

## Оценка параметров затухания интенсивности анизотропных макросейсмических полей

© В. Е. Кульчицкий, 2014

КРП «Крымский экспертный совет по оценке сейсмической опасности и прогнозу землетрясений», Симферополь, АРК Крым, Украина  
Поступила 17 мая 2013 г.

Представлено членом редколлегии А. В. Кенгзерой

Запропоновано спосіб розрахунку параметрів загасання інтенсивності анізотропних макросейсмічних полів. Макросейсмічні поля описано моделлю Блейка—Шебаліна з параметрами загасання, залежними від азимута напрямку «епіцентр—пункт—бал». Функцію загасання інтенсивності подано у вигляді розкладання в ряд Фур'є за азимутом. Коефіцієнти ряду Фур'є визначено за методом найменших квадратів. Описано механізм оптимізації прийнятої моделі реальному макросейсмічному полю. Розглянутий спосіб продемонстровано на прикладах землетрусів Вранча, Криму і Чорного моря. Показано якісне узгодження отриманих оцінок з визначеннями за іншими методами.

**Ключові слова:** макросейсмічні поля, ізосейсти, землетруси, інтенсивність, моделі загасання.

**Введение.** Сведения о проявлениях макросейсмической интенсивности в результате сильных землетрясений, несмотря на кажущуюся примитивность понятия сейсмического балла, содержат глубокую и содержательную информацию, которая позволяет оценить практически все основные параметры землетрясения: координаты эпицентра, глубину очага, магнитуду. Причем в некоторых случаях, при обширной статистике и полном азимутальном охвате, определение координат эпицентра и глубины очага оказывается более точным, чем по данным инструментальных наблюдений.

До настоящего времени среди сейсмологов, специалистов по исследованию макросейсмических проявлений землетрясений, преобладают убеждения в том, что методы рутинной обработки информации достаточны для определения параметров макросейсмических полей. Хотя очевидно, что эти методы базируются в основном на интуиции и опыте интерпретатора. Такой подход субъективен и, как следствие, невоспроизводим и некорректен. Особенно это заметно при расчете параметров затухания интенсивностей по малым выборкам. Параметры затухания интенсивностей определяются в основном по проведенным вручную изосейстам. При этом величины параметров затухания сильно зависят от того, как и кем проведены изосейсты. В связи с этим уместно привести мнение выдающегося советского ученого-сейсмолога Ю. В. Ризниченко.

«...Желательно использовать, по возможности, не изосейсты, в проведении которых разными исследователями часто встречается произвол и разноречивость, а непосредственно более объективные первичные измеренные значения...» [Ризниченко, 1975].

Определение параметров затухания интенсивности макросейсмического поля относится к классу обратных задач. Для их решения следует опираться на формализованные методы, использующие максимум доступной информации. Еще в 1974 г. Ю. В. Ризниченко подчеркивал необходимость при интерпретации макросейсмических полей **привлекать всю имеющуюся макросейсмическую информацию о землетрясении или совокупности землетрясений** из одного сейсмического района. «При обобщении макросейсмических, энергетических или иных данных об интенсивности  $I$  сейсмических сотрясений, наблюдаемой во многих пунктах земной поверхности от серии землетрясений, возникает задача построения теоретических моделей полей интенсивности, оптимально соответствующих всей совокупности наблюдаемых данных» [Ризниченко, 1985, с. 209]. Такой подход был декларирован в «макросейсмической программе» [Ризниченко и др., 1977], которую он не успел реализовать.

Многие реальные макросейсмические поля имеют заметную пространственную анизотропию. Для изучения таких полей предложены различные методы. Одна из важнейших, на наш

взгляд, публикаций, относящаяся к рассматриваемой проблеме — монография [Ризниченко, 1985], в которой указаны пути восстановления параметров затухания интенсивностей для макросейсмических полей любой сложности. В монографии приведен краткий, но обстоятельный обзор работ, посвященный этой проблеме. Здесь нет необходимости давать подробное описание методов. Сошлемся лишь на некоторые статьи, представляющие, по мнению автора, интерес [Шумила, 1979, 1983; Giammarinaro, Micciancio, 1993; Пустовитенко и др., 2002; Королев, Лазаренко, 2003 и др.].

В настоящей статье дано описание способа интерпретации анизотропных макросейсмических полей, в котором используется **вся совокупность макросейсмических данных, относящихся к выбранному землетрясению**. В какой-то мере этот способ реализует идеи, изложенные в «макросейсмической программе» Ю. В. Ризниченко.

**Постановка задачи.** Для исследования анизотропных макросейсмических полей использовалась модель Блейка—Шебалина [Шебалин, 1975]:

$$I = bM - v \lg r + c, \quad (1)$$

в предположении, что параметры  $v, c$  — функции азимута  $\alpha$  — направления «эпицентр — пункт наблюдения». Параметр  $b$  принят постоянным и равным 1,5. Такое предположение вполне уместно. Как следует из опыта анализа различных макросейсмических полей, параметр  $b$  незначительно отличается от 1,5.

Запишем формулу (1) в представлении Блейка [Blake, 1941]:

$$I = I_0 - v \lg(r/h), \quad (2)$$

где  $I$  — интенсивность в точке на расстоянии  $r$  от гипоцентра,  $h$  — глубина очага,  $I_0$  — интенсивность в эпицентре,  $M$  — магнитуда землетрясения.

Задача заключается в нахождении функций  $v(\alpha), c(\alpha)$ , параметра  $I_0$ , координат эпицентра  $\varphi_0, \lambda_0, h_0$  и глубины очага. Исходными данными в задаче являются магнитуда  $M$ , географические координаты  $\varphi_j, \lambda_j$  пунктов с наблюдаемыми интенсивностями  $I_j$ .

**Алгоритм расчета.** Выберем стартовое значение гипоцентра: географические координаты эпицентра  $\varphi_s, \lambda_s$  и глубины очага  $h_s$ . Гипоцентральные расстояния  $r$  от заданного стартового эпицентра до пунктов с интенсивностями  $I_j$  находятся по известным формулам сферической тригонометрии [Степанов, 1948].

Пусть количество пунктов с интенсивностями  $I_j$  равно  $N$ . Представим дискретную функцию  $v(\alpha_j)$  в виде конечного ряда Фурье, где  $n$  — количество членов разложения:

$$v(\alpha_j) = v_0 + \sum_{k=1}^n v_{sk} \sin(k\alpha_j) + v_{ck} \cos(k\alpha_j). \quad (3)$$

Подставив это выражение в (2), получим

$$I_j = I_0 - \left( v_0 + \sum_{k=1}^n v_{sk} \sin(k\alpha_j) + v_{ck} \cos(k\alpha_j) \right) \lg(r_j/h), \quad (4)$$

где  $I_j, I_0$  — расчетные интенсивности в  $j$ -пунктах и в эпицентре соответственно.

