство событий прошлых лет – сохраняют калибровку в опорной магнитудной шкале Каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов – шкале локальной магнитуды  $M_L$ . Эта шкала не имеет самостоятельного характера: значения  $M_L$  получаются из значений энергетического класса  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$  Федотова [1972] пересчетом по формуле [Гордеев и др., 2006]:  $M_L = 0.5 K_{S1,2}^{\Phi 68} - 0.75$ . Шкала  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$  (и тем самым  $M_L$ ) опирается на пиковую горизонтальную амплитуду  $A_{peak}$  скорости S-волн в полосе частот  $0.7 \div 3$  Гц:  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 2 \lg A_{peak} + f(r)$ , где r – гипоцентральное расстояние. Таким образом, определение магнитуды  $M_L$  через  $0.5 K_{S1,2}^{\Phi 68}$  вполне согласуется с терминологической рекомендацией IASPEI [Bormann et al., 2013]. Отметим во избежание путаницы, что согласно работе [Федотов, 1972], в среднем,  $M = (K_{S1,2}^{\Phi 68} - 4.6) / 1.5$ , где  $M_{Cneqyet}$  понимать как  $M_{S-BB}$  или, эквивалентно,  $M_{LH}$ .

Полезно отметить для ясности, что "энергети-ческий класс" ( $K_{S1,2}^{\varphi_{68}}$  или иной) — это, в сущности, не логарифм энергии, а род магнитудной оценки. В принципе энергию сигнала, а через нее – энергию, излученную из очага, можно оценить, непосредственно интегрируя квадрат амплитуды скорости по времени, что и пытался делать В.И. Бунэ [1955], выдвинувший идею энергетического класса. Но в доцифровую эпоху массовая обработка такого рода была невозможна. Фактически использованная альтернатива – разыскивать и затем применять корреляционную (но не физическую) связь между оценкой энергии и пиком амплитуды, что и делала Т.Г. Раутиан [1960] и ее последователи [Федотов, 1972; и др.]. С учетом этой связи оценка логарифма энергии у Т.Г. Раутиан получилась в виде:  $K^{P60} = 1.8 \lg A_{peak} + f(r)$ . Поэтому в ситуации использования  $K^{P60}$  корректно связать  $K = K^{P60}$  и локальную магнитуду  $M_L$  соотношением вида:  $M_L = K/1.8 + \text{const. C.A.}$  Федотов с той же цевида:  $M_L = K/1.3$  + сопят. С.А. Федотов с той же це-лью в другом регионе использовал  $K = 2 \lg A_{peak} + f(r)$ , так что в случае  $K = K_{S1,2}^{\Phi 68}$ , для землетря-сений Камчатки,  $M_L$  корректно определять как K/2 + const. Вне проблематики корреляций сам по себе квадрат амплитуды,  $|A(t)|^2$ , всегда связан с мгновенной мощностью сигнала – P(t), интеграл от которой можно условно называть "энергией" S-волны:

$$E_{S} = \int_{t_{Sa}}^{t_{Sa}+T_{S}} P(t)dt = \int_{t_{Sa}}^{t_{Sa}+T_{S}} |A(t)|^{2}dt, \qquad (2)$$

где  $t_{Sa}$  — время прихода S-волны,  $T_S$  — длительность сигнала от S-волны. В то же время измеряемая при определении  $M_L$  или K пиковая амплитуда связана с пиковой мгновенной мощностью, а не с энергией сигнала.

Развернутая в 2006—2010 гг. на Камчатке сеть цифровых приборов позволила получать варианты оценок  $M_w$  по данным региональной сети

с помощью ряда методик, что делает возможным изучение связи  $M_I$  и  $M_w$  для умеренных и слабых камчатских землетрясений. В этой связи возникают следующие группы задач: сопоставить результаты определения  $M_0$  и  $M_w$  в регионе по различным методикам и убедиться в согласованности получаемых оценок; и надежно определить среднюю связь  $M_{\rm w}$  со стандартной региональной магнитудой  $M_L$  для умеренных и слабых землетрясений. С этой целью получили с помощью каждой из методик оценки  $M_0$  и  $M_w$ . Затем сопоставили результаты каждой из методик между собой. Для определения рекомендованной средней связи между  $M_{\rm w}$ и  $M_L$  выбрали конкретную оценку  $M_w$  для каждого землетрясения по предпочтительной для данного диапазона M<sub>w</sub> методике, что подробнее и описывается далее.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИНТЕТИЧЕСКИХ СЕЙСМОГРАММ

Для определения сейсмического момента  $M_0$  по сейсмическим данным существуют два основных подхода: ("1") оценить компоненты тензора момента путем решения обратной задачи, для чего провести инверсию широкополосных волновых форм с использованием синтетических сейсмограмм, что описано в данном разделе как методики "1А" и "1Б" – варианты подхода "1"; и ("2") использовать уровень площадки очагового спектра смещений по данным объемных волн, чему посвящен следующий раздел, причем обозначения "2А", "2Б" и "2В" обозначают одну из трех методик – вариантов подхода "2". Если речь будет идти сразу о нескольких методиках, будут использованы очевидные обозначения типа "1АБ" или "2БВ".

Подход "1" через определение тензора сейсмического момента центроида (эквивалентного точечного источника), на регулярной основе осуществляемый в рамках проекта GCMT ("The Global CMT Project"), обозначим методика "1А". Проект стартовал в Гарвардском университете [Dziewonski et al., 1981], а с 2006 года традицию продолжают в Колумбийском университете (Lamont-Doherty Earth Observatory, [Ekström et al., 2012]). Расчеты по этой методике публикуются близко к реальному времени в глобальном каталоге тензора момента центроида на сайте проекта. Эти данные и были использованы; далее они обозначены –  $M_w^{GCMT}$ . В "1А" для расчета синтетических сейсмограмм используется глобальная модель Земли PREM (Preliminary reference Earth model) [Dziewonski, Anderson, 1981]. Также отметим, что используются фильтры низких частот (ФНЧ) с частотами отсечки: 1/40 с. 1/125 с и 1/50 с (для фрагментов записи с объемными волнами, мантийными



**Рис. 1.** Зависимость остаточной невязки от глубины при инверсии волновых форм землетрясения 2012/05/06 08:14,  $K_{S1,2}^{\phi 68} = 10.5$ ,  $M_w = 3.95$ . При каждой пробной глубине приведена стереограмма механизма (нижняя полусфера фокальной сферы) и значение  $M_w$ . Минимум невязки достигается при глубине 25 км (отмечен крестиком). В левом верхнем углу показано положение станций относительно эпицентра. В правом верхнем углу – наилучший механизм; отклонение от "чистого" двойного диполя без момента (NDC) составляет 6%.

поверхностными волнами и "коровыми" поверхностными волнами, соответственно).

