

МАССОВЫЕ ОЦЕНКИ СКАЛЯРНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОМЕНТОВ ОЧАГОВ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ЮГЕ О. САХАЛИН

А.В. Коновалов, А.С. Сычев, В.Н. Соловьев

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 16, г. Южно-Сахалинск, 693022,
e-mail: konovalov@imgg.ru*

Поступила в редакцию 8 июня 2010 г.

Впервые определена частотная зависимость функции затухания сейсмических волн для южной части о. Сахалин по коде сейсмических волн от близких землетрясений, используя модель однократного рассеяния. Реализован алгоритм автоматизированного определения скалярных сейсмических моментов очагов слабых землетрясений. С его помощью выполнены массовые оценки сейсмических моментов на примере афтершоков Горнозаводского землетрясения 17 августа 2006 г. (M_w 5.6) и событий Костромского роя землетрясений в мае-июне 2004 г., произошедших на Южном Сахалине. Динамические параметры очагов определены по спектрам SH -волн с поправкой на поглощение и геометрическое расхождение. Получено логлинейное соотношение, связывающее сейсмический момент с локальной магнитудой, которое хорошо согласуется с оценками, полученными в других регионах, и в определенном смысле не противоречит среднемировой зависимости.

Ключевые слова: сейсмические волны, сейсмический момент, слабые землетрясения, о. Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие южная часть о. Сахалин характеризовалась проявлениями сильных сейсмических событий с высокой афтершоковой активностью, подтверждающих привязанность современной сейсмичности к зонам активных тектонических нарушений. В частности, в зоне активного Апрельского разлома произошло Такойское землетрясение 2001 г. (M_w 5.2) [6], в зоне активного Западно-Сахалинского разлома – Костромское 2004 г. (M_L 4.8), Горнозаводское 2006 г. (M_w 5.6) [9] и разрушительное Невельское 2007 г. (M_w 6.2) [2] землетрясения. Два последних сейсмических события сопровождалось значительными макросейсмическими проявлениями – сила толчков в эпицентральных зонах землетрясений, расположенных в прибрежной зоне Южного Сахалина, достигала, соответственно, 6–7 и 8 баллов по шкале $MSK-64$.

Период усиления роевой сейсмической активности, начиная с 2001 г., благоприятно совпал с развертыванием локальной сети современных цифровых сейсмических станций и началом проведения на юге о. Сахалин непрерывных сейсмологических на-

блюдений. В настоящее время плотность локальной сети (рис. 1) позволяет идентифицировать и уверенно локализовывать землетрясения с $M_L \geq 2.0$ на всей территории юга о. Сахалин. Однако при расчете динамических параметров очагов землетрясений, происходящих в прибрежных районах, в том числе и при определении фокальных механизмов с помощью традиционных подходов [3], использующих данные о полярностях первых смещений в объемных волнах, получаемые оценки и решения неустойчивы и характеризуются низкой достоверностью. Это связано как с дефицитом исходных данных, так и с большими “брешами” азимутального покрытия регистрирующей сетью, а также зачастую с низкими отношениями сигнал-шум в записях колебаний.

В последние годы в зарубежных изданиях появляются работы, посвященные оценке динамических параметров очагов и определению фокальных механизмов землетрясений в неоптимальных системах наблюдений [например, 25]. При этом отмечается совершенствование методик расчета, использующих количественные параметры волновой формы сейсмических колебаний, такие как величина амплитуды,

отношений амплитуд, а также спектры объемных волн. Для повышения достоверности результатов определений часто используются сочетания разных методов. Например, по данным о знаках первых вступлений и отношениям амплитуд P - и S -волн [22] более достоверно оценивается механизм очага, в том числе и слабых землетрясений. Эти методы менее чувствительны к качеству записей, но требуют исчерпывающих данных о региональной или локальной модели затухания, строения земной коры и т.д.

Во многих сейсмостатистических задачах величина энергии землетрясения оценивается в единицах сейсмического момента. Последний рассчитывается либо напрямую по записям, либо через корреляционные зависимости “магнитуда–момент”. Достоверное определение динамических параметров очагов землетрясений по цифровым записям, в частности скалярных сейсмических моментов, предваряется оценкой добротности среды, характеризующей затухание сейсмических волн.

В данной работе представлены результаты определения локальной модели затухания сейсмических волн для южной части о. Сахалин. Полученная частотно-зависимая функция поглощения среды использована в реализации автоматизированного алгоритма массовых оценок скалярного сейсмического момента по записям нескольких станций на примере слабых землетрясений, произошедших на юге о. Сахалин. Обосновано применение логлинейной зависимости, связывающей сейсмический момент и локальную магнитуду, для слабых и умеренных землетрясений Южного Сахалина.

АНАЛИЗИРУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В работе использовались инструментальные данные короткопериодных наблюдений в афтершоковых зонах Костромского 2004 г. (M_L 4.8) и Горнозаводского 2006 г. (M_W 5.6) землетрясений (рис. 1).

Оба события произошли на территории, прилегающей к южному сегменту Западно-Сахалинского разлома. Динамичность сейсмического режима зоны данного разлома объясняется, по всей видимости, интенсивными деформациями субширотного сжатия земной коры, сопровождаемыми правосторонним сдвигом. Характер деформирования подтверждается в основных чертах структурной геологией юга о. Сахалин [12] и данными спутникового мониторинга движений земной коры [13].

Костромское землетрясение произошло 30 мая 2004 г. в 2 час. 52 мин. всемирного времени у западного побережья, возле п. Костромское Холмского района. Магнитуда главного толчка составила M_L 4.8.