Для поиска неизвестных величин  $I_0, v_0, v_{sk}, v_{ck}$  применялся метод наименьших квадратов [Линник, 1958]. Таким образом, проблема сводится к решению вариационной задачи  $\delta L = 0$ , где  $L(\alpha_j) = \sum_{j=1}^N (\bar{I}(\alpha_j) - I(\alpha_j))^2$  — сумма квадратов разностей наблюдаемых  $\bar{I}_j$  и расчетных  $I_j$  интенсивностей. Символ  $\delta$  означает вариацию функционала  $L$ . Дифференцируя  $L$  по искомым параметрам и приравнявая производные к нулю, получаем систему  $2(n+1)$  линейных уравнений с  $2(n+1)$  неизвестными. Эта система может быть представлена матричным уравнением:

$$\mathbf{M}\mathbf{X} = \mathbf{A}, \quad (5)$$

где  $\mathbf{M}$  — квадратная матрица, в которой элементы являются функциями аргументов  $\alpha_j$  и  $r_j$ ,  $\mathbf{X}$  — вектор-столбец искомых величин  $I_0, v_0, v_{sk}, v_{ck}$ ,  $\mathbf{A}$  — вектор-столбец, содержащий заданные величины  $\bar{I}_j, r_j, h, I_j$ .

Искомый вектор  $\mathbf{X}$  легко находится из матричного уравнения (5):

$$\mathbf{X} = \mathbf{M}^{-1}\mathbf{A}, \quad (6)$$

где  $\mathbf{M}^{-1}$  — матрица, обратная  $\mathbf{M}$ .

Расчеты показывают, что для восстановления функции затухания  $v(\alpha)$  достаточно ограничиться пятью членами разложения ряда Фурье (3). Тогда матрица  $\mathbf{M}$  будет иметь размер  $12 \times 12$ , а вектор-столбец содержать 12 неизвестных. По формуле (6) могут быть рассчитаны значения величин  $I_0, v_0, v_{sk}, v_{ck}$ , найдена функция  $v(\alpha)$ , по формуле (4) — расчетные интенсивности  $I_j$ , по формуле (1) — значения функции  $c(\alpha_j)$ .

Характеристикой степени приближения выбранной модели к экспериментальным данным может служить величина

$$S = \sqrt{\sum_{j=1}^N dI_j^2 / (N-1)},$$

где  $S$  — стандартное отклонение расчетных интенсивностей  $I_j$  относительно наблюдаемых  $I_j$ ,  $dI_j = I_j - \bar{I}_j$  — «невязки» интенсивностей относительно принятой модели.

**Сглаживание исходных данных.** Поиск минимума  $L$  по схеме (1)—(6) приводит к тому, что «невязки» интенсивностей  $dI$  распределены несимметрично относительно оси  $I$ . На рис. 1, а показан один из примеров расчета функции  $dI(I)$  для сильнейшего землетрясения Вранча 1977 г. Для приведенного примера это означает, что расчетные значения на больших интенсивностях меньше, а на малых — больше наблюдаемых.

Чтобы сбалансировать «невязки» по оси интенсивностей  $I$ , применялся способ компенсации. Суть его состоит в том, что ближним и дальним интенсивностям придавались различные «весовые» коэффициенты, которые выравнивали «невязки» по оси  $I$  (рис. 1, б). Затем эти новые «невязки» прибавлялись к реальным интенсивностям и процесс счета по алгоритму (1)—(6) проводился по этим «подправленным» интенсивностям. Цикл «выравнивания» повторялся несколько раз до максимальной симметрии «невязок». Описанная процедура означает сглаживание исходных данных и приведение их в максимальное соответствие с выбранной моделью Блейка—Шебалина.

Макросейсмические поля содержат какую-то долю «помех». К ним можно отнести погрешности интенсивностей, обязанные различным объективным и субъективным причинам. В нашей схеме будем полагать, что после сглаживания исходных данных все значительные отклонения от модели относятся к грубым ошибкам.

Поэтому после процедуры сбалансирования невязок интенсивностей проводился анализ на предмет «грубых» отклонений. В случае выполнения условий «грубых» ошибок [Румшиский, 1971] такие данные исключались из выборки. Затем по окончательным исправленным «невязкам» находились интенсивности, которые затем использовались при расчете функций  $v(\alpha_j)$ ,  $c(\alpha_j)$ .

**Поиск минимума функции  $S(\varphi, \lambda, h)$ .** В качестве исходных данных в алгоритме задавались магнитуда  $M$ , стартовые значения координат эпицентра  $\varphi_s, \lambda_s$  и глубины очага  $h_s$ , географические координаты пунктов  $\varphi_j, \lambda_j$  с наблюдаемой интенсивностью  $I_j$ . В результате счета для этих заданных величин определялась величина  $S$  — стандартное отклонение расчетных интенсивностей  $I_j$  относительно наблюдаемых  $I_j$ . Эта величина зависит от  $\varphi_s, \lambda_s, h_s$ . Понятно, что в общем случае заданные значения координат и глубин не будут определять минимум функции  $S(\varphi, \lambda, h)$ . Очевидно, для нахождения оптимального решения следует искать минимум функции  $S(\varphi, \lambda, h)$ .

В предлагаемом способе минимум  $S(\varphi, \lambda, h)$  находился в процессе выполнения всех предыдущих процедур во вложенных циклах по аргументам  $\varphi, \lambda, h$ . Значения  $\varphi_0, \lambda_0, h_0$ , соответствующие минимуму функции  $S(\varphi, \lambda, h)$ , принимались как окончательные макросейсмические параметры землетрясения.