Методика "1Б" — это реализация подхода "1", адаптированная к региональным данным (волновые формы станций региональной сети) и выполненная в Камчатском филиале Единой геофизической службы [Павлов, Абубакиров, 2012] для камчатских землетрясений. Возможности региональной цифровой сети, установленной в 2006—2010 гг. [Чебров и др., 2013], в некоторых случаях позволяют рассчитывать тензоры сейсмического момента не только для сильных (как GCMT, "1А"), но и для умеренных землетрясений (с  $M_w = 3.5 \div 5.0$ ). В отличие от "1А" расчет синтетических сейсмограмм производится в рамках плоскослоистой среды с относительно небольшим числом слоев. Значения параметров среды были определены на основе глобальной модели Земли ak135 [Kennett et al., 1995]. Другим значимым отличием от методики "1А" является применение в методике "1Б" других фильтров; используются периоды 16—50 с, при этом анализируется полная волновая картина (рис. 1, рис. 2), а не ее фрагменты. Результаты расчетов по методике "1Б" обозначены  $M_w^{RSMT}$ , где "*RSMT*" — региональная оценка тензора сейсмического момента эквивалентного точечного источника.

Подготовка сейсмограмм для инверсии по методике "1Б" включает: восстановление истинных смещений грунта — деконволюцию (во временной области) и расчет радиальной и поперечной компонент. Положение эпицентра фиксируется по данным каталога. Далее путем перебора находится



**Рис. 2.** Сопоставление реальных (*1*) и синтетических (*2*) волновых форм смещений для оптимальной глубины (25 км) для землетрясения 2012/05/06 08:14,  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 10.5$ ,  $M_w = 3.95$ . Указан масштаб амплитуды (3) в единицах  $10^{-5}$  см. Точками выделены концы интервала подгонки. Полоса периодов при фильтрации составляет 16–25 с. Ограниченное согласие синтетических и реальных сейсмограмм (фильтрованных) указывает на ощутимые расхождения между принятой моделью горизонтально-слоистой среды и реальной трехмерно неоднородной средой.

оптимальный вариант для двух параметров: глубины и очаговой длительности. Необходимость подбора длительности связана с тем, что при анализе сильных землетрясений конечная длительность временной функции очага заметно влияет на форму синтетических сейсмограмм. Для слабых землетрясений длительность не варьируется. а принимается равной 2 с. При фиксированных глубине и длительности проводится инверсия выделенных участков широкополосных сейсмограмм смещений с помощью синтетических сейсмограмм [Павлов, 2013] – откликов на элементарные источники, соответствующие конкретным компонентам тензора сейсмического момента (ТСМ). Как реальные, так и синтетические смещения перед инверсией пропускаются через полосовой фильтр Баттерворта 4-го порядка. Полоса периодов фильтра составляет либо 16-25 с, либо 20-50 с в зависимости от того, в какой из них выше отношение сигнал/шум, при этом предпочтительным является более низкочастотный диапазон. Оптимальный вариант выбирается по значению минимума функционала невязки, который указывает на наилучшее согласие между реальными и синтетическими смещениями. Такого рода методика реализована в интерактивном режиме. Результатом является тензор  $M_{ij} = M_0 \cdot m_{ij}$ , где  $M_0$  – искомый скалярный сейсмический момент, а единичный тензор *m*<sub>ii</sub> задает механизм очага. Полученное значение  $M_0^{"}$  пересчитывается в  $M_{\rm w}$  здесь и далее по формуле (1).

Методики первого подхода ("1А", "1Б") позволяют получать надежную оценку  $M_0$  и  $M_w$ , однако они имеют и ряд существенных ограничений. Главное из них – невозможность получать устойчивые оценки  $M_0$  и  $M_w$  для относительно менее сильных землетрясений, что связано с ухудшением отношения сигнал/шум на низких частотах при снижении магнитуды. Фактически в методике "1А" нижний порог определения  $M_w^{GCMT}$  составляет  $M_w \approx 4.9$  (рис. 5а), а в методике "1Б" аналогичный порог для  $M_w^{RSMT}$  составляет  $M_w \approx 3.6$  (рис. 56, 5в, 5г).

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СПЕКТРОВ ЗАПИСЕЙ

Уточнение региональной модели затухания [Гусев, Гусева, 2016] и массовый счет очаговых спектров для камчатских землетрясений [Скоркина, Гусев, 2017], в том числе очаговых спектров смещений, позволили применить подход "2". Главное преимущество подхода "2" – возможность снизить порог по определению  $M_w$  в каталоге. В этом достаточно традиционном подходе [Brune, 1970; Аптекман и др., 1989; Гусева и др., 1989] используется упрощенная теоретическая модель: амплитуды определяются на основе лучевой сейсмики;

уровни спектров на разных лучах осредняются, и в расчетах используется средняя по фокальной сфере диаграмма направленности для квадратов амплитуд S-волн. В рамках спектрального подхода были опробованы три методики, которые отличаются способом расчета спектра и(или) временным окном для расчета спектра (рис. 3). В первой из них, "методика 2A", используется расчет спектра для группы S-волн, полученный дискретным преобразованием Фурье (ДПФ); назовем такие оценки  $M_w^{SF}$ , где "F" – Fourier. В "методике 2Б" при расчете спектра используется многополосная фильтрация группы S-волн; такие оценки обозначим  $M_{w}^{SB}$ , где "B" – Band. Поясним, что различие между методиками "2А" и "2Б" в основном техническое: для идеальных условий теория (равенство Парсеваля) гарантирует идентичность спектров записей, полученных с помощью преобразования Фурье и с помощью анализа выходных сигналов гребенки полосовых фильтров. В обеих методиках ("2А" и "2Б") спектр записи S-волн пересчитывается в очаговый спектр с учетом потерь и других факторов. Важное преимущество методики "2Б", в сравнении с методикой "2А" – возможность автоматизации. В методике "2В", которая в большой мере опирается на подход Т.Г. Раутиан и В.И. Халтурина [Rautian, Khalturin, 1978], исходным для оценки очагового спектра является спектр мощности кода-волн на фиксированном запаздывании от времени в очаге. Методики "2БВ" используют двухшаговую процедуру учета потерь. Сначала спектр S-волн или коды пересчитывается в спектр *S*-волн на фиксированном расстоянии  $r_{\text{пр}} = 50$  км; для этого в каждой полосе используются заранее найденные эмпирические функции затухания. Далее, от  $r_{\rm np} = 50$  км до  $r_0 = 1$  км, полученная оценка для спектров S-волн ("наблюденная") пересчитывается в очаговую в рамках принятых моделей геометрического расхождения и потерь. Важный элемент методик "2АБВ" - использование эмпирических спектральных станционных поправок, которые позволяют привести полученные станционные спектры к условиям опорной скальной станции. Станционные поправки находятся путем определения средних (по всей коллекции землетрясений) отношений спектров S- и кода-волн каждой станции к спектрам S- и кода-волн на опорной станции для одного и того же землетрясения (подробное описание методики определения станционных поправок – в работе [Скоркина, Гусев, 2017]). В качестве эталонной (опорной) станции принимается ст. РЕТ со скальным грунтом; аргументы в пользу этого решения - в работах [Gusev, Guseva, 2016; Pavlenko, 2013]. Обе методики "2БВ" реализованы в автоматизированном режиме. Во всех трех методиках "2АБВ" данные об уровне



