

УДК 550.34

**ПОСТРОЕНИЕ УТОЧНЕННОЙ МОДЕЛИ УРАВНЕНИЯ
МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ДЛЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА.
ИНТЕРПОЛЯЦИОННЫЙ И РЕГРЕССИОННЫЙ ПОДХОДЫ**

Соломатин А.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683036,
г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9
E-mail: alf110111@gmail.com

В работе предложены интерполяционная и регрессионная модели классического вида уравнения макросейсмического поля для землетрясений Курило-Камчатского региона. Предложенные модели существенно расширяют область применимости используемой в настоящее время зависимости, имеют относительно высокую точность и в значительной степени свободны от систематических ошибок в широком диапазоне магнитуд и гипоцентральных расстояний.

Ключевые слова: сейсмичность, землетрясение, макросейсмическое поле, сейсмическая опасность

© Соломатин А.В., 2013

MSC 86A15

**THE REFINED MODEL OF THE MACROSEISMIC FIELD FOR THE
KURILE-KAMCHATKA REGION EARTHQUAKES EQUATION DEFINITION.
INTERPOLATION AND REGRESSION APPROACHES**

Solomatina A.V.

Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 683036, Petropavlovsk-Kamchatsky,
Piip st., 9, Russia
E-mail: alf110111@gmail.com

In this work the interpolation and regression models of the macroseismic field classical type dependence are offered for the Kurile-Kamchatka region earthquakes. The given models essentially expand the region of the dependence now in use applicability, have the relatively high accuracy and are to a considerable degree free from constant biases in the magnitudes and the hypocentral distances wide range.

Key words: seismicity, earthquake, macroseismic field, seismic hazard

© Solomatina A.V., 2013

Введение

Прогноз землетрясений и интенсивности их воздействия являются важнейшими практическими задачами сейсмологии. Решение этих задач необходимо, прежде всего, для рационального обоснования инженерных решений по строительству и сейсмоусилению в сейсмоопасных районах. Цель настоящей работы – решение задачи прогноза интенсивности сейсмического воздействия сильных курило-камчатских землетрясений по их величине и удаленности. Список работ, касающихся данной темы, как и все ее аспекты, весьма обширен. Ниже приведены лишь самые общие сведения, необходимые для понимания сути решаемой задачи.

Сейсмическое воздействие определяется целым рядом факторов (ускорение, скорость и амплитуда колебаний поверхностного слоя, различного рода его нарушения, в том числе и в виде неоднородных остаточных смещений и др.) [1]. Хотя эти факторы, которые можно считать элементарными, и поддаются по отдельности инструментальным измерениям, учет всего их комплекса при оценке сейсмического воздействия является крайне сложной задачей.

Наряду с инструментальными измерениями сейсмических воздействий землетрясений, активно развивающимися в настоящее время, широко используются их оценки по макросейсмическим шкалам. Такие оценки связаны с достаточно сильным обобщением наблюдений, обычно не связанных с инструментальными. Именно комплексность учета множества элементарных факторов сейсмического воздействия, а также обобщающий и наглядный характер оценок являются основными преимуществами макросейсмических шкал.

Вторым немаловажным фактором, определяющим использование макросейсмических шкал, является накопленный сейсмологический материал, в том числе относящийся к доинструментальному периоду. В наибольшей степени это относится к таким важным случаям, как воздействие относительно редких сильнейших (с магнитудой M около 8 и более) землетрясений, а также к редким случаям предельно высоких его значений.

Основой оценок макросейсмического воздействия в России является шкала MSK-64. Имеется также ее модификация – шкала MMSK-86 [1]. Оценки по шкале макросейсмической интенсивности широко применяются, прежде всего, для целей массового строительства [2].

Для определения степени воздействия землетрясений обычно используются различного рода обобщенные модели, так как построение такой модели в ее полном виде является крайне трудной задачей учета целого комплекса малоизученных факторов, относящихся к образованию, распространению сейсмического воздействия, а также к реакции на него.

В связи с этим необходимо отметить важный метод – построение и анализ вероятных сценариев сейсмического воздействия с достаточно жестко заданными параметрами очагов вероятных землетрясений, выбранными на основе некоторых дополнительных предположений. Такой метод в сочетании с глубоким анализом результатов, к которому в данном случае предъявляются повышенные требования, может применяться при решении наиболее ответственных задач. В качестве примера такой работы для оценки сейсмической опасности в районе г. Петропавловск-Камчатский можно привести статью [3].

Более простая, классическая, модель сейсмического воздействия связывает чаще всего три достаточно простых параметра: магнитуду землетрясения M , гипоцен-

тральное расстояние в точке наблюдения R (по замечанию Ф.Ф. Аптикаева несколько лучшей в настоящее время оценкой удаленности очага, чем гипоцентрального расстояния, является расстояние до его ближайшей точки) и оценку интенсивности воздействия I .

Существует множество моделей такого рода в виде уравнений макросейсмического поля: $f(I, M, R)$. При их построении используются следующие понятия:

- интенсивность сейсмического воздействия в ближней (очаговой) зоне как функция магнитуды (энергии) землетрясения;
- функция на основе удаленности очага, определяющая закон ослабления сейсмического воздействия;
- условия в месте регистрации воздействия.

В качестве поправок могут быть учтены и дополнительные факторы, например, в качестве следующего приближения Ф.Ф. Аптикаев рассматривает выделение трех характерных зон гипоцентральных расстояний R . В работе [4] в качестве дополнительного фактора сейсмического воздействия рассматривается протяженность (и потенциально сложное строение) очага землетрясения.