**Тестирование программы. Анализ погрешностей.** Анализ расчетной схемы проводился на тестовых примерах. В качестве тестового примера задавались различные теоретические конфигурации макросейсмических полей с за-

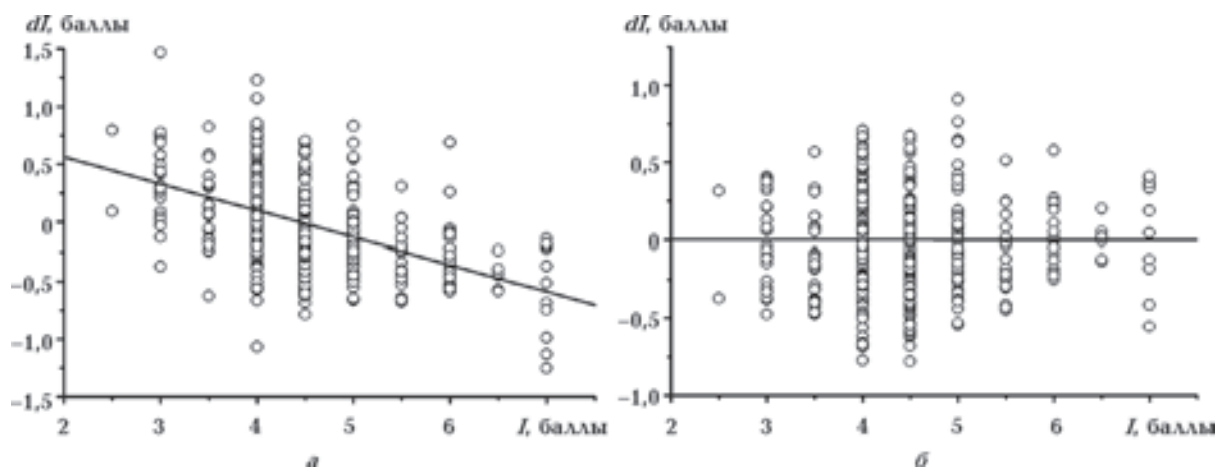


Рис. 1. Зависимость «невязок» интенсивностей  $dI_j$  относительно реальных интенсивностей  $\bar{I}_j$ : а — расчет без «весовых» коэффициентов, б — расчет с «весовыми» коэффициентами и устранением «грубых» ошибок.

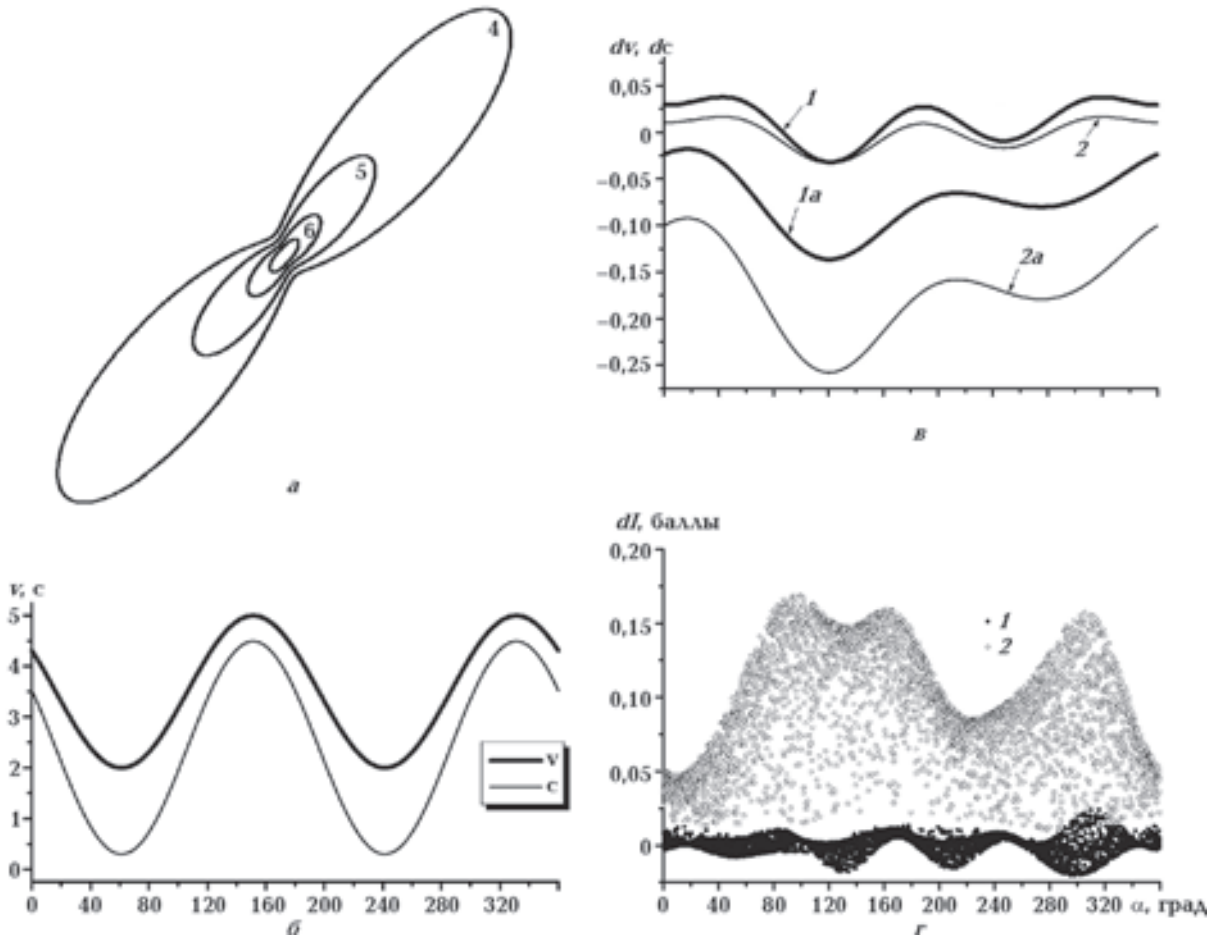


Рис. 2. Тестируемый пример заданного модельного анизотропного макросейсмического поля: *a* — изосейсты теоретического макросейсмического поля; *б* — заданные функции  $v_0(\alpha)$ ,  $c_0(\alpha)$ ; *в* — отклонения  $dv(\alpha)$ : *1* — без помех, *1a* — с помехой  $\pm 1$  балл; отклонения  $dc(\alpha)$ : *2* — без помех, *2a* — с помехой  $\pm 1$  балл; *г* — отклонения расчетных интенсивностей относительно заданных: *1* — без помех, *2* — с помехой  $\pm 1$  балл.

данными магнитудами, функциями  $\bar{v}(\alpha)$ ,  $\bar{c}(\alpha)$ ,  $\bar{I}_0$  и координатами пунктов с интенсивностями  $\bar{I}_j$ , рассчитанными в соответствии с формулой (1). Параметр  $b$  принимался равным 1,5. Множество координат пунктов «разбрасывались» на плоскости с помощью стандартного датчика псевдослучайных чисел. Далее решалась задача восстановления параметра  $I_0$ , функций  $v(\alpha)$ ,  $c(\alpha)$  и интенсивностей  $I_j$ . Затем проводился анализ отклонений  $dI_0 = I_0 - \bar{I}_0$ ,  $dv(\alpha) = v(\alpha) - \bar{v}(\alpha)$ ,  $dc(\alpha) = c(\alpha) - \bar{c}(\alpha)$ ,  $dI_j = I_j - \bar{I}_j$ .