Рис. 3. Иллюстрация спектральных методик определения M<sub>0</sub>. В столбцах приведены примеры для четырех землетрясений (параметры событий и их магнитуда (класс) указаны в шапке). Сверху вниз приведены: первый ряд – запись ускорений и смещений *E*- и *N*-компонент ст. РЕТ: второй ряд – очаговые *S*-спектры по методике "2A"; третий ряд – очаговые S-спектры по методике "2Б"; четвертый ряд – очаговые CS-спектры по методике "2В". В "2А": 1-ломаные, аппроксимирующие очаговые спектры смещений, восстановленные по ст. РЕТ, построенные интерактивно; точка излома фиксирует выбор корнер-частоты  $f_c$ ; 2 – аналогичные ломаные, полученные для других станций; 3 – очаговые спектры, восстановленные по S-волнам на ст. РЕТ; 4 – аналогичные спектры, полученные по другим станциям. В "2Б": 5 – среднесетевой очаговый спектр; 6 – индивидуальные очаговые S-спектры для каждой станции, осреднением которых получали среднесетевой S-спектр (5). В "2В": 7- среднесетевой очаговый спектр, восстановленный по данным кода-волн; 8 – индивидуальные спектры для каждой станции, осреднением которых получали среднесетевой *CS*-спектр (7). В "2Б" и "2В": 9 – уровни, которые были сняты автоматически для среднесетевых спектров. В "2A", "2Б" и "2В": 10 и 11 - уровни, которые соответствуют lg  $M_0^{RSMT}$  и lg  $M_0^{GCMT}$ , соответственно. В примере № 4 в "2Б" и "2В" площадка в спектре была автоматически квалифицирована как ненадежная, поэтому ее уровень не определен автоматически, однако он может быть выделен не вполне уверенно, в интерактивном режиме, автоматически не определен, но он может быть выделен, с определенной долей условности, интерактивно, что и выполнено в "2А".

спектров каждой станции осреднялись. Рассмотрим варианты подхода "2АБВ" детальнее.

В методике "2А" оценка сейсмического момента  $M_0$  находится из уровня площадки очагового спектра, пересчитанного из спектра смещений объемной *S*-волны, причем технически последний вычисляется через ДПФ. Временное окно группы прямых *S*-волн на записи землетрясения выбирается в интерактивном режиме в пределах интервала шириной 10–30% от времени пробега *S*-волны. Вырезанный сегмент умножается на половинку косинусного окна в пределах крайних 5% длительности сегмента, затем подвергается ДПФ. Далее амплитудный спектр сглаживается с постоянным шагом 0.05 по логарифму частоты в пределах полосы шириной 2/3 октавы.

Затем наблюденные спектры приводятся к очаговым. В методике "2А" в спектры вносится поправка за геометрическое расхождение для объемных S-волн, которое принимали сферическим (по 1/r, где r – гипоцентральное расстояние). (В методике "2Б" с той же целью используется более аккуратная двухшаговая процедура: сначала спектры приводятся к  $r_{\rm np} = 50$  км с помощью заранее найденных эмпирических функций затухания ("калибровочных кривых"), и только затем как в методике "2А"). Искривление лучей в расчетах не учитывается. Далее вносятся поправки: за потери вдоль луча, для чего используются оценки  $Q_{\rm S}(f)$  из работы [Гусев, Гусева, 2016]; и за разницу в импедансах между случаем регистрации на станции на поверхности слоистой коры и случаем упругого полупространства, определение которой по методике [Boore, 2003] описывается в работе [Скоркина, Гусев, 2017]. Последняя "импедансная" поправка возникает в рамках лучевого метода для среды, в частности, слоистой, с плавным изменением скоростей. Таким путем спектры приводятся к стандартному малому гипоцентральному расстоянию  $r_0 = 1$  км и к случаю однородного полупространства.

Далее, по формуле [Bormann et al., 2013], оценивается сейсмический момент  $M_0$  (H · м):

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi \rho r_0 v_S^3}{0.63 \times 2.0},$$
(3)

где  $\Omega_0$  – уровень площадки спектра полного вектора смещения *S*-волны (м · с), приведенного к условиям однородного упругого полупространства;  $\rho$  – плотность среды (кг/м<sup>3</sup>);  $r_0$  – стандартное r(1000 м);  $v_S$  – скорость *S*-волн (м/с); 0.63 – среднеквадратическая по фокальной сфере диаграмма направленности для полного вектора *S*-волны [Boore, Boatwright, 1984]; и 2.0 – коэффициент, учитывающий эффект свободной поверхности. Использование средней диаграммы направленности обычно для спектрального метода; именно это упрощение позволяет для каждого землетрясения просто осреднять оценки по станциям. Значение  $\Omega_0$  определяется через сумму квадратов спектров-компонент. В условиях низкой точности оценок глубин очагов и сложности структуры среды часто неясно, находится ли данный очаг выше или ниже границы Мохоровичича. Однако результаты для зоны Курил (восточнее о. Хоккайдо), полученные с использованием донных сейсмографов [Мауеda, Sasatani, 2006], позволяют предположить, что основная доля очагов располагается в мантии. В этой ситуации принимаются с определенной долей условности мантийные значения  $\rho = \rho_{(oч)} =$ = 3300 кг/м<sup>3</sup> и v<sub>S</sub> = v<sub>S(оч)</sub> = 4700 м/с, следуя [Гусева и др., 1989].

Методика "2Б" не имеет принципиальных отличий от "2A", также используется уровень площадки очагового спектра смещений, но технически она реализуется иначе: спектр записи определяется с помошью полосовой фильтрации. Используется гребенка полосовых фильтров, каждый шириной 2/3 октавы (0.2 декады), с осевыми частотами 0.25, 0.4, 0.63, ... 25, 40 Гц (шаг 0.2 по  $\lg f$ ). После полосовой фильтрации для каждой полосы вычисляется интеграл от квадрата амплитуды и суммируется по трем компонентам. Результат - "энергия сигнала" - соответствует уравнению (2), если в нем понимать под A(t) сигнал на выходе полосового фильтра. (Везде в статье используется "энергия" в кавычках – аналог "мощности" в спектре мощности; но домножение полосового аналога (2) на  $\rho c_S^2$  дало бы плотность потока энергии S-волны в полосе [Вт/м<sup>2</sup>].) В "2Б" расширен используемый участок записи (временное окно) для интегрирования. Это окно начинается в момент вступления S-волн и имеет ширину 0.8  $t_S$ , где  $t_S$  – время пробега S-волн. Таким образом, ширина окна пропорциональна времени пробега t<sub>s</sub>. В обоснование такого решения можно сослаться на работу [Petukhin, Gusev, 2003], где показано, что в условиях Камчатки для умеренных землетрясений волновой пакет S-волн за счет эффектов рассеяния растягивается на период времени, пропорциональный времени пробега.