Наиболее распространенными классическими моделями уравнений макросейсмического поля являются выражения следующего вида [5], [6] форма Блейка – Шебалина:

$$I(R) \sim \Phi_1(M) - c \lg(R), \quad (1)$$

и форма Ковеслигети – Шебалина:

$$I(R) \sim \Phi_2(M) - c \lg(R) - qR. \quad (2)$$

К виду (2) относится уравнение макросейсмического поля, предложенное С.А. Федотовым и Л.С. Шумиловой для оценки сейсмического воздействия камчатских землетрясений [7] и, с некоторыми уточнениями, используемое для данного региона в настоящее время [4]:

$$I(R) \sim 1.5 \cdot M - 2.63 \cdot \lg(R) - 0.0087R. \quad (3)$$

Формально к виду (1) относится выражение, предложенное М.А. Садовским [8]

$$\lg(R) \sim 0.32 \cdot M - 0.25 \cdot I. \quad (4)$$

Важно отметить, что похожая зависимость ($\lg(R) \sim 0.33M$) на основе теории подобия предложена и Ф.Ф. Аптикаевым.

В качестве основного результата в данной статье предполагается получение уточненной, с учетом ряда выявленных закономерностей, зависимости $I = f(M, R)$ для Курило-Камчатского региона, основным источником сейсмической опасности, в пределах которого является Курило-Камчатская сейсмогенная зона.

Для регуляризации данных, а также для предварительных оценок вида окончательной регрессионной модели применяется интерполяционная сеточная модель.

Интерполяционный подход. Подбор коэффициентов опорной функции, оценка точности модели

Под интерполяционным подходом уточнения модели уравнения макросейсмического поля понимается использование метода определения макросейсмической интенсивности I_0 в некоторой заданной точке (M_0, R_0) на основе наблюдений I_i в

точках (M_i, R_i) , находящихся в ограниченной области возле нее в гипотетической плоскости (M, R) : $(M_0 \pm \Delta M, R_0 \pm \Delta R)$.

Идея данного подхода достаточно очевидна. В частности, в техническом руководстве по использованию сейсмологического программного продукта ShakeMap [9] используется понятие *phantom stations* – регулярной сетки, узлы которой находятся на расстоянии в несколько десятков километров друг от друга. Для данных узлов на основании ближайших к ним станций рассчитываются параметры сейсмического воздействия.

Подобная оценка в данной работе производится с помощью интерполяционного выражения:

$$I_0(M_0, R_0) = \frac{\sum_{i=1}^n W_i (I_i + a(M_0 - M_i) - b \lg(R_0/R_i))}{\sum_{i=1}^n W_i}, \quad (5)$$

$$W_i = \exp(-\lg^2(R_0/R_i)/\Delta_R^2) \exp(-(M_0 - M_i)^2/\Delta_M^2). \quad (6)$$

В выражениях (5) и (6) индекс i ($i = 1 \dots n$) определяет наблюдение (I_i, M_i, R_i) . Коэффициенты a и b определяются на основе приближенной линейной зависимости $I(M, R) \sim aM - b \lg(R)$ (в дальнейшем – опорной функции). W_i – весовая функция с постоянными параметрами Δ_R и Δ_M , определяющими скорость ее уменьшения при удалении точки (M_i, R_i) от (M_0, R_0) . Вид весовой функции достаточно произволен, но он должен обеспечивать слабое влияние наблюдений в наиболее удаленных точках. При указанной весовой функции влияние наблюдений за пределами интервала $(M_0 \pm 2\Delta_M, \lg(R_0) \pm 2\Delta_R)$ пренебрежимо мало.

Основным преимуществом интерполяционного подхода является слабая зависимость точности прогноза от вида используемой опорной функции, а также точности определения ее коэффициентов. Иначе данный вид модели в значительной мере свободен от систематических ошибок, возникающих при неудачном выборе моделирующей зависимости. Однако возможности экстраполяции как оценок за пределами области, определяемой имеющимися наблюдениями (I_i, M_i, R_i) (а также, возможно, ее значимо удаленных друг от друга подобластей), при данном подходе напрямую определяются точностью задания опорной функции.

Вторым преимуществом интерполяционного подхода является его очевидные простота, наглядность и легкость переносимости в другие сейсмоопасные регионы.

В работе использовались данные макросейсмических наблюдений [10] за период 1900–1975 гг. и относящиеся к Курило-Камчатскому региону. Всего использовалось 527 наблюдений для 224 землетрясений данного региона с магнитудами 5.5–8.5.

Для этих данных эмпирически была подобрана следующая опорная функция:

$$I(M, R) \sim 1.28 \cdot M - 3.25 \cdot \lg(R). \quad (7)$$

Уместно заметить, что коэффициенты подобранной опорной функции оказались приближенно соответствующими коэффициентам обращенного выражения (4), которые рассматривались наряду с коэффициентами выражения (3) как наиболее вероятные. Результаты проверки модели (5) на основе данной функции состоят в следующем: величина ошибки прогноза $\sigma = 1.01$ при $\Delta_R = 0.2$ и $\Delta_M = 0.15$. Такую точность можно считать достаточно высокой (для модели (3) соответствующая точность определяется величиной 1.38).

Для диапазона магнитуд $M = 7.5-8.5$ и в области гипоцентральных расстояний 70–330 км точность модели (5) – 0.77 (против 0.61 для модели (3)). Однако модель (3) в отличие от модели (5) вне указанной области магнитуд и гипоцентральных расстояний имеет существенные *систематические* ошибки (рис. 1 и 2).