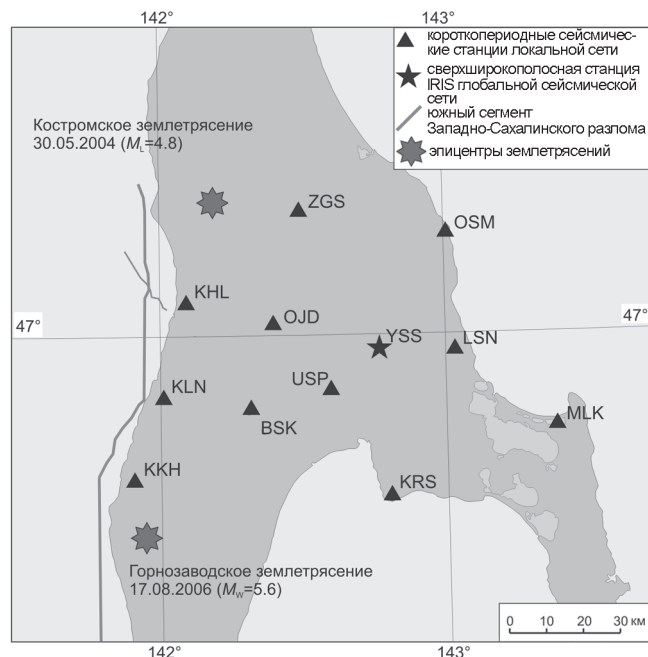


Рис. 1. Расположение сейсмических станций.

Названия станций на карте приведены в сокращенной форме: YSS – “Южно-Сахалинск”, OJD – “Ожидаево”, ZGS – “Загорское”, OSM – “м. Острый”, LSN – “Лесное”, MLK – “Мальково”, KRS – “Корсаков”, USP – “Успенское”, BSK – “Белые скалы”, KHL – “Холмск”, KLN – “Калинино”, KKH – “Колхозное”.

Событие сопровождалось роем землетрясений, магнитуда сильнейшего афтершока достигала M_L 3.9. Общее количество зарегистрированных землетрясений составило более 100 событий.

Горнозаводское землетрясение произошло 18 августа 2006 г. в 2 час. 20 мин. всемирного времени. Эпицентр главного события располагался у западного побережья вблизи п. Горнозаводск Невельского района, на суше на глубине около $h = 13$ км. Магнитуда самого сильного афтершока составила M_L 4.5. Афтершоковый процесс продолжался до конца августа 2006 г. в виде слабых событий с магнитудами $M = 2.0$ – 3.0 , и прекратился достаточно быстро, что необычно для землетрясения столь значительной магнитуды. При этом эпицентры землетрясений смещались на северо-запад в сторону Татарского пролива, а значение глубины очага афтершоков достигало 20 км. Общее число событий в афтершоковой последовательности составило около 500 землетрясений.

Анализируемыми в работе данными послужили фрагменты записей слабых землетрясений, зарегистрированных локальной сетью цифровых сейсмических станций “Dat” и “Datamark” (Nakusan Corp., Япония), установленных на юге о. Сахалин (рис. 1). Каж-

дая станция оснащена трехкомпонентным короткопериодным сейсмоприемником “LE-3DLite” (Lennartz Electronic, Германия) (собственная частота около 1 Гц, полоса частот – до 80 Гц). Станции работали в режиме непрерывной регистрации с частотой дискретизации 100 отсчетов в секунду.

Первичная подготовка инструментальных данных, в частности, отбор записей землетрясений с удовлетворительным отношением сигнал-шум и эпицентральные расчеты были выполнены ведущим научным сотрудником лаборатории сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН Ким Ч.У., любезно предоставившим авторскому коллективу исходные данные и результаты обработки. Для данной работы также выполнялась дополнительная подготовка исходных данных: отбор записей землетрясений, зарегистрированных несколькими станциями, нарезка и сохранение файлов с фрагментами волновых форм, конвертирование файлов в формат ASCII, приемлемый для обработки. Основные критерии отбора сейсмических событий для анализа – уверенная регистрация землетрясения несколькими станциями и хорошее отношение сигнал-шум (более 3) в записях сейсмических колебаний. На основе данных первичной обработки и подготовленных файлов с фрагментами записей сейсмических колебаний была сформирована база входных данных для рабочего алгоритма.

В процессе подготовки входных данных использовались алгоритмы, написанные на языке программирования FORTRAN, а также пакеты программ XDatSegy и Datamark Assist, прилагаемые к сейсмологическому оборудованию.

Для оценки затухания сейсмических волн в среде были использованы отобранные записи афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г. (M_w 5.6).

Для оценок скалярных сейсмических моментов очагов слабых землетрясений были использованы цифровые записи афтершоков Горнозаводского землетрясения (17. 08. 2006, M_w 5.6) и Костромского роя землетрясений (30. 05. 2004, M_L 4.8), произошедших на юге о. Сахалин и уверенно зарегистрированных не менее чем тремя станциями. Всего было отобрано 87 событий с магнитудами M_L от 1.4 до 4.0.

МЕТОД РАСЧЕТА ЛОКАЛЬНОЙ МОДЕЛИ ЗАТУХАНИЯ

Оценка величины затухания сейсмических волн в среде в большинстве случаев выполняется при недостаточном уровне знаний о структуре и составе земной коры исследуемого района. В общем случае затухание в среде характеризуется двумя составляю-

щими – рассеянием колебаний на неоднородностях геологической среды и поглощением в среде, приводящим к переходу волновой энергии в тепловую:

$$Q^{-1} = Q_s^{-1} + Q_i^{-1}, \quad (1)$$

где Q^{-1} – общая добротность среды, Q_s^{-1} – характеристика рассеяния, Q_i^{-1} – характеристика поглощения сейсмических волн.

Существуют методы, позволяющие оценить добротность среды и использующие хвостовую часть волновой формы сейсмического события – коду волны. Формирование коды происходит в основном из однократно обратно рассеянных S -волн; существенный вклад могут вносить и рассеянные P -волны. Образование коды происходит также при обменных процессах на границах раздела в литосфере. Форма коды определяется реверберациями волн в горизонтальных слоях среды на трассе сейсмического луча, а также латеральными неоднородностями.