На рис. 2, *a* показан пример теоретического асимметричного макросейсмического поля, рассчитанного для заданных функций  $v(\alpha)$ ,  $c(\alpha)$ , изображенных на рис. 2, *б*. На рис. 2, *в* (кривые *1, 2*) и рис. 2, *г* (точки *1*) показаны результаты восстановления — отклонения расчетных параметров относительно заданных. В приведенном примере отклонения  $dv(\alpha)$  заключены

в интервале  $[-0,035; +0,035]$ ,  $dc(\alpha)$  — в интервале  $[-0,035; +0,017]$ . Эти погрешности приводят к максимальным отклонениям в определении интенсивности не более  $\pm 0,02$  балла. Погрешность в определении интенсивности в эпицентре составляет  $dI_0 = I_0 - \bar{I}_0 = 0,015$  балла. Эти расчеты оценивают погрешность алгоритма задачи.

Во втором случае на заданные интенсивности  $I_j$  накладывалась случайная помеха  $\pm 1$  балл, после чего проводилось округление интенсивностей до 0,5 баллов. Далее, как и в первом случае, рассчитывались  $dI_0$ ,  $dv(\alpha)$ ,  $dc(\alpha)$ ,  $dI_j$ .

Результаты расчетов приведены на рис. 2, *в* (кривые *1a, 2a*) и на рис. 2, *г* (точки *2*). Максимальные отклонения  $dv(\alpha)$  составляют  $-0,14$ ,  $dc(\alpha)$  — примерно  $-0,26$ . Максимальные отклонения в интенсивностях не превышают 0,17 балла, расчетная интенсивность в эпи-

центре отличается от заданной на  $-0,067$  балла.

Понятно, что предлагаемый способ можно использовать и для радиально симметричных полей. В этом случае, как показывают расчеты на модельных макросейсмических полях, погрешность восстановления параметров затухания примерно такая же, как и для анизотропного макросейсмического поля.

Таким образом, предлагаемый алгоритм достаточно хорошо производит аппроксимацию макросейсмических полей поверхностью (1) и позволяет рассчитать функции  $v(\alpha)$  и  $c(\alpha)$  для полей сложной конфигурации.

**Результаты анализа макросейсмических полей сильнейших землетрясений области Вранча.** Описанный способ был применен для расчета коэффициентов затухания макросейсмической интенсивности сильнейших землетрясений Вранча 1977, 1986 и 30 мая 1990 г. как пример анизотропных макросейсмических полей. Макросейсмические интенсивности взяты из источников [Костюк и др., 1983; Кондорская и др., 1989; Друмя и др., 1996], географические координаты пунктов — из Интернет-ресурсов.

На рис. 3 представлены графики расчетных функций  $v(\alpha)$  и  $c(\alpha)$  для указанных землетрясе-

ний Вранча. Для удобства визуализации функции показаны в интервале азимутов  $[-100^\circ, 120^\circ]$ . Отрицательные азимуты относятся к углам, отсчитываемым против часовой стрелки относительно направления «эпицентр — северный полюс».

Интерполяция расчетных функции  $v(\alpha)$  и  $c(\alpha)$  проводилась кубическими сплайнами. Можно отметить следующие особенности:

- кривые имеют одинаковую тенденцию резкого увеличения в азимутах  $\alpha \approx -(30-60^\circ)$  и некоторого относительного подъема в азимутах более  $80^\circ$ . Минимальные значения параметров затухания относятся к интервалу азимутов  $\alpha \approx 20-70^\circ$ . Подобная тенденция в азимутах  $0-100^\circ$  отмечена в статье [Королев, Лазаренко, 2003];
- параметры затухания в азимутах  $[-100^\circ, 120^\circ]$  варьируют в широких пределах  $v(\alpha) \approx 4,7-10,4$ ,  $c(\alpha) \approx 6,9-19,5$ ;
- значения величины  $c$  больше значений параметра  $v$ ;
- наблюдается тенденция увеличения параметров затухания с глубиной очага.

Это, вероятно, связано с глубинными особенностями характера затухания сейсмических волн на трассах или (и) с изменениями спектрального состава излучения с увеличением глубины очага.

На рис. 4 показаны нормированные на максимум гистограммы распределения невязок  $dI$ . Распределения близки к теоретическим распределениям Гаусса. Можно отметить, что невязки  $\pm 0,5$  баллов составляют для землетрясений: 1977 г. — 90,3 %, 1986 г. — 81,8 %, 30 мая 1990 г. — 86,1 % от общего количества данных по каждому землетрясению.

Используя функции  $v(\alpha)$  и  $c(\alpha)$ , из формулы (2) при фиксированных интенсивностях  $I=6,5; 5,5; 4,5; 3,5$  находились координаты точек, соответствующие расчетным изосейстам 7, 6, 5, 4 балла соответственно. Затем проводилась интерполяция массива значений полученных координат кубическими сплайнами.

На рис. 5—7 показаны карты-схемы полей

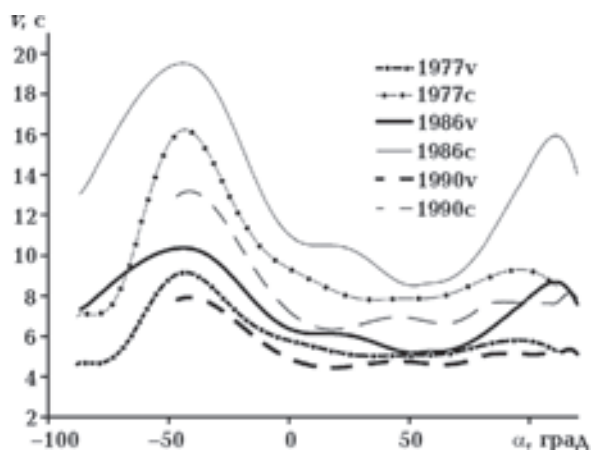


Рис. 3. Сглаженные графики экспериментальных зависимостей функций  $v(\alpha)$  и  $c(\alpha)$  для сильнейших землетрясений Вранча 1977, 1986, 30 мая 1990 г.