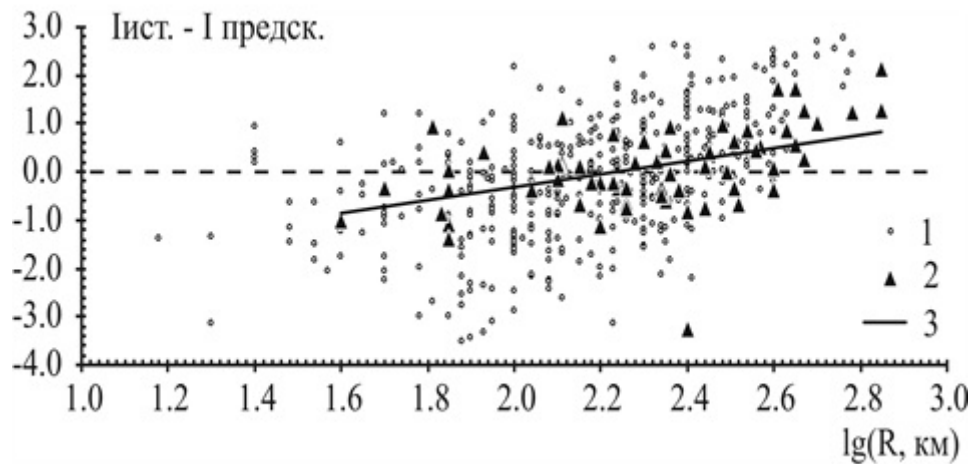


Рис. 1. График ошибок определения значений интенсивности сейсмического воздействия I на основе модели (3) как функция гипоцентрального расстояния R : 1 – для землетрясений с магнитудой $M < 7.5$; 2 – для землетрясений с $M \geq 7.5$; 3 – оценка линейного тренда ошибок для землетрясений с $M \geq 7.5$

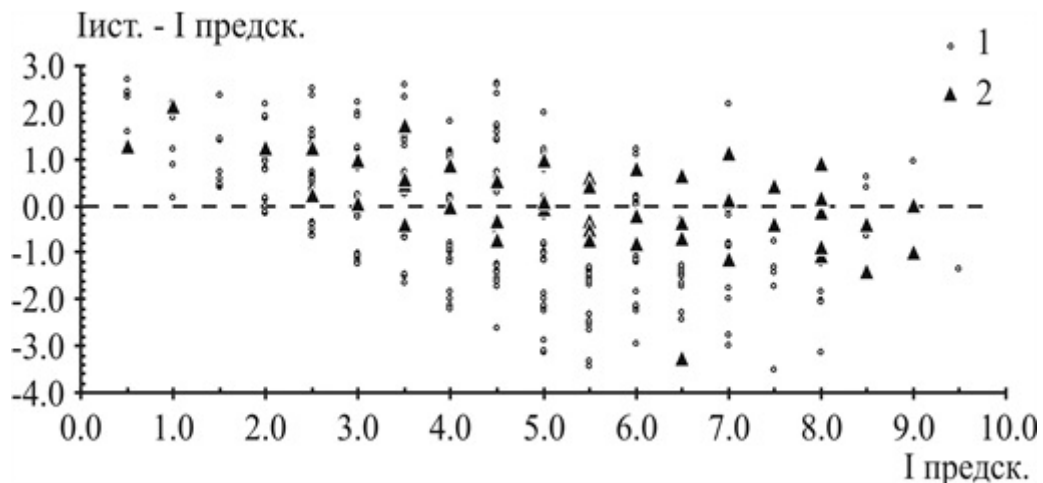


Рис. 2. График ошибок определения значений интенсивности сейсмического воздействия I на основе модели (3) как функция ее предсказанных значений: 1 – для землетрясений с магнитудой $M < 7.5$; 2 – для землетрясений с $M \geq 7.5$

Все сказанное выше указывает на высокую эффективность применения интерполяционного подхода в качестве одного из возможных методов оценки макросейсмического эффекта землетрясений Курило-Камчатского региона.

Применение интерполяции для построения регулярной сетки макросейсмических данных. Получение данных для построения регрессионной модели

Как указано выше, модель (5) при использовании опорной функции (7) имеет достаточно высокую точность при условии, что величины $|\lg(R) - \lg(R_0)|$ и $|M - M_0|$ не превышают значения 0.2–0.4 и 0.15–0.3, соответственно. Этот факт позволяет преобразовать нерегулярные данные в диапазоне $R = 50\text{--}500$ км и $M = 5.75\text{--}8.5$ в регулярную сетку $I(M_i, R_i)$ с точностью I сопоставимой (за счет усреднения по нескольким точкам) с той, которая была получена при прямых наблюдениях. Такое преобразование облегчает предварительный анализ перед построением регрессионной модели.

Указанные выше макросейсмические данные для Курило-Камчатского региона были приведены с помощью модели (5) на основе опорной функции (7) к сетке с шагом $\Delta \lg(R) = 0.05$, $\Delta M = 0.15$ (рис. 3).