В основополагающей работе [17] была предложена упрощенная модель однократного рассеяния, согласно которой на больших временах (приблизительно в 1.6–2 раза превышающих время пробега S -волны), когда влиянием очагового процесса практически можно пренебречь, кода волны формируется за счет однократно обратно рассеянных (рефрагированных) S -волн, и ее уровень не зависит от расстояния до станции [28]. Впоследствии были разработаны более совершенные подходы, использующие численное моделирование рассеяния в 2-х и 3-х мерных изотропных и анизотропных средах [7, 10 и др.], модели с применением численного решения нестационарного уравнения переноса волновой энергии в пространстве [21, 24]. Данные методы позволяют учесть более реалистичную модель многократного рассеяния сейсмических волн.

Авторами были рассмотрены имеющиеся подходы и выбрана модель однократного рассеяния, как сравнительно просто реализуемая и позволяющая с достаточной степенью точности оценить добротность среды. Модель однократного рассеяния ранее успешно применялась для оценки величины поглощения в среде для различных регионов Земли [26, 29, 33], поэтому полученные результаты могут быть сопоставлены с аналогичными оценками для регионов Земли с похожими геологическими условиями.

Согласно модели однократного рассеяния [17], запись смещения в частотном диапазоне с центральной частотой пропускания f задается соотношением:

$$A(f, t) = \Omega(f) t^{-\alpha} \exp(-\pi f t / Q_c(f)), \quad (2)$$

где α – характеристика геометрического расхождения (для объемных волн $\alpha = 1$), t – время, отсчитываемое от времени в очаге, $\Omega(f)$ – временная функция в источнике, $Q_c(f)$ – добротность среды (по коде волны).

Логарифмированием (2) можно получить искомое выражение:

$$\ln[A(f, t)] = \ln \Omega(f) - \pi f t / Q_c(f). \quad (3)$$

Наклон графика в выражении (3), построенного во временной шкале, определяет значение добротности $Q_c(f)$ для рассматриваемой частоты f .

Значения Q чувствительны к выбору параметров, таких как временное окно обработки, начальное время обработки, минимальный коэффициент корреляции и пропускная ширина фильтра. При сравнении результатов определений добротности для разных наблюдений необходимо, чтобы управляющие параметры алгоритма были известны, а в идеале – схожими. С учетом работ [18, 20, 21, 28 и др.], при обработке были выбраны параметры, аналогичные тем, что использовались в указанных работах.

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКАЛЯРНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА В УСЛОВИЯХ ЛОКАЛЬНЫХ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Как правило, в случае телесеизмических или региональных наблюдений, оценка динамических параметров очага выполняется для сильных землетрясений, характеризующихся большими длинами излучаемых сейсмических волн, а исходными данными служат записи поверхностных волн, для которых среда является в определенном смысле “прозрачной”. При этом влияние добротности среды на спектр регистрируемого сигнала пренебрежимо мало, и функция поглощения среды $Q(f)$ традиционно считается частотно-независимой. Для слабых землетрясений отношение сигнал-шум в записях поверхностных волн часто оказывается неудовлетворительным, а точность оценки динамических параметров очага в большей степени зависит от расположения и типа регистрирующей аппаратуры. Поэтому в условиях локальных короткопериодных наблюдений методы определения скалярного сейсмического момента M_0 [8, 14, 16], использующие записи поверхностных волн, являются неэффективными. Для определения сейсмического момента местных землетрясений используются записи объемных волн на основе короткопериодных наблюдений: сейсмический момент M_0 определяется по спектрам смещений P , SV и SH волн.

Вместе с тем, в последнее время появляется все больше работ [10, 33 и др.], в которых отмечается, что величина $Q(f)$ пропорциональна частоте f (или степени частоты) в области частот, больших 1 Гц. Учет этой зависимости особенно важен в случае слабых землетрясений, когда рабочий диапазон частот сейсмических сигналов лежит в области от единиц до десятков Гц и функция добротности среды оказывает существенное влияние на спектральный состав сейсмических сигналов. При этом используется спектральная модель Бруна [19], в рамках которой очаг тектонического землетрясения представляется в виде упрощенного случая длинного вертикального разлома с горизонтальным трендом подвижки, с постоянной величиной снимаемого напряжения на разрыве и без учета конечности скорости испарывания. Кроме того, данная модель не учитывает сложность геометрии разрыва, приводящую к обогащению спектра излучаемых волн в высокочастотном диапазоне. Но, несмотря на общую схематичность модели Бруна, она позволяет довольно точно оценить очаговые параметры: скалярный сейсмический момент, сброшенное напряжение, площадь разрыва и т.д., с учетом поглощения сейсмических волн в среде.

Рассмотрим общий случай амплитудного спектра смещений объемной сейсмической волны $U^{(i)}(f)$ на i -ой станции:

$$U^{(i)}(f) = G(f) \cdot H^{(i)}(f) \cdot R^{(i)}(f) \cdot S(f), \quad (4)$$

где $G(f)$ – амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) регистрирующего прибора, $H^{(i)}(f)$ – отклик среды под станцией, $R^{(i)}(f)$ – отклик трассы распространения сейсмического луча, $S(f)$ – спектральный эквивалент временной функции в очаге, f – частота.

Функция, учитывающая локальные грунтовые условия под пунктами наблюдения, имеет вид:

$$H^{(i)}(f) = \exp(-\pi \kappa^{(i)} f), \quad (5)$$

где $\kappa^{(i)}$ – коэффициент поглощения под i -й станцией.

Функция отклика сейсмической трассы имеет следующий вид:

$$R^{(i)}(f) = \frac{1}{r_i^\alpha} \exp\left\{-\frac{\pi f t_i^*}{Q(f)}\right\}, \quad (6)$$

где t_i^* – время пробега сейсмической волны от очага до i -й сейсмической станции, $Q(f)$ – функция добротности среды, r_i – гипоцентральное расстояние от очага до пункта наблюдения, α – коэффициент, определяющий геометрическое расхождение: для случая локальных наблюдений $\alpha = 1$ при $r \leq 100$ –150 км.

Спектральный эквивалент временной функции в очаге, согласно модели Бруна [19], имеет вид:

$$S(f) = \frac{M_0 \cdot R_{\text{эф}}}{4\pi\rho v^3} \frac{1}{1 + (f/f_0)^2}, \quad (7)$$

где M_0 – сейсмический момент, $R_{\text{эф}}$ – функция направленности очага излучения, ρ – плотность среды, v – скорость распространения сейсмических волн в очаге, f_0 – угловая частота среза спектральной кривой.