### Параметры сильнейших землетрясений Вранча

Год	Месяц	День	ч:мин:с	Координаты эпицентра		Глубина очага, км	Магнитуда	Грубые выбросы, %
				$\varphi$	$\lambda$			
1977	3	4	19:21:54	45,77	26,8	108	7,1	0,8
1986	8	30	21:28:37	45,52	26,49	131	6,9	1,6
1990	5	30	10:40:6.4	45,83	26,89	91	6,8	1,3

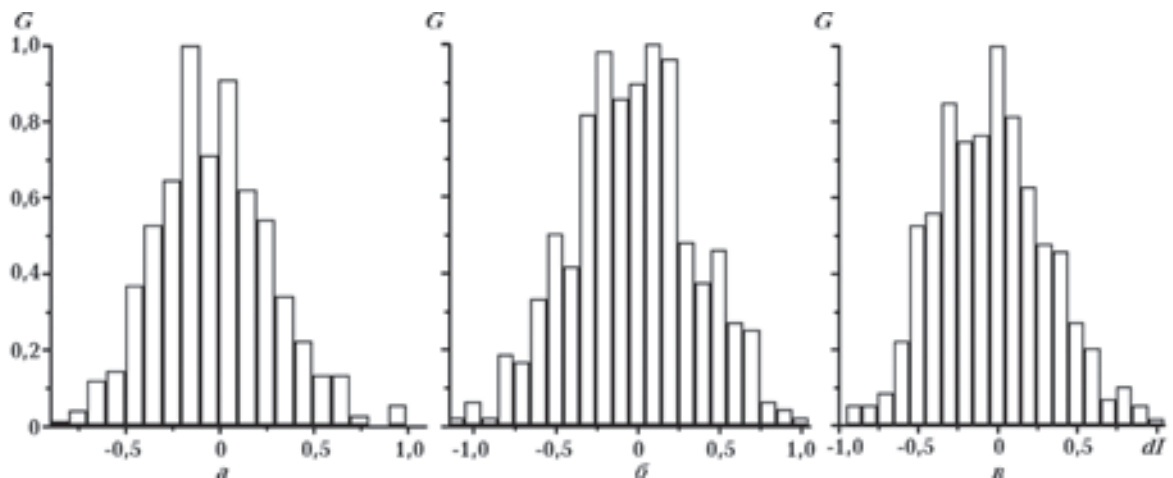


Рис. 4. Нормированные гистограммы распределения отклонений расчетных интенсивностей относительно наблюдаемых для сильнейших землетрясений Вранча: а — 1977 г., б — 1986 г., в — 30 мая 1990 г.

интенсивностей землетрясений 1977, 1986 и 30 мая 1990 г. и изосейсты, рассчитанные по графикам затухания интенсивностей, показанных на рис. 3. Здесь же приведены изосейсты, построенные «вручную» авторами статей, в которых помещена информация о наблюдаемых интенсивностях на территориях Украины и Молдовы.

Как видно из рис. 5—7, наша интерпретация макросейсмических полей землетрясений 1977 г. и 30 мая 1990 г. незначительно отличается от интерпретации, проведенной рутинным способом. Что касается землетрясения 1986 г., то интерпретация, приведенная в статье [Кондорская и др., 1989], неубедительна, так как изосейста 5 баллов слишком близко проходит от 6-балльной изосейсты. Причина этого — способ построения изосейсты по контуру 6 баллов, тогда как контур следует проводить по пунктам в 5,5 баллов.

**Определение координат и глубин очагов по макросейсмической информации.** Методы определения параметров землетрясений (магнитуды, координат эпицентров, глубин) по макросейсмической информации давно известны. В основном это информация, получаемая из изосейст. Рассматриваемый в настоящей статье способ анализа анизотропных макросейсмических полей позволяет определять координаты эпицентров и глубин очагов по всей совокупности данных об интенсивностях.

Ниже приведен пример определения гипоцентра разрушительного землетрясения Крыма 26 июня 1927 г. по макросейсмическим данным с использованием этого способа. Ма-

кросейсмическая информация взята из статьи [Скляр и др., 2000].

На рис. 8 показаны гистограммы распределения «невязок» интенсивностей и графики зависимостей параметров  $\nu(\alpha)$  и  $\nu(\alpha_j)$  от азимута для этого землетрясения.

На рис. 9 в качестве иллюстрации приведена карта изолиний величины  $S$  в плоскости  $(\varphi, \lambda)$  для глубины, соответствующей минимуму функции  $S(\varphi, \lambda, h)$ . Полученные значения параметров гипоцентра землетрясения 26 июня 1927 г. по макросейсмическим данным составляют:  $\varphi_0=44,38^\circ$ ,  $\lambda_0=34,19^\circ$ ,  $h_0=23$  км. Инструментальный эпицентр по данным [Новый..., 1977] имеет параметры:  $\varphi=44,4^\circ$ ,  $\lambda=34,4^\circ$ ,  $h=25$  км. Инструментальный эпицентр находится в 17 км восточнее макросейсмического эпицентра (рис. 10).

**Интерпретация макросейсмических полей при малом количестве исходных данных.** Анализ макросейсмических полей способом, изложенным в настоящей статье, показал, что разложение (3) по пяти членам ряда Фурье хорошо описывает реальные поля при достаточно большой плотности интенсивностей. При малом количестве исходных данных наблюдается излишняя изрезанность изосейст, что явно не соответствует реальным зависимостям функций затухания от азимута. Если уменьшить количество членов разложения до двух, то изосейсты приобретают привычный вид.

В качестве примера такой случай показан на рис. 11. Здесь представлены результаты анализа макросейсмического поля землетрясения, произошедшего 7 мая 2008 г. на шельфе