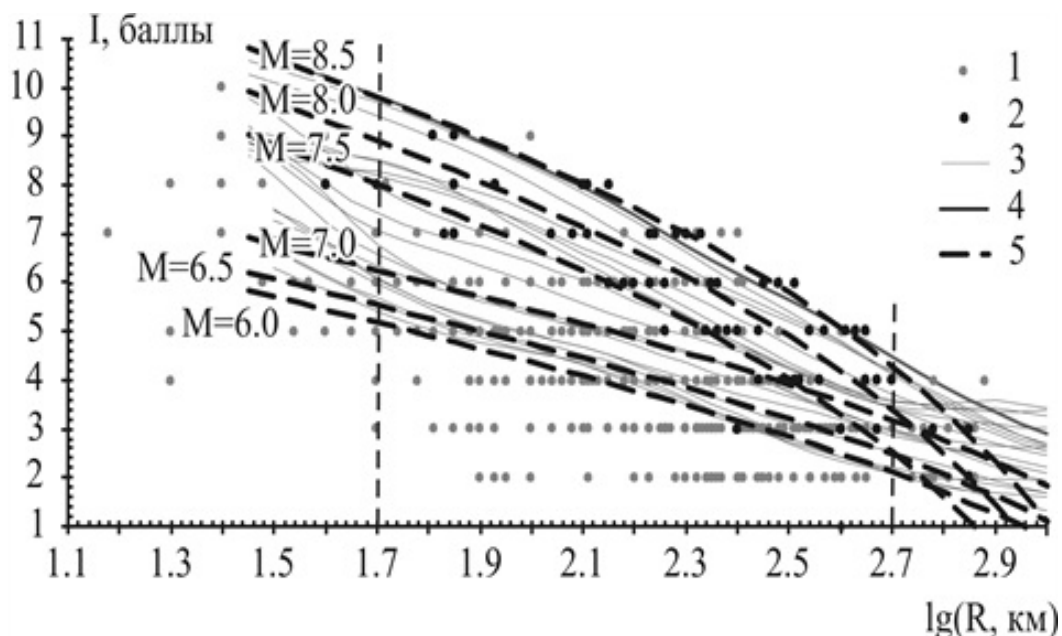


Рис. 3. График изолиний $I(R)$ при различных значениях магнитуды M , полученных методом интерполяции: 1 – проекции на плоскость (I, R) точек (I, R, M) для землетрясений с магнитудой $M < 7.5$; 2 – для землетрясений с $M \geq 7.5$; 3 – изолинии $I(R)$ для разных заданных с шагом 0.15 в диапазоне 5.75–8.3 магнитуд, полученные с помощью интерполяции данных; 4 – изолиния для магнитуды $M = 8.5$; 5 – изолинии $I(R)$ для магнитуд $M = 6.0\text{--}8.5$, полученные на основе регрессионной модели (8), приведенной в следующем разделе. Вертикальные пунктирные линии показывают область, использованную при анализе интерполяционных изолиний

Тонкие серые линии на рис. 3 представляют интерполированные эмпирические зависимости $I(R)$ при различных фиксированных значениях от 5.75 до 8.5 с указанным шагом (за исключением последнего значения – 8.5, изолиния для которого выделена дополнительно).

Указанные изолинии наглядно отражают основное свойство искомой зависимости $I = f(M, R)$: уменьшение скорости ослабления сейсмического воздействия $I = f(R)$ с ростом R при малых магнитудах M .

Второй достаточно очевидный факт – необходимость введения в зависимость $I = f(M, R)$ члена, пропорционального R (по образцу модели (2)).

Менее очевидно сгущение указанных линий при малых магнитудах, означающее уменьшение вклада малых вариаций параметра M в вариацию наблюдаемой интенсивности I , и, кроме того, существенным для дальнейшего является факт плавного хода зависимости $I = f(R)$ при магнитуде $M = 8.5$ (более толстая и самая верхняя изолиния на рис. 3).

Последнее свойство было использовано для оценки изменения скорости ослабления сейсмического воздействия $I(R)$ как функции магнитуд. Вектор значений $I_i = f(R_i)$ при $M = 8.5$, как шаблон предполагаемой в первом приближении формы всех изолиний, был принят в качестве независимой переменной. В качестве зависимой переменной поочередно принимался такой же вектор значений, полученный для других магнитуд. Для оценок использовался только наиболее полный диапазон данных $R = 50-500$ км ($\lg(R) = 1.7-2.7$).

Отличия величины наклона получаемой регрессионной зависимости от 1 должны отражать изменения скорости ослабления сейсмического воздействия. Изменения расстояний между значениями $I_{\text{ср.}}(M)$, т.е. для средних точек – $R = 158$ км ($\lg(R) = 2.2$), при разных значениях M должны отражать изменения вклада данного параметра в наблюдаемую интенсивность. Результаты данного построения приведены на рис. 4 и 5.