Далее для каждой полосы проводится проверка приемлемости оценки с точки зрения отношения сигнал/шум, причем уровень шума определяется по окну длиной не менее 60 с перед вступлением *P*-волны. В качестве порогового значения амплитудного отношения сигнал/шум было принято равное двум. Оценки из зашумленных полос отбрасываются. В предположении гладкости спектральной функции очага "энергия сигнала" в каждой полосе пересчитывается в уровень амплитудного спектра Фурье в той же полосе с использованием равенства Парсеваля; по набору полос получается сглаженный амплитудный спектр. Дальнейший пересчет наблюденного спектра в очаговый выполняется по процедуре, описанной выше в связи с методикой "2А". Для пересчета уровней спектров в сейсмический момент  $M_0$  используется формула (3).

В методике "2В" оценка сейсмического момента  $M_0$  находится из уровня спектра мощности коды S-волны. Этот уровень сначала определяется с помощью полосовой фильтрации на некотором запаздывании относительно времени в очаге, а затем приводится к фиксированному запаздыванию, равному 100 с. Для этого мгновенная мощность коды оценивается в пределах подходящего временного окна ( $[t_1 t_2]$ ), а затем приводится к 100 с с использованием стандартной региональной функции спада амплитуд коды для данной полосы. Таким путем в каждой полосе определяется среднеквадратический уровень коды  $\lg A_{C100}(f)$ . Набор полос – тот же, что и в методике "2Б". Минимально допустимая ширина временного окна  $[t_1, t_2]$  для оценки уровня коды — 6 с. Значение  $t_1$  задается как  $L_1 \cdot t_s$ , где, следуя [Раутиан и др., 1981], значение  $L_1$ принято частотно-зависимым, от  $L_1(f) = 2.3$  для 0.25 Гц до  $L_1(f) = 1.7$  для 40 Гц. Выбор  $t_2$  определяется уровнем шума. Размер окна может быть уменьшен при обнаружении вероятных афтершоков, для их отсечения применяется эффективный автоматический алгоритм. Первый вариант стандартных эмпирических региональных огибающих коды для набора частотных полос был определен в [Abubakirov, Gusev, 1990] по фотозаписям ЧИСС; в данной работе используются уточненные кривые, оцененные недавно по большому объему цифровых записей (Чебров, Гусев, рукопись готовится к печати). Далее выполняется переход



**Рис. 4.** Эпицентры землетрясений, для которых получена оценка методикой "1Б" –  $M_w^{RSMT}$  (a); "2А" –  $M_w^{SF}$  (б); "2В" –  $M_w^{CB}$  (в) и "2Б" –  $M_w^{SB}$  (г). Отмечено положение использованных в работе сейсмических станций.

от спектра мощности  $\lg A_{C100}(f)$  к амплитудному спектру S-волны при  $r = r_{\rm np} = 50$  км. Чтобы обеспечить такую возможность, упомянутые выше эмпирические калибровочные кривые для S-волн в процессе их построения привязываются к  $\lg A_{C100}$  – уровню коды при 100 с. Далее, как в методиках "2А" и "2Б", снимается оценка уровня очагового спектра смещений; для пересчета низкочастотных (НЧ) уровней спектров в сейсмический момент  $M_0$  используется формула (3).

Для оценки  $M_0$  и  $M_w$  в методике "2A" при возможности выделяется площадка найденного очагового спектра, что выполняется в диалоговом режиме для данных каждой станции; затем станционные оценки lg  $M_0$  и  $M_w$  осредняются (рис. 3). В автоматизированных методиках "2БВ" станционные оценки очаговых спектров сначала осредняются по набору станций, а затем анализируется среднесетевой очаговый спектр, по которому и отыскиваются среднесетевые оценки  $M_0$ и М<sub>w</sub>. Такие среднесетевые оценки удалось получить в 86, 57 и 61% случаев методиками "2А"  $(M_{w}^{SF})$ , "2Б"  $(M_{w}^{SB})$  и "2В"  $(M_{w}^{CB})$ , соответственно, для 890, 589 и 636 землетрясений (рис. 4б, 4г, 4в). Таким образом, в среднем, только в двух из трех случаев автоматическая процедура ("2БВ") считает надежной площадку в НЧ части очагового спектра смещений; и лишь в таких случаях снимается ее уровень. Эти варианты иллюстрируются на рис. 3, где имеются как случаи приблизительно плоского восстановленного спектра смещений (примеры № 1, № 2, № 3), приемлемого для получения оценки  $M_0$ ; так и альтернативный случай спадающего с частотой спектра (пример № 4). В основной части таких случаев надежное определение  $M_0$  по S-волнам невозможно из-за недопустимо низкого отношения сигнал/шум на низких частотах.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Исходные данные по  $M_L$  имеются в региональном каталоге [Камчатский филиал..., 2017]. Оценки М<sub>и</sub> были получены на основе двух вышеописанных подходов к анализу данных: подход "1" (методики "1А" и "1Б") и подход "2" (методики "2A", "2Б", и "2В"). В методике "1А" с 1988 года используются данные глобальной сейсмической сети GSN ("Global Seismic Network"), включающей в себя более 150 станций: с международными кодами сетей II (сеть Объединенного научно-исследовательского института сейсмологии – IRIS, Incorporated Research Institutions for Seismology) и IU (совместная сеть IRIS и Геологической службы США – USGS, The United States Geological Survey). Остальные методики ("1Б", "2А", "2Б" и "2В") опираются на региональные данные, а именно, волновые формы камчатской сети цифровых сейсмических станций с кодом D0 (в базе Международной федерации цифровых сейсмических сетей, FDSN – The International Federation of Digital Seismograph Networks).

Для каждого подхода ("1Б", "2АБВ"), с учетом возможностей методик, были сформированы две соответствующие коллекции записей землетрясений, с заметным перекрытием в плане набора событий. Коллекции отличаются количеством землетрясений и(или) нижним порогом магнитуды (см. табл. 1) и набором станций. Также отметим, что для методики "1Б" используются велосиграммы, а для методик "2АБВ" – акселерограммы.

Для методики "1Б" используется выборка землетрясений – "первая коллекция", которая включает события 2011–2012 гг., в основном из района 50.0°–56.0° с.ш., 157.0°–162.0° в.д. с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 9.0-13.0$  (рис. 4а). Кроме того, включено Жупановское землетрясение 2016/01/30 с  $M_w = 7.2$  [Чебров и др., 2016], а также Толудское землетрясение 2012/11/30 с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 11.3$  вблизи вулкана Плоский Толбачик. Все

	Способ определения М <sub>w</sub>				
	$M_{\rm w}^{GCMT}$	M <sub>w</sub> <sup>RSMT</sup>	$M_{ m w}^{\ CB}$	$M_{ m w}^{SB}$	$M_{ m w}^{SF}$
Изученный диапазон $M_{ m w}$	4.8-6.8	3.4-6.6	2.7-6.1	2.7-5.7	2.6-6.4
Число использованных станций	8-159	3-5	3-8	3-8	3-8
Число изученных землетрясений	142	171	636	589	425[1]
Ориентировочный нижний порог полноты каталога $M_{ m w}$	4.9	3.9	3.2	3.2	2.9

Таблица 1. Сопоставление наборов данных для определения  $M_{\rm w}$ 

<sup>[1]</sup>Для оценки межстанционного разброса  $M_w^{SF}$  используются оценки, полученные осреднением не менее чем по трем станциям, а именно – 425 оценок из полученных 890; т.е. 465 оценок  $M_w^{SF}$  получено осреднением по двум станциям.