Таким образом, с учетом всех вышеперечисленных поправок спектральная функция смещения имеет вид:

$$U^{(i)}(f) = \frac{M_0 \cdot R_{\text{эф}}}{4\pi\rho v^3 r_i} \exp\left\{-\frac{\pi f t_i^*}{Q(f)}\right\} \frac{\exp(-\pi\kappa^{(i)} f)}{1 + (f/f_0)^2}. \quad (8)$$

При $f \rightarrow 0$ ($f \ll f_0$) из выражения (8) следует:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v^3 r_i}{R_{\text{эф}}} \cdot U_0^{(i)} \cdot \left(\exp\left\{\frac{\pi f t_i^*}{Q(f)}\right\} \right) \Bigg|_{f \rightarrow 0} \cdot \left(\exp\{\pi\kappa^{(i)} f\} \right) \Bigg|_{f \rightarrow 0} \cdot \left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2 \right) \Bigg|_{f \rightarrow 0}, \quad (9)$$

где $U_0^{(i)} = U^{(i)}(f) \Big|_{f \rightarrow 0}$ – низкочастотная часть спектра смещений.

Используемая на практике формула для оценки сейсмического момента M_0 , когда добротностью среды можно пренебречь, имеет следующий вид:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v^3 r_i}{2R_{\text{эф}}} U_0, \quad (10)$$

где коэффициент S обусловлен эффектами отражения от свободной поверхности в точке приема сигнала.

Если принять функциональную зависимость добротности от частоты $Q(f) = Q_0 f$, то

$$\exp\left\{\frac{\pi f t_i^*}{Q(f)}\right\} \Bigg|_{f \rightarrow 0} = \exp\left\{\frac{\pi t_i^*}{Q_0}\right\}, \quad (11)$$

т.е. в оценках M_0 не учтена зависимость от t^* и величины Q_0 , что в некоторых случаях может приводить к систематической недооценке сейсмического момента в несколько раз.

Если принять время пробега S -волны от очага до станции $t^* = 20$ с, добротность среды $Q_0 = 60$, то поправочный коэффициент за поглощение в среде

(11) составит приблизительно 3. Для параметра $\kappa = 0.05$ поправка на затухание под станцией (5) на частоте $f \sim 1$ Гц составит 1.16. Таким образом, в диапазоне оцененных параметров определяющей характеристикой затухания будет $Q(f)$. Поэтому в данной работе использовались спектры, исправленные только за $Q(f)$, а поправка на локальные грунтовые условия не учитывалась.

Оценка M_0 осуществлялась по среднему уровню низкочастотной части спектра смещений $U^{(i)}$, исправленного за поглощение в интервале частот 0.5–2.0 Гц:

$$M_0^{(i)} = \frac{2\pi\rho v^3 r_i}{R_{\text{эф}}} \cdot \left\langle U^{(i)}(f) \cdot \exp\left\{\frac{\pi f t_i^*}{Q(f)}\right\} \right\rangle \Bigg|_{f \in [0.5, 2.0]} \quad (12)$$

где $\langle \rangle$ – оператор усреднения, $M_0^{(i)}$ – сейсмический момент, оцененный по i -ой станции (в данной формуле учтен коэффициент $1/2$).

Ввиду того, что собственная частота сейсмоприемника “LE-3DLite” составляет 1 Гц, при расчетах учитывалась (АЧХ) прибора во всем рабочем интервале частот от 0.5 Гц, в том числе спад АЧХ на частотах ниже 1 Гц.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

1. В расчетах затухания использовались вертикальные компоненты сейсмических записей. Для анализа коды сейсмических волн и дальнейших вычислений применялось временное окно $\Delta T_c = 12$ –15 с, начало которого соответствует двойному значению времени пробега S -волны. Выбранное значение временного интервала обработки коды соответствует области рассеяния сейсмических волн с радиусом порядка 50 км (более точно следует говорить об эллипсоиде рассеяния) при среднем расстоянии от очагов до станций ≈ 50 км. В интервалах ΔT_c , значительно превосходящих 15 с, отношение сигнал/шум меньше 2, что снижает значимость полученных результатов при обработке коды на больших временах. Записи фильтровались четырехполосным двусторонним фильтром Баттеруорта с центральными частотами пропускания 1.5, 3.0, 6.0, 9.0 Гц и шириной 1.0, 2.0, 4.0, 6.0 Гц, соответственно. Примеры исходной записи землетрясения с магнитудой M_L 3.1, отфильтрованных сейсмограмм с центральными частотами пропускания 1.5 и 6.0 Гц, фрагментов записи и соответствующие им коды с поправкой на геометрическое расхождение приведены на рис. 2.

Далее выполнялись расчет добротности для каждой из центральных частот f (рис. 3) и определение вида частотно-зависимой функции $Q_c(f)$, согласно (3).