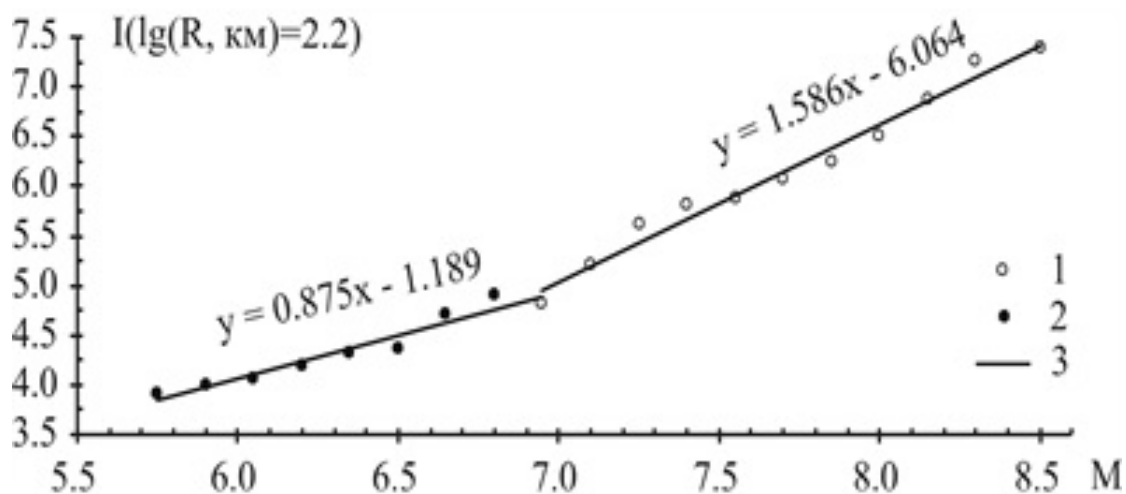


Рис. 4. График значений интенсивности сейсмического воздействия I в средней точке интерполяционных изолиний (рис. 3) при различных значениях магнитуд M : 1 – значения сейсмической интенсивности I для средних точек ($\lg(R) = 2.2$) интерполяционных изолиний (рис. 3) при различных значениях магнитуды M землетрясений с $M \geq 7.0$; 2 – то же для землетрясений с $M < 7.0$; 3 – линии аппроксимации зависимостей для каждого из двух указанных диапазонов

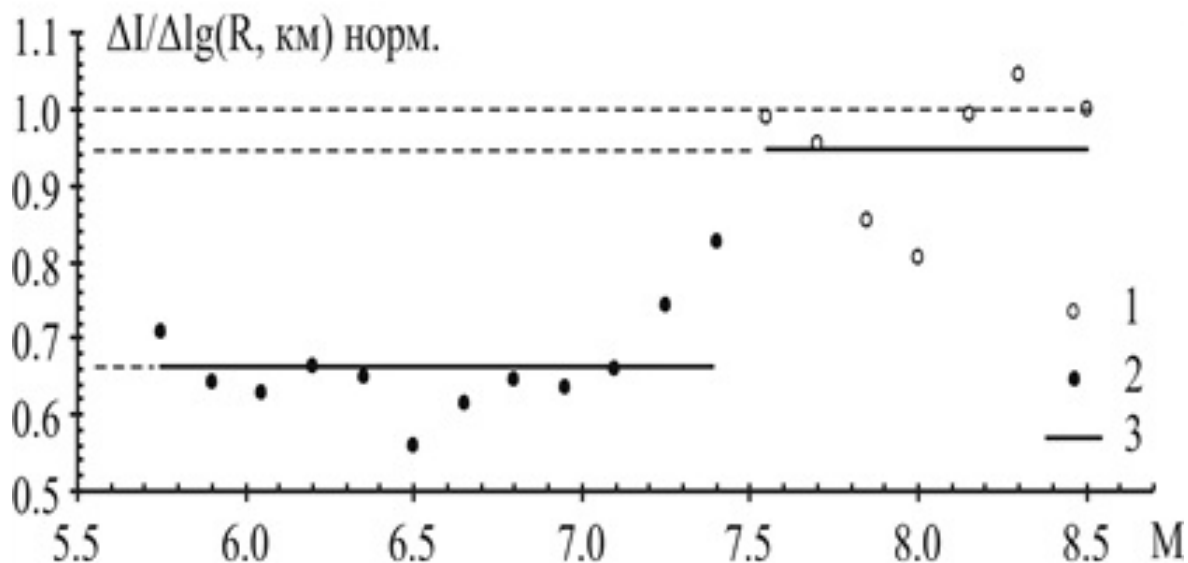


Рис. 5. График относительных скоростей спада интенсивности сейсмического воздействия I при разных значениях магнитуд M : 1– относительные скорости спада сейсмической интенсивности $I(R)$, полученные на основе интерполяционных изолиний (подробности приведены в тексте) при различных значениях магнитуды M для землетрясений с $M \geq 7.5$; 2– то же для землетрясений с $M < 7.5$; 3 – линии аппроксимации зависимостей для двух указанных диапазонов. Горизонтальные пунктирные линии продолжают аппроксимации до вертикальной оси

Как и предполагалось, поведение изолиний при больших и малых магнитудах существенно различны. Прежде всего, коэффициент при параметре M в модели вида (3) практически скачком меняется от 0.88 при магнитудах $M < 7.0$ до 1.59 при $M \geq 7.0$ (рис. 4). Скорость ослабления сейсмического воздействия, как наклон изолиний на рис. 3, при магнитудах $M = 7.4-7.5$, практически так же – скачком, падает от 0.88 до $2/3$ по отношению к ее величине при $M = 8.5$ (рис. 5).

Оценить величины коэффициентов при $\lg(R)$ и R в выражении вида (3) для больших и малых магнитуд позволяет осреднение полученных выше данных $I(R)$ в диапазонах магнитуд $M = 7.5-8.5$ и $M = 5.75-7.4$ соответственно.

Для $M = 8.5$ и 5.75 получены следующие аппроксимирующие соотношения (рис. 6):

$$I(M = 8.5) = -4.047 \lg(R) - 0.0041R + 16.97$$

$$I(M = 5.75) = -2.842 \lg(R) - 0.0009R + 10.51.$$

Полученные результаты отражают значимость выделенных эффектов. Важно, также, что соотношение между коэффициентами при зависимых членах R и $\lg(R)$ является неустойчивым. Можно также отметить некоторое фактическое занижение значений I магнитуд при $M = 8.5$ на расстояниях $R = 300$ км ($\lg(R) = 2.5$) по сравнению с усредненными зависимостями.