широкополосные сейсмограммы (с велосиметров ст. PET, APC, KBG, BKI, SKR, KLY и ESO), подготовленные для инверсии, характеризуются достаточно высоким отношением сигнал/шум, и не имеют клиппирования ("зашкаливания", перегрузки АЦП). С учетом этих требований первым подходом ("1Б") удалось обработать записи 171 землетрясения первой коллекции.

Для подхода ("2АБВ") используется выборка землетрясений – "вторая коллекция", которая включает события с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 7.0-15.2$  за период 2010– 2014 в области 48.0°-57.5° с.ш., 153.5°-165.5° в.д., с глубинами очагов менее 200 км. При этом используются записи восьми станций со скальным или полускальным грунтом (рис. 46, в, г): РЕТ ("Петропавловск"), DAL ("Дальний"), IVS ("Институт"), KDT ("Ходутка"), KRM ("Карымшина"), RUS ("Русская"), SCH ("Школа") и SPN ("Шипунский"). При составлении второй коллекции визуально были отбракованы: записи землетрясений, перед началом которых не имеется, как минимум, двух минут микросейсмического шума (например, присутствует запись более раннего землетрясения типичная ситуация для случая роя землетрясений) и записи "кратных" землетрясений (с тремя и более четкими вступлениями групп объемных волн). На следующем этапе были также отбракованы те волновые формы, спектры которых либо имеют сложную форму (отсутствует достаточно четкая площадка в спектре смещений, имеются спектральные всплески, не специфичные для конкретной станции), либо с соотношением сигнал-шум меньше 2 в диапазоне 0.7–10 Гц, который уверенно перекрывается в основной части изученных записей. Согласно описанным критериям, из 6328 записей 1111 землетрясений для работы вторым подходом ("2АБВ") удалось отобрать примерно две трети наличных записей — 4326 записей восьми станций 1034 землетрясений, которые и составляют вторую коллекцию.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ОЦЕНОК *М*<sub>w</sub> В РЕГИОНЕ МЕЖДУ СОБОЙ

Статистика разностей оценок. Суммарные числовые характеристики результатов перечисленных методик сведены в табл. 1 и 2. В основной табл. 2 приведены материалы парных сравнений (кроме клеток, выделенных полужирным); там приведены тройки чисел  $\mu/\sigma/N$ , где обозначено  $\mu$  – среднее,  $\sigma$  – стандартное отклонение разностей  $M_1 - M_2$  двух среднесетевых оценок для двух методик, причем  $M_1$  – это магнитуда в шапке, а  $M_2$  – магнитуда в боковике таблицы; N – число использованных пар оценок. В диагональных клетках табл. 2 (выделенных полужирным) приведены данные по индивидуальным методикам; это тройки чисел  $\mu'/\sigma'/N'$ , где  $\mu' \equiv 0$  – среднее,  $\sigma'$  – оценка среднеквадратичной точности станционных оценок М. В условиях неизвестного истинного значения М подобная оценка находится по формуле  $\sigma' = (n/(n-1))^{0.5} \sigma_1$ , где n – число станций, а  $\sigma_1$  – среднеквадратическое значение внутрисетевой невязки. Иначе говоря,  $\sigma_1$  – это среднеквадратическая разность  $M_{st} - \overline{M}$ , где  $M_{\rm st}$  – станционная оценка M, а черта сверху обозначает осреднение по сети. Сопоставление оценок по разным методикам отображено на рис. 5.

Изучение согласия оценок. В табл. 2 показано, что низкочастотные оценки, а именно  $M_w^{RSMT}$  (региональные) и  $M_w^{GCMT}$  (глобальные), хорошо согласуются между собой, что позволяет говорить об их вполне приемлемой точности. Так, для 53 пересечений RSMT–GCMT,  $\mu = -0.09$ , а  $\sigma = 0.08$  (табл. 2, рис. 5а).

Для контроля оценок  $M_w^{CB}$ ,  $M_w^{SB}$  и  $M_w^{SF}$  используется сопоставление с  $M_w^{GCMT}$  и  $M_w^{RSMT}$ . Они рассматриваются в качестве эталонных по ряду причин. Во-первых, диапазон периодов, использованный в расчетах  $M_w^{RSMT}$  – от 20–30 с и выше, что лучше согласуется с определением  $M_0$  как

	$M_{ m w}^{RSMT}$	$M_{ m w}^{ CB}$	$M_{ m w}^{SB}$	$M_{ m w}^{SF}$
$M_{ m w}^{GCMT}$	-0.09 / 0.08 / 53 [1]	-0.23 / 0.18 / 47	-0.23 / 0.21 / 43	-0.25 / 0.24 / 105
M <sub>w</sub> <sup>RSMT</sup>	_	-0.01 / 0.23 / 97	-0.02 / 0.22 / 76	-0.09 / 0.28 / 139
$M_{ m w}^{\ CB}$		0 / 0.08 / 636	-0.01 / 0.07 / 496	-0.08 / 0.15 / 592
$M_{ m w}^{SB}$			0 / 0.18 / 589	-0.09 / 0.12 / 542
$M_{ m w}^{SF}$				0 / 0.09 / 425

**Таблица 2.** Перекрестные и внутренние характеристики точности методик определения  $M_{w}^{[1]}$ 

<sup>[1]</sup>Тройка чисел в клетке таблицы — это средняя разность магнитуд,  $\mu$ ; стандартное отклонение,  $\sigma$ ; объем выборки, N;  $\sigma$  в выделенных полужирным клетках характеризует индивидуальную методику,  $\sigma$  в остальных клетках характеризует разброс разности между парой методик. Все разности рассчитаны по схеме: шапка минус боковик; другие детали см. в тексте.



**Рис. 5.** Связи между магнитудами  $M_w^*$  и  $M_w^{H^q}$ . По оси абсцисс отложены:  $M_w^{GCMT}$  на (а);  $M_w^{RSMT}$  на (б), (в), (г). Ординаты графиков – это  $M_w^{RSMT}$  (а);  $M_w^{CB}$  (б);  $M_w^{SB}$  (в);  $M_w^{SF}$  (г). Среднюю связь дает сплошная линия y = x + const, где const =  $\mu$ , штрихпунктиром даны графики с const =  $\mu \pm \sigma$ , где  $\mu$  – средняя разность температур, а  $\sigma$  – стандартное отклонение. Сплошные серые линии соответствуют связи типа 1:1 (когда  $M_w^* = M_w^{H^q}$ ). В верхних левых углах приведены значения  $\mu$ ,  $\sigma$ , N, полученные при аппроксимации данных линейной ортогональной регрессией с фиксацией наклона b = 1.0.