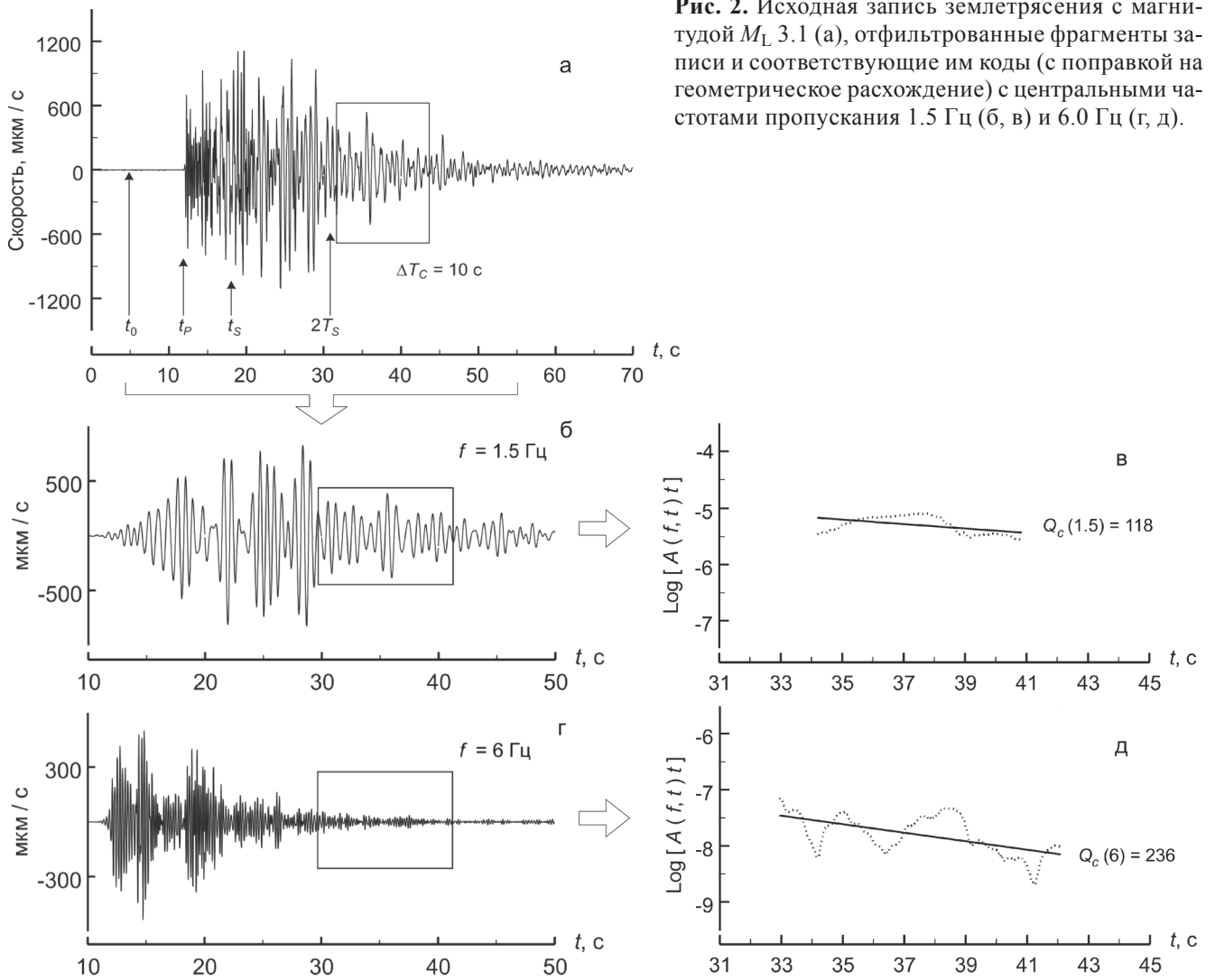


Рис. 2. Исходная запись землетрясения с магнитудой M_L 3.1 (а), отфильтрованные фрагменты записи и соответствующие им коды (с поправкой на геометрическое расхождение) с центральными частотами пропускания 1.5 Гц (б, в) и 6.0 Гц (г, д).

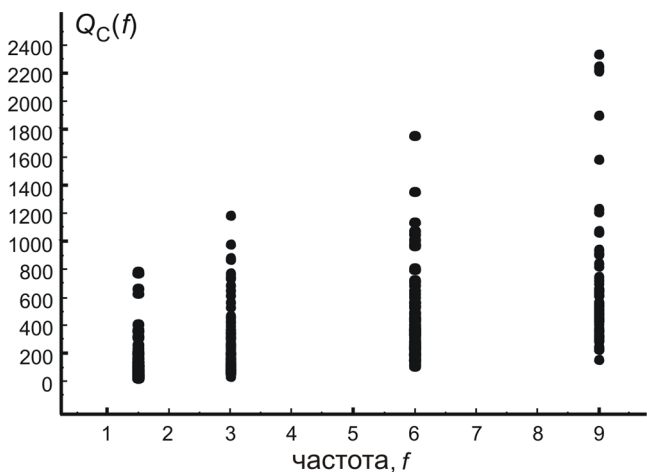


Рис. 3. Значения Q_C для ощутимых толчков в серии афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г., рассчитанные по цифровым записям сейсмических станций.

Из-за низкого значения сигнал/шум в записях слабых землетрясений полученные результаты имеют низкую значимость, не позволяют объективно оценить значение функции затухания на частотах больше 10 Гц. Фрагменты записей сильных событий с достаточно высоким значением сигнал/шум были обрезаны по амплитуде из-за близости регистрирующих станций к очагам событий и низкого динамического диапазона аппаратуры, и в обработке не использовались.

Усреднением по всем событиям была найдена функция добротности $Q_C(f) \approx 60f$. Полученная оценка $Q_C(f)$ в области очаговой зоны афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г. близка к оценкам функции поглощения для центральной Японии [33]. Далее данная функциональная зависимость использовалась в оценках скалярных сейсмических моментов слабых землетрясений, согласно выражению (12).

Поскольку нижняя граница частотного диапазона, для которого были получены оценки $Q_c(f)$, равна 1.5 Гц, при оценке среднего уровня низкочастотной части спектров смещений функция добротности была экстраполирована до частоты 0.5 Гц. В качестве обоснования такой экстраполяции необходимо отметить, что современные исследования затухания сейсмических волн выявляют существование трех диапазонов частот $f < 0.01$, $0.01-10.0$, $f > 10.0$ Гц, в пределах которых для функции добротности среды $Q_c = Q_0(f)^b$, полученной в конкретном регионе Земли, параметр b сохраняет неизменное значение. Поскольку рабочий диапазон частот 0.5–10 Гц удален от границ переходов, составляющих приблизительно 0.01 Гц и 10 Гц, соответственно, используемая функция добротности в указанном диапазоне количественно характеризует один и тот же механизм затухания сейсмических волн. Заметим также, что нижняя граница диапазона частот, для которого оценивалась $Q_c(f)$, составляет 1.5 ± 0.5 Гц. Можно обоснованно предположить, что в интервале 0.5–1.0 Гц вид функциональной зависимости добротности от частоты существенным образом не изменится.