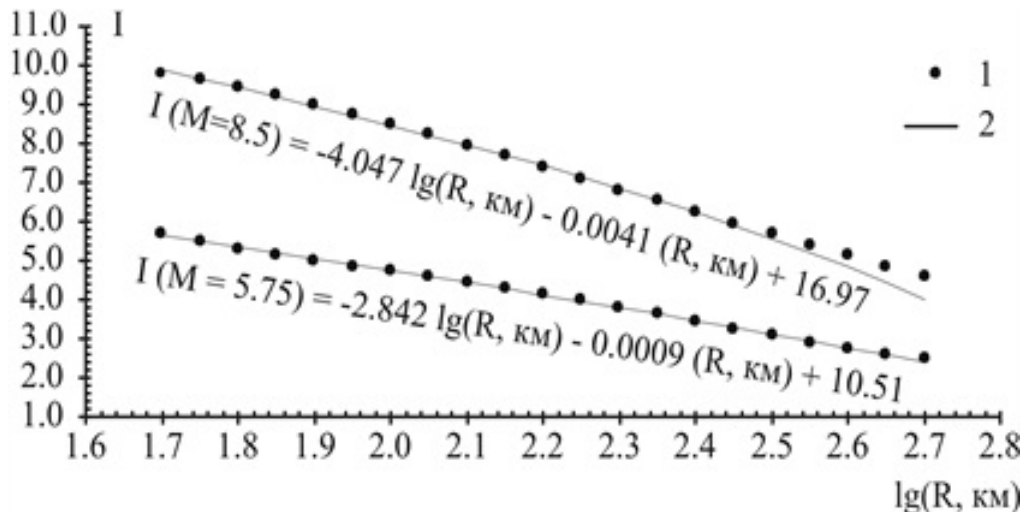


Рис. 6. Усредненные изолинии $I(R)$, приведенные к уровням $M = 5.75$ и $M = 8.5$ и их аппроксимация: 1 – точки усредненных интерполяционных изолиний $I(R)$ (подробности – в тексте); 2 – их аппроксимация.

Необходимо заметить, что приведенные выше построения, хотя и позволяют выявить крайне важные для дальнейшего изложения факты, в целом достаточно схематичны. Развитие приведенного подхода, вероятно, может привести к более детальным и точным оценкам параметров модели макросейсмического поля, однако прямой путь, позволяющий получить на данном этапе модель макросейсмического поля в ее классическом виде, – применение регрессионного анализа.

Построение модели уравнения макросейсмического поля для землетрясений Курило-Камчатского региона на основе регрессионного анализа

Выявленные при предыдущих построениях факты дают необходимые сведения для построения классической модели уравнения макросейсмического поля на основе фиктивных переменных:

$$I = a_1 M_1 + a_2 M_2 + b_1 \lg(R_1) + b_2 \lg(R_2) + c_1 R_1 + c_2 R_2 + d_1 p_1 + d_2 p_2 + e. \quad (8)$$

В данной модели использованы следующие фиктивные переменные:

$M_1 = M$ при $M \geq 6.75$ (уточненное значение) и $M_1 = 0$ в противном случае;

$M_2 = M$ при $M < 6.75$ и $M_2 = 0$ в противном случае;

$R_1 = R$ при $M \geq 7.5$ и ($R_1 = 0$; $\lg(R_1) = 0$) в противном случае;

$R_2 = R$ при $M < 7.5$ и ($R_2 = 0$; $\lg(R_2) = 0$) в противном случае;

$p_1 = 1$ при $M \geq 6.75$ и $p_1 = 0$ в противном случае;

$p_2 = 1$ при $M \geq 7.5$ и $p_2 = 0$ в противном случае.

Приведенная модель является уточнением модели (2) (а также его частного случая (3), применяемого для Камчатских землетрясений), позволяющим учесть отмеченные в предыдущем разделе факты.

Результат оценки коэффициентов данной модели:

$a_1 = 1.77 \pm 0.30$, $a_2 = 0.72 \pm 0.22$ (коэффициенты при M);
 $b_1 = -3.62 \pm 1.23$, $b_2 = -2.52 \pm 0.36$ (коэффициенты при $\lg(R)$);
 $c_1 = -0.0042 \pm 0.0023$, $c_2 = -0.0012 \pm 0.0008$ (коэффициенты при R);
 $d_1 = -6.99 \pm 2.48$, $d_2 = 2.89 \pm 2.41$ (поправки для двух диапазонов M);
 $e = 5.19 \pm 1.45$ (свободный член).

Коэффициенты, соответствующие различным указанным выше магнитудным диапазонам, очевидно, значимо различаются.

Стандартная ошибка оценок значений сейсмического воздействия I на основе данной модели – 0.97. Для диапазона $M \geq 7.5$ ее величина – 0.62.

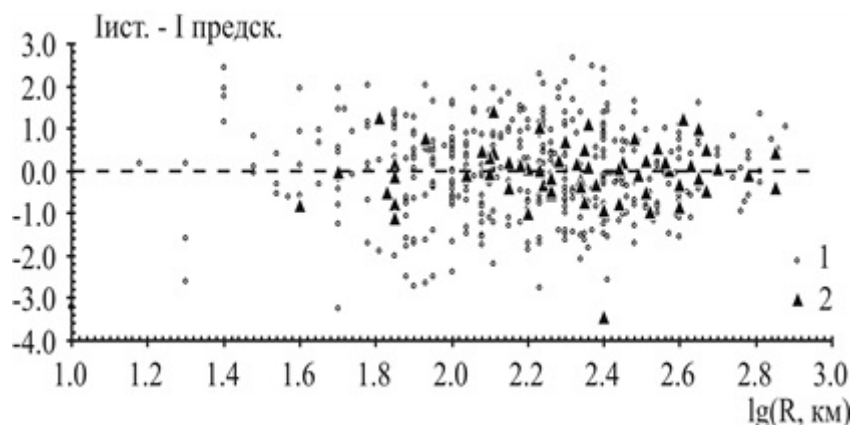


Рис. 7. График ошибок определения значений интенсивности сейсмического воздействия I на основе регрессионной модели (8) как функция гипоцентрального расстояния R : 1 – для землетрясений с $M < 7.5$; 2 – для землетрясений с $M \geq 7.5$