предела очагового спектра при частоте, стремящейся к нулю. Во-вторых, теоретическая модель, использованная в расчетах  $M_w^{GCMT}$  и  $M_w^{RSMT}$ , более адекватна в диапазоне "рабочих" частот (необходимых для определения  $M_0$ ), чем модель, использованная в подходе "2АБВ". Для оценок по спектрам *S*-волн и коды согласие с низкочастотными оценками несколько хуже, чем между такими оценками, но все же его сочли удовлетворительным.

Важный результат — снижение нижнего порога  $M_w$ , которого удается достигнуть каждой из региональных методик ("1Б" и "2АБВ", см. табл. 1).

Способ определения <i>М</i> <sub>w</sub>	<i>N</i> пар	$\mu(M_{\rm w}-M_L)$	$\sigma(M_{ m w})^{[1]}$	$\sigma(M_{\rm w}-M_L)^{[2]}$
$M_{ m w}^{GCMT}$	142	-0.33	_	0.25
$M_{ m w}^{RSMT}$	171	-0.40	_	0.27
$M_{ m w}^{CB}$	636	-0.43	0.08	0.19
M <sub>w</sub> <sup>SB</sup>	589	-0.43	0.18	0.19
$M_{ m w}^{SF}$	890	-0.48	0.09	0.21

**Таблица 3.** Связь оценок  $M_w$ , полученных разными способами, с региональной шкалой магнитуд  $M_L(K_{S12}^{\phi_{68}})$ 

 $^{[1]}$  точность среднесетевой оценки  $M_{\rm w}$ , оцененная по межстанционному разбросу оценок

<sup>[2]</sup> стандартное отклонение индивидуальных разностей  $M_{\rm w} - M_L$ .



**Рис. 6.** Связи между магнитудами  $M_w$  и  $M_L$ . Везде абсцисса – это  $M_L$ , а по ординате –  $M_w^{RSMT}$  (а);  $M_w^{CB}$  (б);  $M_w^{SB}$  (в);  $M_w^{SF}$  (г). Среднюю связь дает сплошная линия y = x + const, где const =  $\mu$ , штрихпунктиром даны графики  $\mu \pm \sigma$ , где  $\mu$  – средняя разность магнитуд, а  $\sigma$  – ее стандартное отклонение. Сплошные серые линии соответствуют типу связи 1:1 (когда  $M_w^* = M_L$ ). В верхних левых углах приведены значения  $\mu$ ,  $\sigma$ , N, полученные при аппроксимации данных линейной ортогональной регрессией с фиксацией наклона b = 1.0.



**Рис.** 7. Зависимость  $M_L$  от  $M_w$ , где  $M_w$  выбрана следующим образом: для  $M_L > 5$  – это  $M_w^{RSMT}(1)$ , для  $M_L \le 5$  – 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)).

# СВЯЗЬ МЕЖДУ РЕГИОНАЛЬНОЙ МАГНИТУДОЙ *M<sub>L</sub>* И *M*<sub>w</sub>

Большой практический интерес имеет сопоставление оценок  $M_{\rm w}$  с локальной магнитудой  $M_L$  $(K_{S1,2}^{\Phi_{68}})$ . Теория и многие эмпирические исследования позволяют ожидать, во-первых, отклонения данной связи от линейности. а. во-вторых. в случае линейности или слабой нелинейности, отклонения углового коэффициента полученной прямой связи от 1.0. Однако неожиданно оказалось, что оба эти предположения не выполняются. Во-первых, предположение о линейной связи  $M_L$  и  $M_w$ , в изученном диапазоне  $M_w = 3.0 \div 6.0$ ( $M_L = 3.4 \div 6.4$ ) является приемлемым. Во-вторых, наклон полученной прямой связи близок к 1.0; или, что то же самое, разность этих магнитуд близка к постоянной. Результаты представлены на рис. 6 и в табл. 3. Рекомендованные связи (рис. 7), только для диапазона  $M_{\rm w} = 3.0 \div 6.0$  или  $M_L = 3.4 \div 6.4$ , следующие:

$$M_{\rm w} = M_L - 0.40,$$
 (4*a*)

$$M_{\rm w} = 0.5 \left( K_{S1,2}^{\Phi 68} \right) - 1.15. \tag{46}$$

## ОБСУЖДЕНИЕ

Оценки M<sub>w</sub>, полученные по объемным S-волнам  $(M_w^S)$  и кода-волнам  $(M_w^C)$  на частотах  $\sim 0.3 \div 3.0$  Гц, в идеале должны совпадать с независимыми оценками, например, по данным поверхностных волн (например,  $M_w^{GCMT}$ ) или другими низкочастотными данными ( $M_w^{HY}$ ). Фактически наши оценки М, несколько ниже. Подобные небольшие систематические расхождения наблюдались и в других регионах (табл. 4). В этой таблице приведены значения  $dM_w = M_w^{S(C)} - M_w^{H^q}$ , где  $M_w^{S(C)}$  – оценка по локальным S- или кода-волнам,  $M_w^{HY}$  – оценка по длиннопериодным сигналам ( $M_w^{GCMT}$  и  $M_w^{RSMT}$ ). Встречаются также случаи (например, [Edwards et al., 2010]), когда результаты работы формулируются авторами как отсутствие ощутимых расхождений между  $M_w^{S(C)}$  и  $M_w^{HY}$ , однако шаг расчета  $M_0$ , на котором вносится поправка за разницу в импедансах, пропускается; другими

словами, используется модель однородного полупространства. Если бы импедансная поправка была внесена, возникло бы ощутимое расхождение  $dM_w$  порядка -0.15, но эту проблему ряд авторов обходит.

Следует также отметить, что, хотя в принципе использование НЧ данных должно давать, в сравнении с оценками по S-волнам, более стабильные оценки  $M_0$  (и  $M_w$ ), специальное исследование [Gasperini et al., 2012] обнаружило иное. Оказалось, что между самими такими низкочастотными оценками, найденными разными службами, отмечаются систематические расхождения, достигающие 0.2 лог. ед. Расхождения описанного рода обычно обходят молчанием либо приписывают различиям между моделями среды, принятыми в расчетах по двум методикам, но имеются и другие возможности, обсуждаемые ниже. В целом, с учетом мирового опыта, можно считать, что систематические расхождения  $M_{w}^{S(C)}$  с  $M_{w}^{RSMT}$  (а также  $M_{w}^{S(C)}$  с  $M_{w}^{GCMT}$ ) невелики и оценки по спектрам (подход "2АБВ") можно считать вполне приемлемыми в изученном диапазоне магнитуд.