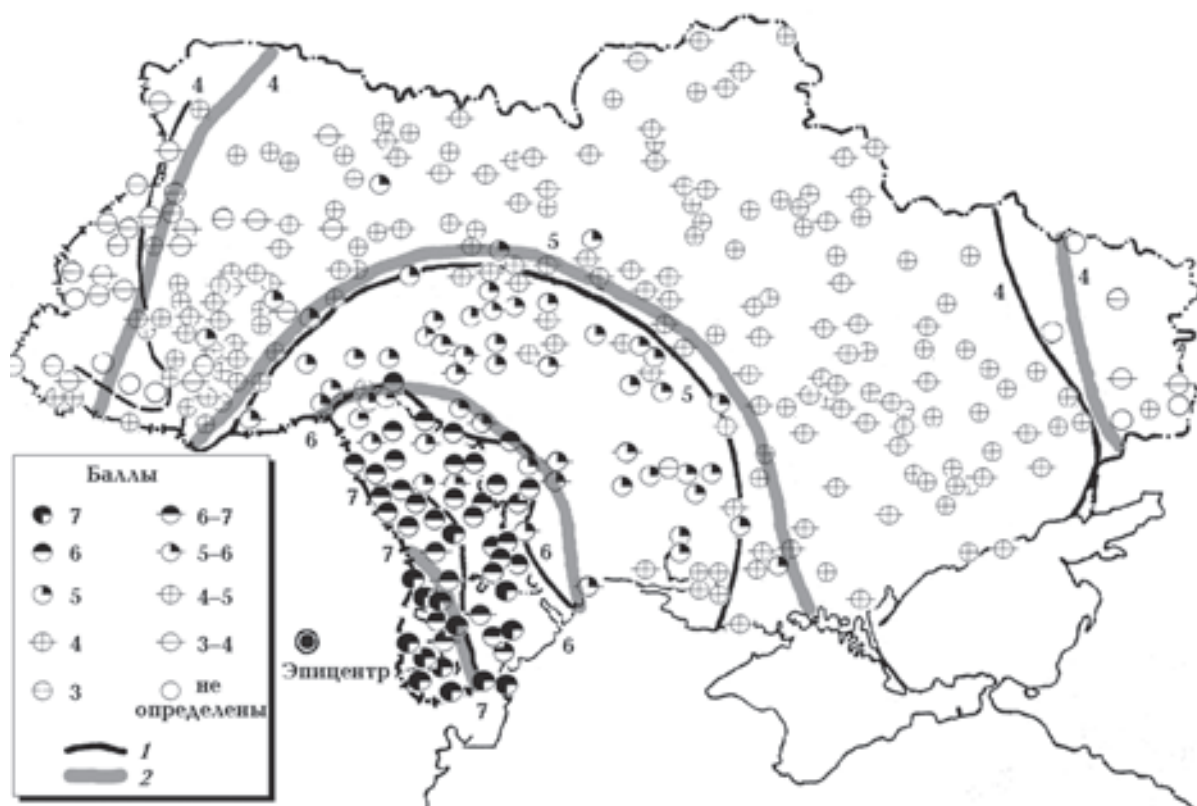


Рис. 5. Поле интенсивностей землетрясения Вранча 4 марта 1977 г. и его интерпретация (1) (по работе [Костюк и др., 1983]), результаты расчетов по предлагаемой методике (2).

северо-западной части Черного моря в районе о-ва Змеиный. Основные параметры землетрясения, определенные по инструментальным данным, составляют:  $\varphi=45,34^\circ N$ ,  $\lambda=30,95^\circ E$ ,  $h=11$  км [Свидлова и др., 2010]. Изосейсты (рис. 11, кривые *a*) взяты из работы [Скляр, Князева, 2010]. Анализ макросейсмического поля этого землетрясения проводился предлагаемым способом с разложением параметра  $\nu$  при  $n=5$  и  $n=2$  (рис. 11, кривые *b*, *в*). Отчетливо видно, что при разложении  $n=5$  (кривая *b*) изосейсты приобретают сложную форму, не отражающую их физического смысла. При разложении  $n=2$  изосейсты становятся плавными с обычной формой очертания реальных макросейсмических полей. Причем расчетные и определенные вручную изосейсты для  $I=4$  практически совпадают, за исключением восточного участка вблизи Одессы.

По макросейсмическим данным определены основные параметры землетрясения:  $\varphi=45,31^\circ N$ ,  $\lambda=30,72^\circ E$ ,  $h=18$  км (см. рис. 11). Макросейсмический эпицентр расположен на расстоянии 19 км западнее инструментального.

Таким образом, можно отметить следующее: при плотном заполнении поля интенсивности

следует выбирать количество членов разложения параметра  $\nu(\alpha_j)$  в ряд Фурье  $n=5$ , при малой плотности необходимо задавать  $n<5$ . Простая овальная форма изосейст получается для  $n=2$ .

**Выводы.** Изучена возможность решения обратной задачи макросейсмологии для сложных анизотропных полей. Предполагается, что макросейсмические поля описываются моделью Блейка—Шебалина с параметром затухания интенсивности  $\nu$  («эффективный» коэффициент расхождения» по терминологии Ю. В. Ризниченко), зависящем от азимута направления «эпицентр — пункт-балл». Функция затухания интенсивности  $\nu$  представлена в виде ряда Фурье, коэффициенты которого находятся методом наименьших квадратов. Описан механизм оптимизации принятой модели путем сглаживания исходных данных с задаваемыми весовыми коэффициентами.

Показано, что хорошие результаты получаются при достаточно большой статистике исходных данных, для которой достаточно ограничиться пятью членами разложения параметра  $\nu$  в ряд Фурье. При малом количестве данных целесообразно пользоваться разложением по двум членам. Приведены примеры анализа