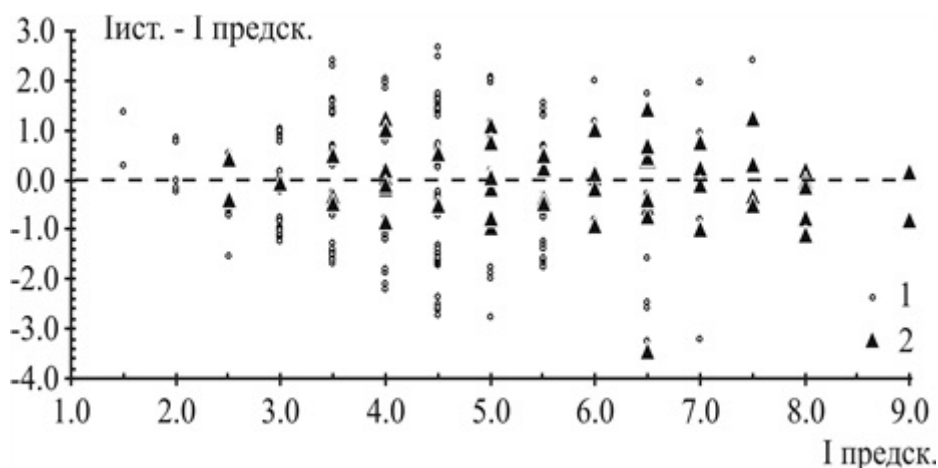


Рис. 8. График ошибок определения значений интенсивности сейсмического воздействия I на основе регрессионной модели (8) как функция ее предсказанных значений: 1 – для землетрясений с $M < 7.5$; 2 – для землетрясений с $M \geq 7.5$

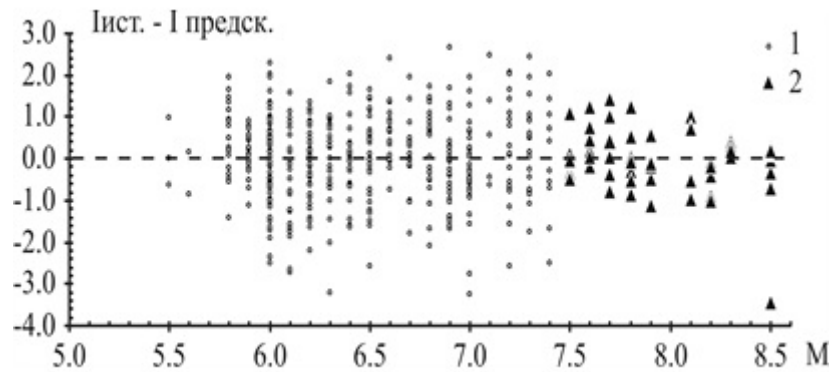


Рис. 9. График ошибок определения значений интенсивности сейсмического воздействия I на основе регрессионной модели (8) как функция магнитуды M : 1 – для землетрясений с $M < 7.5$; 2 – для землетрясений с $M \geq 7.5$

Как видно из рис. 7–9, систематические ошибки данной модели незначимы, и, следовательно, она является наиболее пригодной для прогнозов сейсмического воздействия. Это лучшая модель из всех представленных в настоящей работе.

Изолинии $I(R)$ на основе зависимости (8) для магнитуд $M = 6.0–8.5$ нанесены на рис. 3. Сопоставление с изолиниями, полученными методом интерполяции, показывает их хорошее соответствие в диапазоне магнитуд 6.0–8.5, что также служит свидетельством в пользу адекватности представленной регрессионной модели. Обращает на себя внимание очевидный (рис. 3) факт, что на больших расстояниях вследствие разной скорости затухания землетрясения с $M = 7$ и меньше, вероятно, производят больший (по регрессионной модели) или сопоставимый (по интерполяционной модели) сейсмический эффект в сравнении с более сильными: 7.5–8.5. Это относится к сотрясениям с балльностью $I = 4$ и ниже. Такой эффект, по-видимому, связан с неустойчивостью решения для указанного диапазона интенсивностей I .

Отмечен факт заметного разрыва в значениях интенсивностей I на малых ($R < 150$ км) гипоцентральных расстояниях между двумя группами землетрясений: более слабыми ($M \leq 7.0$) и наиболее сильными ($M \geq 7.5$). Можно ожидать, что дальнейшее уточнение модели несколько смягчит указанный разрыв. Тем не менее, важно, что этот факт также указывает на следующую проблему: экстраполяция данных по средним и слабым землетрясениям в область сильнейших, без учета реальных результатов наблюдений по последним, может привести к существенным систематическим ошибкам. На малых расстояниях такие ошибки означают существенное занижение ожидаемой интенсивности (около 1 балла).

Для оценки сейсмического воздействия близких землетрясений с протяженными очагами важно решение вопроса о «насыщении» такого воздействия. Во-первых, как указывает Ф.Ф. Аптикаев, в очаговой зоне ($\lg(R) < 0.33M_S - 1.51$) затухание амплитуды ускорения отсутствует. Во-вторых, на расстояниях порядка размера очага он не может рассматриваться в виде точечного источника, в результате сейсмический эффект на данных расстояниях не является чисто интегральным эффектом всего очага. Подобная модель обсуждается в работе [4] с позиции протяженного очага, имеющего кроме того в потенциале сложное строение.