Вопрос о применимости оценок $Q_c(f)$ является дискуссионным, так как неясными остаются соотношения значений добротности среды, рассчитанных по кода-волнам и по спектрам объемных волн [21]. Сравнение ряда оценок добротности среды, полученных различными методами и для разных регионов Земли [23, 26, 27 и др.], показывает, что в большинстве случаев эти величины одного порядка. Однако для каждого конкретного случая с различной реологией среды, глубиной очага и т.д. традиционный выбор временного окна для анализа коды, начало которого соответствует приблизительно удвоенному времени пробега S -волны, может приводить к систематической погрешности в оценке Q_0 .

2. В качестве этапа, предваряющего количественные оценки спектральных параметров, выполнялось приведение каждой трехкомпонентной записи к направлениям объемных волн P , SV и SH , подходящих к пункту регистрации. В расчетах анализировались фрагменты записей SH -волн. Временное окно обработки на каждой волновой форме подбиралось таким образом, чтобы в окне содержалось несколько цугов волн, исключая “паразитные” эффекты обменного отражения на границах среды под станцией. Интервал временного окна контролировался параметром, определяемым отношением сигнал/шум, значение которого превосходило 3.0. В среднем ширина окна обработки для SH -волн с момента первого вступления составляла не менее 2 секунд.

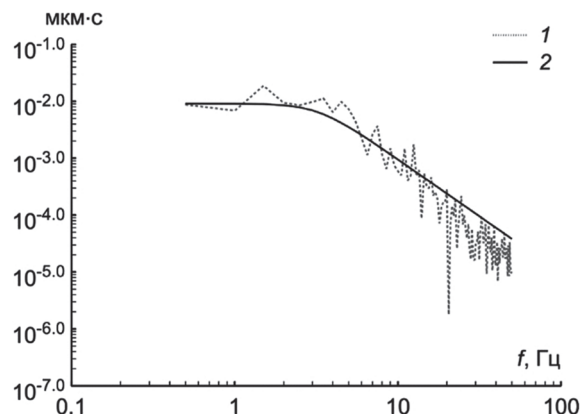


Рис. 4. Амплитудные спектры смещений.

1 – амплитудный спектр смещения наблюдаемой сейсмограммы в SH -волне для события с M_L 1.8, исправленный за поглощение и амплитудно-частотную характеристику прибора, 2 – амплитудный спектр смещения в модели Бруна [18].

На рис. 4 изображены амплитудный спектр смещений в S -волне с поправкой на характеристику прибора и поглощение среды для события с магнитудой M_L 1.8 и расстоянием до станции 15 км, а также теоретический спектр, рассчитанный для данного землетрясения, согласно модели Бруна. Из рис. 4 видно, что наблюдаемый и модельный (4) спектры практически совпадают в области частот от 1 до 10 Гц.

Используя в расчетах выражение (12) и учитывая вышеперечисленные поправки, по спектральным параметрам записей землетрясения оценивались значения сейсмического момента M_0 , затем путем усреднения по всем записям данного события рассчитывалось итоговое значение скалярного сейсмического момента:

$$M_0 = \text{anti} \log \frac{1}{N} \sum_i \log M_0^{(i)}, \quad (13)$$

где N – количество наблюдений.

Расчеты выполнялись на основе подготовленной базы данных и волновых форм с использованием автоматизированного алгоритма расчета спектральных параметров, реализованного на языке программирования FORTRAN. Среднее значение направленности излучения в очаге R_{θ_0} выбиралось равным 0.41 для SH -волн [1], плотность среды $\rho = 2400$ кг/м³, скорость S -волн $v_s = 3.0$ км/с, согласно данным ГСЗ [11].

Помимо сейсмического момента M_0 , по цифровым записям оценивался радиус очага R . Во избежание трудностей, связанных с визуальным определением угловой частоты среза f_0 , в работе был приме-

нен алгоритм Сноука [31] для расчета размера очага. Данный алгоритм использует значения низкочастотной части спектра смещений и интеграла квадрата спектра скоростей, что приводит к более слабой чувствительности полученных оценок размера очага от локальных грунтовых условий под рассматриваемыми сейсмическими станциями:

$$R = 2.34 v_s \left(\frac{\Omega_0^2}{4J} \right)^{1/3} \quad (14)$$

где $J = \int \{A'(f) \exp[-\pi t f / Q(f)]\}^2 df$ – энергия, выделенная в сейсмические колебания, v_s – скорость распространения S -волны, $A'(f)$ – спектр скорости смещения.

На рис. 5 показано распределение сейсмического момента M_0 очагов Костромского роя землетрясений 2004 г. в зависимости от размера (радиуса) очага R . Линиями на рис. 5 изображены изолинии сброшенного напряжения $\Delta\sigma$, рассчитываемого по формуле для модели очага в виде круговой трещины [8]:

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16R^3} \quad (15)$$

Из рис. 5 видно, что размер (радиус) очага не зависит от сейсмического момента, т.к. в расчетах не учитывалась поправка на локальные грунтовые условия под станцией, обуславливающая постоянство угловой частоты среза f_0 и, как следствие, размера очага R .

Оценим среднюю величину κ и поправочный коэффициент для поглощения под станцией. Соотношение между размером (радиусом) R и корнер-частотой f_0 , по Бруну [19], имеет вид:

$$R = \frac{0.37 \cdot v_s}{f_0} \quad (16)$$

Из выражения (16) и рис. 5 следует, что для $R \approx 100-200$ м значение f_0 составляет приблизительно 7 Гц. Согласно определению корнер-частоты, как частоты, на которой уровень спектра смещений $U(f)$ составляет 0.5 от уровня плоского участка U_0 спектральной кривой, т.е. $\exp(-\pi\kappa f_0) = 0.5$, получим значение $\kappa \approx 0.03$.