В обсуждаемом случае, с учетом данных табл. 2, расхождение  $M_{\rm w}^{\rm RSMT} - M_{\rm w}^{\rm GCMT} \approx -0.05... - 0.15$  следует считать статистически значимым. При этом мож-но думать, что оценки  $M_w^{RSMT}$  более соответствуют реальности в силу некоторых их преимуществ. А именно, точность оценок глубин, вероятно, лучше; также очаговые длительности в случаях, когда они были не малы, подгонялись в индивидуальном порядке. Оценки по S-волнам и коде достаточно близки к  $M_w^{RSMT}$ , но могут в среднем содержать занижение порядка -0.1 лог. ед. (например, см. расхождение между оценками  $M_{w}^{CB}$  и  $M_{w}^{SB}$  в табл. 2). Это расхождение может отражать какие-то методические погрешности спектрального подхода. Однако в случае более сильных землетрясений  $(M_w = 5 \div 6)$ , небольшое занижение оценок по S-волнам относительно низкочастотных оценок может иметь и содержательный смысл.

Очаговый спектр в диапазоне частот  $0.5 \div 0.02$  Гц (периоды  $2 \div 50$  с) может быть не строго постоянным, а слегка нарастать при снижении частоты за счет вклада от медленного постсейсмического скольжения ("крип", запаздывающее

Таблица 4. Примеры расхождений региональных и глобальных оценок  $M_w$ 

$M_{ m w}^{ m (perиoн.)}-M_{ m w}^{ m \it GCMT}$	Регион	Источник
-0.120.19	Греция	[Konstantinou, 2014]
-0.27	Центр. Азия	[Patton, 1998]
-0.10.2	Франция	[Drouet et al., 2010]
-0.10.2	Камчатка	Настоящая работа (варианты см. в табл. 2)

проскальзывание или "афтерслип"). Для части найденных нами спектров площадка на низких частотах не вполне плоская, а слабонаклонная (пример – землетрясение № 4 на рис. 3), с медленным спадом спектра при росте частоты. В таких случаях более низкочастотная оценка  $M_w$  (например, по поверхностным волнам) всегда будет выше среднечастотной (например, по спектру S-волн). Можно думать, что такие случаи реально возникают, поскольку как в нашем случае, так во всех процитированных выше примерах расхождения описываемого рода – все одного знака, отрицательные, а именно этого следует ожидать, если изложенное объяснение верно. Не исключено, что и небольшое среднее расхождение между  $M_{\rm w}^{GCMT}$  и  $M_{\rm w}^{RSMT}$ имеет ту же природу.

Аналогичная тенденция известна и для оценок  $M_{\rm w}^{GCMT}$ , а именно, при  $M_{\rm w} \sim 9$  отмечается занижение оценок  $M_{\rm w}^{GCMT}$ , что обнаруживается, когда имеется более низкочастотная оценка  $M_{\rm w}$  по амплитудам собственных колебаний Земли с периодами 1000 ÷ 2000 с. Эта проблема возникает, когда самые длинные периоды, участвующие в инверсии, оказываются меньше очаговой длительности [Tsai et al., 2005]. Так, для очага землетрясения 2004 года вблизи побережья острова Суматры (Индонезия) конечная длительность временной функции очага была оценена в 300÷600 с, а инверсия выполнена в полосе 300 ÷ 500 с, что, в том числе, привело к получению оценки  $M_{\rm w}^{GCMT} = = 9.0$ , в то время как более низкочастотная оценка (по нормальным модам, или собственным колебаниям Земли) составила  $M_w = 9.3$  [Stein, Okal, 2005].

Опубликованный материал по связям  $M_w - M_L$ (табл. 3, 6 в работе [Bormann et al., 2013]) включает варианты линейных (с разным наклоном) и нелинейных связей, причем для случая широкого диапазона магнитуд (2.5÷7.5) почти всегда наблюдается нелинейность (например, [Hanks, Boore, 1984; Гусев, Мельникова, 1990]). Оказалось, однако, что в изученном в работе диапазоне  $M_{\rm w} =$ = 3÷6 вполне приемлемым является простейший вариант связи – линейный с наклоном единица. Нет сомнений, что при выходе за пределы этого диапазона в любую сторону обнаружится нелинейность (как и для других случаев с широким диапазоном магнитуд), поэтому весьма нежелательна экстраполяция предложенной линейной связи ни вверх, ни вниз по магнитудной шкале. Оценку связи  $M_{\rm w} - K_{S1,2}^{\Phi 68}$  (и тем самым косвенно  $M_{\rm w} - M_L$ ) из работы [Гусев, Мельникова, 1990] следует считать устаревшей.

Можно также заметить, что, поскольку по замыслу энергетический класс  $K_S = \lg E$ , где E – сейсмическая энергия, из соотношения (4 $\delta$ ) можно вывести, что  $M_0 \sim E^{0.75}$ . Тогда возникает вопрос о размерности частей этого соотношения, поскольку и  $M_0$ , и E имеют размерность [кг×м²/с²]. Проблемы такого рода обычны при некруглых показателях в степенных законах скейлинга, технически они преодолеваются через введение опорных размерных значений ( $M_0^{on}$ ,  $E^{on}$ ), например, так: ( $M_0/M_0^{on}$ ) ~ ( $E/E^{on}$ )<sup>0.75</sup>.

Хотя оценка энергии очага  $E = 10^{K_S}$  – из доцифровой эпохи, и ее качество – ограниченное, все же соотношение  $M_0 \sim E^{0.75}$  должно быть приблизительно справедливым в диапазоне  $M_I = 3 \div 6$ . Любопытны возможные причины такого рода связи. Ясно, что в предположении подобия очагов  $M_0$ и Е обязаны быть пропорциональны друг другу как параметры одной размерности. Таким образом, обнаруженное соотношение говорит о нарушении подобия. Можно показать, что в предположении справедливости известной модели Бруна [Brune, 1970] соотношение  $E \sim M_0^{4/3}$  реализуется при  $f_c \sim M_0^{-0.222}$  (где  $f_c$  – корнер-частота), в то время как при подобии  $f_c \sim M_0^{-1/3}$ . Поскольку в модели Бруна сброшенное напряжение  $\Delta \sigma \sim f_c^3 \cdot M_0$ , можно думать о вероятном росте  $\Delta \sigma$  с магнитудой для камчатских землетрясений диапазона  $M_w = 3 \div 6$ .

## выводы

1. Впервые для Дальнего Востока России опробованы методики массового определения  $M_0$  для диапазона магнитуд 3  $\div$  6 и получен набор сотен региональных оценок  $M_w$ .

2. Порог определения магнитуды  $M_w$  в части регионального каталога в радиусе 200 км от куста станций вблизи Петропавловска-Камчатского опущен в настоящей работе с  $M_w \approx 5.0$  до  $M_w \approx 3.0$ .

3. Проверено отсутствие заметных систематических расхождений между региональными низкочастотными оценками ( $M_w^{RSMT}$ ) и глобальными оценками того же рода ( $M_w^{GCMT}$ ).

4. Обнаружено наличие небольшого (порядка -0.1) систематического занижения среднечастотных оценок  $M_w$  по региональным *S*- и кода-волнам в сравнении с низкочастотными оценками; аналогичное небольшое занижение систематически отмечается и в других регионах.