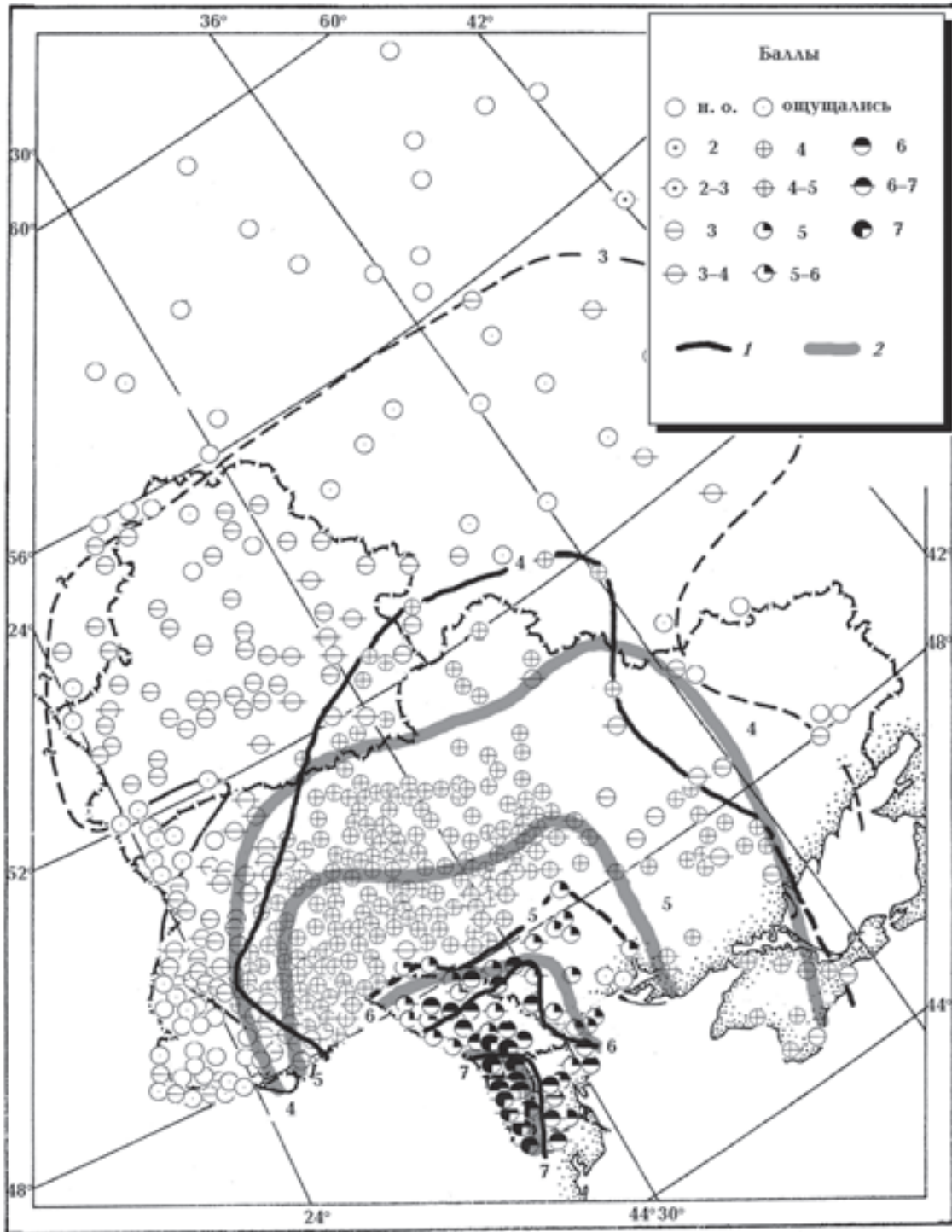


Рис. 6. Поле интенсивностей землетрясения Вранча 30 августа 1986 г. и его интерпретация (1) (по работе [Кондорская и др., 1989]), результаты расчетов по предлагаемой методике (2).

макросейсмических полей сильнейших землетрясений Вранча 1977, 1986 и землетрясения 30 мая 1990 г. Рассчитаны функции затухания интенсивностей от азимута для этих землетря-

сений, имеющих характерные общие тенденции.

Предложенный способ анализа анизотропных макросейсмических полей позволяет про-



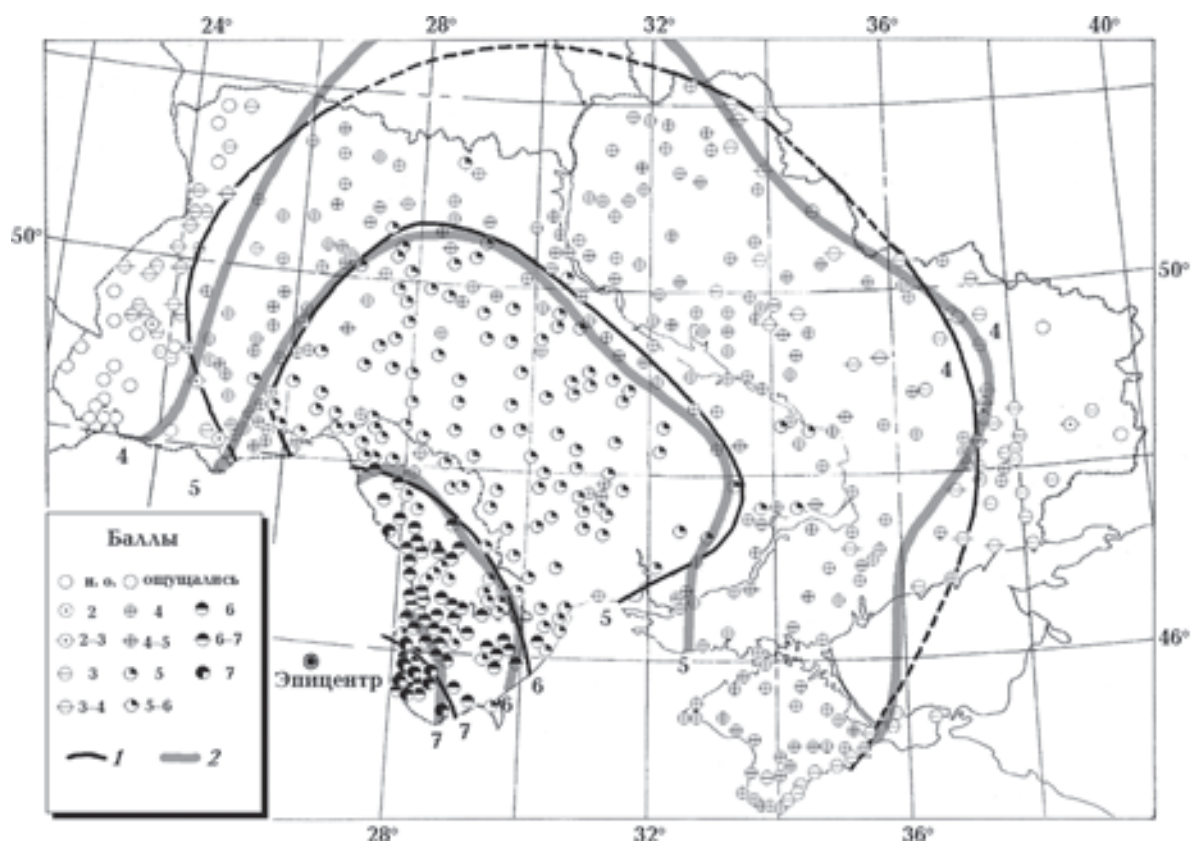


Рис. 7. Поле интенсивностей землетрясения Вранча 30 мая 1990 г. и его интерпретация (1) (по работе [Друмя и др., 1996]), и результаты расчетов по предлагаемой методике (2).

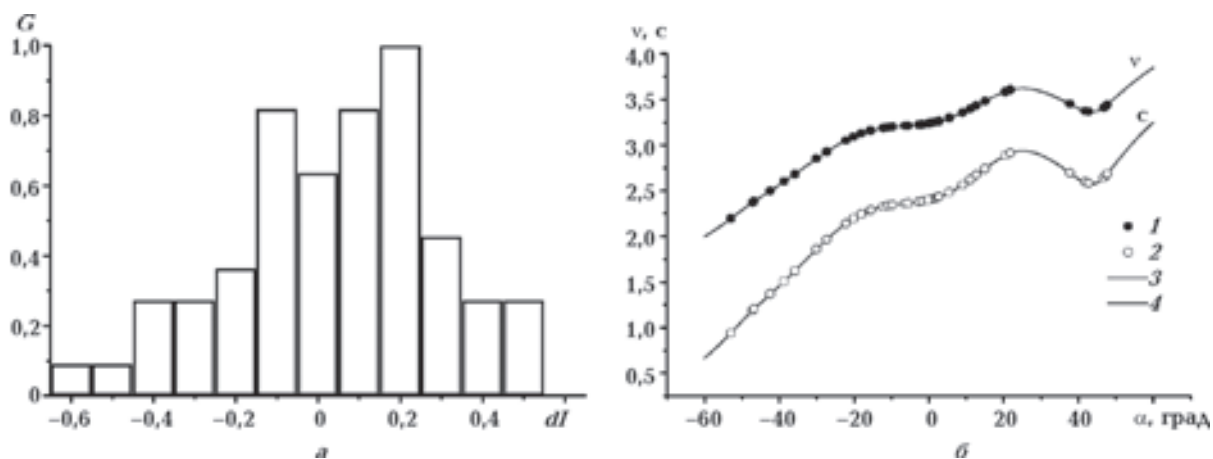


Рис. 8. Землетрясение Крыма 26 июня 1926 г.: а — нормированная гистограмма распределения отклонений расчетных интенсивностей относительно наблюдаемых; б — дискретные (1, 2 — определенные по макросейсмическому полю; 3, 4 — сглаженные кубическими сплайн-функциями).