3. Рассчитанные значения скалярных сейсмических моментов были использованы для построения корреляционной зависимости M_0 от локальной магнитуды M_L . Полученная зависимость задается логлинейным соотношением:

$$\lg M_0 \pm 0.08 = 0.95 M_L + 10.18 \quad (17)$$

с 91 % корреляционным радиусом, где M_0 дано в Н·м.

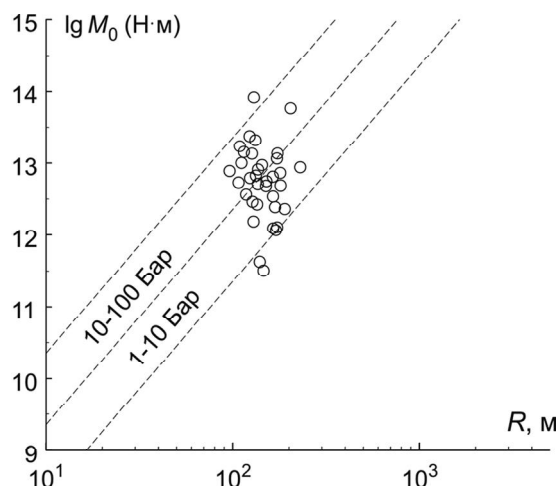


Рис. 5. Распределение сейсмического момента M_0 в зависимости от размера очага R для Костромского роя землетрясений 2004 г.

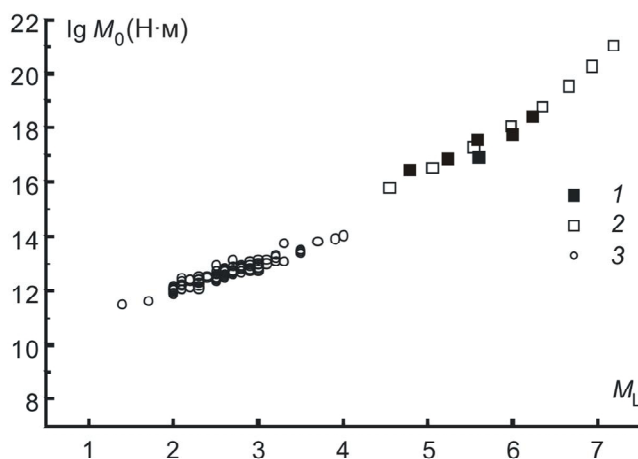


Рис. 6. Зависимость сейсмического момента M_0 от локальной магнитуды M_L .

1 – значения M_0 и M_L для ощутимых землетрясений Южного Сахалина 2001–2010 гг. из каталогов NEIC [34] и СФ ГС РАН, соответственно, 2 – среднемировая зависимость из работы [4], 3 – значения M_0 и M_L , полученные в данной работе.

Из рис. 6 видно, что среднее соотношение между параметрами в рабочем диапазоне магнитуд ($1.4 \leq M_L \leq 4.0$) в определенном смысле не противоречит средней зависимости по мировым данным [4], которая построена для диапазона магнитуд $M_L > 4.5$. Значение сейсмического момента для ощутимых землетрясений юга о. Сахалин с 2001 по 2010 г. взято из каталога NEIC [34]. Корреляционные зависимости M_0 от локальной магнитуды M_L , полученные в работах зарубежных сейсмологов для других регионов Земли в рамках используемой методологии, характеризуются близкими значениями наклона аппрокси-

ризуются близкими значениями наклона аппроксимирующей прямой и свободного коэффициента: 1.12 и 10.46 для Центральной Италии [18], 0.99 и 11.10 для Северо-Западной Греции [29] и др.

Оценка локальной магнитуды сейсмических событий M_L выполнялась с использованием эмпирической номограммы, связывающей энергетический класс по Раутиан (K_p) с магнитудой (M): $K_p = 4.0 + 1.8M$. Номограмма разработана лабораторией сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН по результатам инструментальных наблюдений в очаговой зоне Нефтегорского землетрясения 1995 г. (M_w 7.2) и рекомендуется для анализа только землетрясений о. Сахалин. Используемая характеристика магнитуды M является аналогом локальной магнитуды M_L [15]. Поэтому, полученная зависимость (17) приближенно описывает соотношение между M_0 и M_L .

ВЫВОДЫ

Полученная для Южного Сахалина функция добротности среды $Q_c(f) \approx 60f$ сопоставима по величине с аналогичными оценками поглощения для центральной Японии [33]. Таким образом, оцененную функцию затухания можно применять для оценки не только локального поглощения в очаговой зоне Горнозаводского землетрясения 2006 г., но и для всей территории Южного Сахалина.

Описанные в работе алгоритмы [17, 20, 28] можно применять и для выявления эффекта анизотропии в затухании сейсмических волн за счет эффектов формирования рассеянных волн от разномасштабных неоднородностей. Это особенно важно для геологической среды о. Сахалин, пронизанного системой крупных меридионально ориентированных разломов.

Впервые для условий о. Сахалин реализован автоматизированный алгоритм определения скалярного сейсмического момента очага M_0 и получены массовые оценки сейсмического момента для слабых землетрясений юга острова с использованием рассчитанной функции добротности среды по цифровым записям нескольких станций. Полученное логлинейное соотношение между сейсмическим моментом очага M_0 и локальной магнитудой M_L в диапазоне магнитуд $M_L = 1.4 \div 4.0$ в определенном смысле не противоречит средней зависимости по мировым данным [4] и близка к аналогичным корреляционным зависимостям для других регионов [18, 29].