5. Для диапазона магнитуд 3 ÷ 6 рекомендована формула связи для пересчета значений  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$  и  $M_L$  регионального каталога прошлых лет в ориентировочные оценки  $M_w$  ("proxy- $M_w$ ") региональных землетрясений.

Исследование частично выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00621) в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН. Авторы благодарны рецензентам О.В. Павленко и И.П. Габсатаровой и научному редактору В.Б. Смирнову за полезные замечания и рекомендации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аптекман Ж.Я., Белавина Ю.Ф., Захарова А.И., Зобин В.М., Коган С.Я., Корчагина О.А., Москвина А.Г., Поликарпова Л.А., Чепкунас Л.С. Спектры Р-волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Переход от станционного спектра к очаговому и расчет динамических параметров очага // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 66–79.

*Бунэ В.И*. О классификации землетрясений по энергии упругих волн, излучаемых из очага // Докл. АН Тадж. ССР. 1955. № 14. С. 31–34.

Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28–38.

*Гусев А.А., Шумилина Л.С.* Повторяемость сильных землетрясений Камчатки в шкале моментных магнитуд // Физика Земли. 2004. № 3. С. 34–42.

*Гусев А.А., Мельникова В.Н.* Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55–63.

*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.

*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 // Вулканология и сейсмология. 1989. № 5. С. 35–49.

Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Единая информационная система сейсмологических данных. URL: http://www.emsd.ru/sdis (Дата обращения: 16.01.2017).

Павлов В.М., Абубакиров И.Р. Алгоритм расчета тензора сейсмического момента сильных землетрясений по региональным широкополосным сейсмограммам объемных волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2(20). С. 149–158.

Павлов В.М. Алгоритм расчета синтетических сейсмограмм в слоистом полупространстве с применением матричного импеданса // Физика Земли. 2013. № 1. С. 26–35.

*Раутиан Т.Г.* Энергия землетрясений. Методы детального изучения сейсмичности. Труды ИФЗ АН СССР. 1960. № 9 (176). С. 75–114.

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.

Скоркина А.А., Гусев А.А. Определение набора характерных частот очаговых спектров для субдукционных землетрясений Авачинского залива (Камчатка) // Геология и геофизика. 2017. № 7. С. 1057–1068.

Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 117 с. Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Кугаенко Ю.А., Левина В.И., Сенюков С.Л., Сергеев В.А., Шевченко Ю.В., Ящук В.В. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 18–40.

Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Абубакиров И.Р., Дрознина С.Я., Иванова Е.И., Матвеенко Е.А., Митюшкина С.В., Ототюк Д.А., Павлов В.М., Раевская А.А., Салтыков В.А., Сенюков С.Л., Серафимова Ю.К., Скоркина А.А., Титков Н.Н., Чебров Д.В. Журановское землетрясение 30.01.2016 г. с  $K_{\rm S}$  = 15.7,  $M_{\rm w}$  = 7.2, I = 6 (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 1. Вып. 29. С. 5–16.

Abubakirov I.R., Gusev A.A. Estimation of scattering properties of lithosphere of Kamchatka based on Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake // Physics of the earth and Planetary Interiors. 1990. V. 64.  $\mathbb{N}_{2}$  1. P. 52–67.

*Boore D.M.* Simulation of ground motion using the stochastic method // Pure Appl. Geophys. 2003. V. 160. P. 635–676.

*Boore D.M., Boatwright J.* Average body-wave radiation coefficients // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1984. V. 74. № 5. P. 1615–1621.

*Bormann P., Wendt S., Di Giacomo D.* Seismic sources and source parameters. Chapter 3. NMSOP2. Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences. 2013. 259 p.

*Bormann P., Dewey J.W.* The new IASPEI standards for determining magnitudes from digital data and their relation to classical magnitudes. IS3.3. NMSOP2. Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences. 2014. 44 p.

Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. N $_{2}$  26. P. 4997–5009.

*Drouet S., Cotton F., Guéguen P.* VS30, k, regional attenuation and  $M_w$  from accelerograms: Application to magnitude 3–5 French earthquakes // Geophysical Journal International. 2010. V. 182. № 2. P. 880–898.

Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // Physics of the earth and planetary interiors. 1981. V. 25.  $\mathbb{N}$  4. P. 297–356.

*Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H.* Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // Journal of Geophysical Research. 1981. V. 86. № B4. P. 2825–2852.

*Edwards B., Allmann B., Fäh D., Clinton J.* Automatic computation of moment magnitudes for small earthquakes and the scaling of local to moment magnitude // Geophysical Journal International. 2010. V. 183. № 1. P. 407–420.

*Ekström G.*, *Nettles M.*, *Dziewonski 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. P. 1–9.

Gasperini P., Lolli B., Vannucci G., Boschi E. A comparison of moment magnitude estimates for the European-Mediterranean and Italian regions // Geophysical Journal International. 2012. V. 190. № 3. P. 1733–1745.

51

*Gusev A.A.*, *Guseva E.M.* Source spectra of near Kamchatka earthquakes: recovering them from S-wave spectra, and determination of scaling for three corner frequencies // Pure and Applied Geophysics. 2016. V. 173.  $N_{2}$  5. P. 1539–1557.

*Hanks T.C., Boore D.M.* Moment-magnitude relations in theory and practice // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89. № B7. P. 6229–6235.

Hanks T.C., Kanamori H. A moment magnitude scale // Journal of Geophysical Research. 1979. V. 84. № B5. P. 2348–2350.

*Kanamori H*. The energy release in great earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.

Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // Geophysical Journal International. 1995. V. 122. № 1. P. 108–124.

Konstantinou K.I. Moment magnitude-rupture area scaling and stress-drop variations for earthquakes in the Mediterranean region // Bulletin of the Seismological Society of America. 2014. V. 104. No 5. P. 2378-2386.

*Maeda T., Sasatani T.* Two-layer  $Q_s$  structure of the slab near the southern Kurile trench // Earth, Planets and Space. 2006. V. 58. No 5. P. 543–553.

*Patton H.J.* Bias in the centroid moment tensor for central Asian earthquakes: evidence from regional surface wave data // Journal of Geophysical Research. 1998. V. 103. № B11. P. 26963–26974.

*Pavlenko O.V.* Simulation of ground motion from strong earthquakes of Kamchatka region (1992–1993) at rock and soil sites // Pure and Applied Geophysics. 2013. V. 170. N $ext{ 4. P. 571-595.}$ 

*Petukhin A.G., Gusev A.A.* The duration-distance relationship and average envelope shapes of small Kamchatka earthquakes // Pure Appl. Geophys. 2003. V. 160. № 9. P. 1717–1743.

*Rautian T.G., Khalturin V.I.* The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum // Bulletin of the Seismological Society of America. 1978. V. 68.  $\mathbb{N}$  4. P. 923–948.

*Stein S., Okal E.A.* Seismology: speed and size of the Sumatra earthquake // Nature. 2005. V. 434. № 7033. P. 581–582.

*Tsai V.C., Nettles M., Ekström G., Dziewonski A.M.* Multiple CMT source analysis of the 2004 Sumatra earthquake // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. № 17. L17304.