Полученные в работе данные из-за недостатка наблюдений необходимого диапазона не позволяют уверенно судить как о наличии эффекта насыщения значений I

(их фактического занижения) вблизи очага сильнейшего землетрясения, так и о его отсутствии. Тем не менее, совокупный анализ графиков остатков (рис. 7–9) позволяет предположить, что величина данного эффекта при гипоцентральных расстояниях около 50 км и для магнитуд $M = 8.2–8.5$ может составлять 0.5 балла для землетрясений Курило-Камчатской сейсмогенной зоны.

Обсуждение результатов и выводы

В работе представлены интерполяционная и регрессионная модели классического уравнения макросейсмического поля, существенно расширяющие область применимости используемого в настоящее время, построенного на основе землетрясений Курило-Камчатского региона выражения (3). Предложенные модели в значительной степени свободны от систематических ошибок в широком диапазоне магнитуд Курило-Камчатских землетрясений ($M = 6.0–8.5$) и при гипоцентральных расстояниях от первых десятков до ~ 1000 километров.

Предложенная интерполяционная модель достаточно универсальна, наглядна, устойчива к ошибкам в задаваемых при ее построении параметрах, легко переносима на другие сейсмоопасные регионы. В то же время, она позволяет делать оценки интенсивности сейсмического воздействия I с относительно низкой стандартной ошибкой. Для Курило-Камчатского региона последняя составляет 1.0 (0.77 – для наиболее сильных, $M \geq 7.5$ землетрясений) единицы I .

К недостаткам данной модели можно отнести возможность оценок лишь в тех частях области (M, R), для которых имеются близкие по M и R наблюдаемые значения I . Это несколько (для Курило-Камчатского региона не значимо) сужает область его применимости.

Существенно, что интерполяционная модель позволяет облегчить предварительный анализ данных, позволяя построить более однородный их массив. Это обстоятельство было использовано в работе: данная модель позволила определить значимые скачки параметров искомой регрессионной модели при магнитудах $M \approx 6.8–7.0$ и $M \approx 7.5$.

На основе интерполяционной модели был сделан вывод о возможных значительных систематических ошибках в случае переноса результатов анализа наблюдений, полученных в узком диапазоне магнитуд, за его пределы.

В свою очередь, регрессионная модель, предложенная на основе полученных при анализе интерполяционной модели результатов, позволила уточнить вид линейной модели (3). В результате оказалось возможным оценивать значения функции $I(M, R)$ с большей точностью – со стандартной ошибкой от 0.62 для наиболее сильных ($M \geq 7.5$) курило-камчатских землетрясений и 0.97 – по всей их совокупности в широком диапазоне магнитуд и расстояний.

При использовании полученных в данной работе результатов необходимо учитывать следующие неисследованные эффекты.

1. Вероятно заметное (рис. 3) превышение интерполированной, а также реальной интенсивности по отношению к полученной на основе регрессии на больших (500–1000 км) расстояниях.

2. Использованные данные не позволили судить о наличии или отсутствии эффекта насыщения интенсивности сейсмического воздействия в ближней зоне ($R < 100$

км) протяженных очагов сильнейших ($M \geq 7.7$) землетрясений. Тем не менее, в работе сделана оценка данного эффекта в предположении, что он существует.

Физический смысл выявленных в данной работе эффектов, отличающих полученное решение от классических выражений для уравнения макросейсмического поля, не обсуждается, так как подобное обсуждение потребовало бы существенного углубления теоретической части статьи.

Автор благодарен Ф.Ф. Аптикаеву за важные замечания к данной работе. Они позволили в значительной степени прояснить некоторые теоретические моменты очень непростой темы, что, как ожидает автор, способствовало более четкому изложению материала в целом.

Библиографический список

1. Аптикаев Ф.Ф., Шебалин Н.В. Уточнение корреляций между уровнем макросейсмического эффекта и динамическими параметрами движения грунта // Вопр. инженер. сейсмологии. 1988. Вып. 29. С. 98-108.
2. Страхов В.Н., Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект новых карт общего сейсмического районирования Северной Евразии // Физика Земли. 1998. № 10. С. 92-96.
3. Гусев А.А., Шумилина Л.С., Акатова К.Н. Об оценке сейсмической опасности для города Петропавловска-Камчатского на основе набора сценарных землетрясений // Вестник ОНЗ РАН: электрон. науч.-информ. журн. 2005. № 1(23). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2005/scrер-2.pdf (дата обращения: 24.11.2008).
4. Гусев А.А., Шумилина Л.С. Моделирование связи балл – магнитуда – расстояние на основе представления о некогерентном протяженном очаге // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 29-40. (English edition: *Vulc. Seis.* 2000. Vol. 21. P. 443-463).
5. Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. 1968. С. 95-111.
6. Шебалин Н.В. О равномерности шкалы балльности // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975. С. 222-233.
7. Федотов С.А., Шумилина Л.С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 9. С. 3-15.
8. Садовский М.А. Сейсмика взрывов и сейсмология // Геофизика и физика взрыва: избр. тр. М.: Наука, 1999. С. 119-127.
9. ShakeMap® Manual. Technical manual, users guide, and software guide: электрон. версия рук. 2005. URL: <http://pubs.usgs.gov/tm/2005/12A01/pdf/508TM12-A1.pdf> (дата обращения: 22.01.2011).
10. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / отв. ред. Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. М.: Наука, 1977. 536 с.

Поступила в редакцию / Original article submitted: 17.05.2013