Представленные методы и результаты определения скалярного сейсмического момента очага по цифровым записям нескольких сейсмических станций позволяют, в принципе, решить задачу определе-

ния тензора момента. Знание тензора сейсмического момента позволяет изучать динамику сейсмической активности в рамках детерминистских моделей взаимодействия разломов, использующих, например, понятия о течении горных масс или о передаче кулоновского взаимодействия [32].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. В 2-х т. / Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 880 с.
2. Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Ким Ч.У., Такахаша Х. Сейсмические деформации земной поверхности на о. Сахалин в результате Невельского землетрясения 02.08.2007, M_w 6.2 // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 16–21.
3. Гоцадзе О.Д., Кейлис-Борок В.И., Кириллова И.В. и др. Исследование механизма очага землетрясения. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 148 с.
4. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55–63.
5. Коновалов А.В. Система алгоритмов для определения параметров слабых землетрясений по записям цифровых сейсмических станций на примере юга Сахалина: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 24 с.
6. Коновалов А.В., Иващенко А.И., Ким Ч.У., Сычев А.С. Структура и особенности сейсмического режима очаговой зоны Такойского землетрясения 1 сентября 2001 года (M_w 5.2) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 93–101.
7. Копничев Ю.Ф. О роли многократного рассеяния в образовании хвостовой части сейсмограммы // Физика Земли. 1977. № 6. С. 41–48.
8. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
9. Левин Б.В., Ким Ч.У., Тихонов И.Н. Горнозаводское землетрясение 17(18) августа 2006 года на юге о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 102–108.
10. Лемзиков В.К. Поглощение и рассеяние поперечных сейсмических волн в литосфере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2007. № 3. С. 50–63.
11. Лившиц М.Х. Глубинное строение Сахалина по геофизическим данным // Геофиз. сб. Южно-Сахалинск, 1972. Вып. 24. № 2. С. 16–25.
12. Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Ч.У. Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестн. ДВО РАН. 2007. № 4. С. 64–71.
13. Прытков А.С. Современные движения земной коры Сахалино-Курильского региона и моделирование геодинамических процессов по данным GPS наблюдений: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. 22 с.
14. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М., 1976. С. 9–27.
15. Сафонов Д.А. Динамика сейсмичности Южного Сахалина на основе современных инструментальных и макросейсмических данных: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. 24 с.
16. Aki K. Earthquake mechanism // The upper mantle

- developments in geotectonics. Amsterdam etc.: Elsevier. 1972. V. 4. P. 423–446.
17. Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects // Journ. Geophys. Res. 1975. V. 80. P. 3322–3342.
 18. Bindi D., Spallarossa D., Augliera P., Cattaneo C. Source Parameters Estimated from the Aftershocks of the 1997 Umbria-Marche (Italy) Seismic Sequence // Bull. Seism. Soc. Am. 2001. V. 91, N 3. P. 448–455.
 19. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // Journ. Geophys. Res. 1970. V. 75, N 26. P. 4997–5009.
 20. Gao L.S., Lee L.C., Biswas N.N. et al. Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes // Bull. Seism. Soc. Am. 1983. V. 73. P. 377–389.
 21. Gusev A.A., Abubakirov I.R. Simulated envelopes of non-isotropically scattered waves as compared to observed ones: New evidence for fractal heterogeneity // Geoph. Journ. Int. 1996. V. 127. P. 49–60.
 22. Hardebeck J.L., Shearer P.M. Using *S/P* amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes // Bull. Seism. Soc. Am. 2003. V. 93, N 6. P. 2434–2444.
 23. Havskov J., Malone S., McClurg D., Crosson R. Coda Q for the state of Washington // Bull. Seism. Soc. Am. 1989. V. 79. P. 1024–1038.
 24. Hoshiya M., Sato H., Fehler M. Numerical basis of the separation of scattering and intrinsic absorption from full seismogram envelope – A Monte-Carlo simulation of multiple isotropic scattering // Pap. Meteorol. Geophys. (Bull. of Meteorol. Res. Inst.). 1991. V. 42. P. 65–91.
 25. Julian B.R., Foulger G.R. Earthquake mechanisms from linear-programming inversion of seismic-wave amplitude ratios // Bull. Seism. Soc. Am. 1996. V. 86. P. 972–980.
 26. Kumar N., Parvez I.A., Virk H.S. Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes // Phys. Earth and Planet. Inter. 2005. V. 151. P. 243–258.
 27. Malagnini L., Herrmann R., Koch K. Regional ground motion scaling in Central Europe // Bull. Seism. Soc. Am. 2000. V. 90. P. 1052–1061.
 28. Rautian T.G., Khalturin V.I. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum // Bull. Seism. Soc. Am. 1975. V. 68. P. 923–948.
 29. Roumelioti Z., Kiratzi A., Theodoulidis N., Papaioannou C. S-wave spectral analysis of the 1995 Kozani-Grevena (NW Greece) aftershock sequence // Journ. of Seism. 2002. V. 6. P. 219–236.
 30. Snoke J.A., Munsey J.W., Teague A.C., Bollinger G.A. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and *SV-P* amplitude ratio data // Earthquake Notes. 1984. V. 55, N 3. P. 15.
 31. Snoke J.A. Stable determination of (Brune) stress drop // Bull. Seis. Soc. Am. 1987. V. 77. P. 530–538.
 32. Stein R.S. The role of stress transfer in earthquake occurrence // Nature. 1999. V. 402. P. 605–609.
 33. Stork A.L., Ito H. Source parameters scaling for small earthquakes observed at the western Nagano 800-m-deep borehole, central Japan // Bull. Seism. Soc. Am. 2004. V. 94, N 5. P. 1781–1794.
 34. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_rect.php

Рекомендована к печати Б.В. Левиным

A.V. Konovalov, A.S. Sychov, V.N. Solovyev

Mass estimates of scalar seismic moments of slight earthquake foci on the south of Sakhalin Island

Frequency dependence of the function of seismic waves damping for the southern part of Sakhalin Island has been determined for the first time based on the coda of seismic waves from the near earthquakes using the model of single scattering. The algorithm of automated definition of scalar seismic moments of slight earthquake foci has been realized. Mass estimates of seismic moments have been obtained as exemplified by the aftershocks of the Aug. 17, 2006 Gornozavodsk earthquake (M_w 5.6) and Kostromskoye earthquake swarm events of May–June 2004, which took place on South Sakhalin. The dynamic parameters of the foci have been determined based on the *SH*-wave spectra adjusted for absorption and geometrical discrepancy. The loglinear relation linking the seismic moment to the local magnitude has been established, which is in good agreement with the estimates obtained in other regions, and in a certain sense does not contradict the world average dependence.

Key words: seismic waves, seismic moment, small earthquakes, Sakhalin Island.