известны оценки координат эпицентров и глубины очага землетрясения  $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $h$  по макросейсмическим данным. При этом производится поиск минимума функции стандартного отклонения расчетных интенсивностей  $I_j$  относительно на-

блюдаемых. На примерах макросейсмической информации землетрясений 26 июня 1927 г. в Крыму и 7 мая 2008 г. в западной части Черного моря показана возможность определения макросейсмического гипоцентра по всей до-

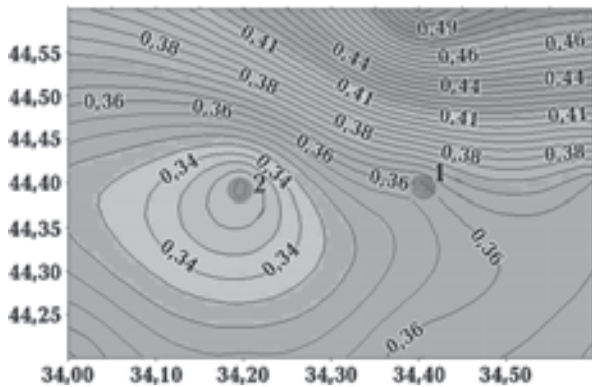


Рис. 9. Карта изолиний функции  $S(\varphi, \lambda, h_0)$  в горизонтальном сечении на глубине  $h_0=23$  км для Крымского землетрясения 26 июня 1927 г.: 1 — положение эпицентра по данным каталога [Новый..., 1977]; 2 — минимум функции  $S(\varphi, \lambda, h_0)$  для глубины  $h_0=23$  км.

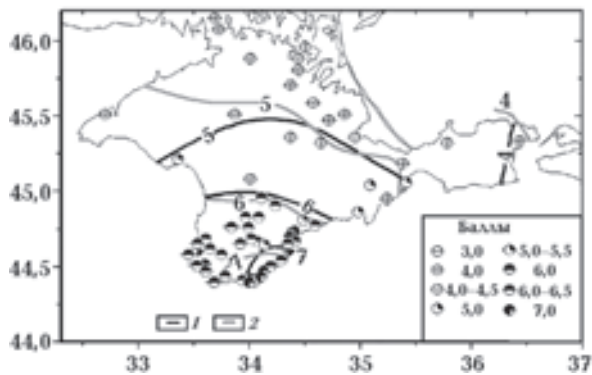


Рис. 10. Макросейсмическое поле крымского землетрясения 26 июня 1927 г. и его интерпретация (1) (по работе [Скляр и др., 2000]), результаты расчетов по предлагаемой методике (2).

ступной информации о сейсмических интенсивностях.

**Заключение.** В настоящее время в связи с широким применением компьютерных технологий в различных областях науки и прикладных научно-технических дисциплинах

### Список литературы

Васильев К. К. Статистический анализ многомерных изображений. Ульяновск: УЛГТУ, 2002. 156 с.

Друмя А. В., Королев В. А., Москаленко Т. П., Пронишин Р. С., Пустовитенко Б. Г., Скляр А. М., Костюк О. П. Землетрясения Вранча 30 и 31 мая 1990 г. (макросейсмические данные). В кн.: *Землетрясения в СССР в 1990 году*. Москва: Изд. ОМФЗ РАН, 1996. С. 12—19.

Кондорская Н. В., Захарова А. И., Друмя А. В., Ана-

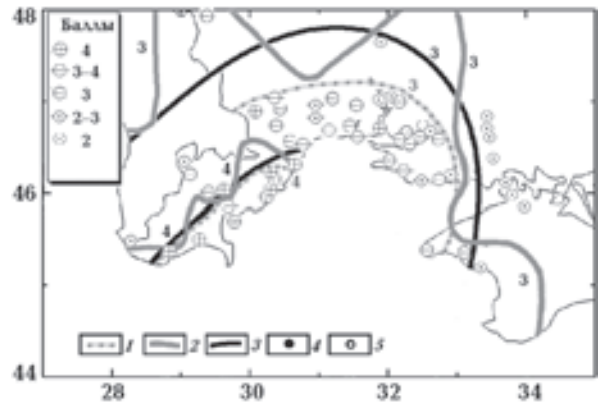


Рис. 11. Карта-схема макросейсмического поля землетрясения 7 мая 2008 г. в Черном море и его интерпретация: 1 — по работе [Скляр, Князева, 2010]; 2, 3 — изосейсты по разложению (3) при  $n=5$  и  $n=2$  соответственно; 4 — инструментальный эпицентр (по работе [Свидлова и др., 2010]), 5 — макросейсмический эпицентр, определенный по предлагаемой методике.

интенсивно развиваются и совершенствуются методы анализа физических полей (см., например, [Васильев, 2002]). К сожалению, до сих пор изучение макросейсмических полей проводится в основном рутинными методами, которые базируются на интуиции и опыте интерпретатора. Это порождает неопределенность в оценке параметров полей, неконтролируемость и невоспроизводимость результатов анализа.

Применение современных методов анализа с использованием компьютерных программ позволяет формализовать процесс интерпретации. Предлагаемый в настоящей статье способ представляет попытку такой формализации с целью сократить до минимума неопределенность и разноречивость в оценке параметров макросейсмических полей. Автор надеется, что предложенный способ заинтересует сейсмологов и геофизиков, занимающихся проблемой оценки сейсмической опасности территорий.

нын И. В., Пустовитенко Б. Г., Раутиан Т. Г., Чепкунас А. С., Пронишин Р. С., Москаленко Т. П., Руденская И. В., Ковалев И. М., Князева В. А., Скляр А. М. Землетрясение Вранча 30 августа. В кн.: *Землетрясения в СССР в 1986 году*. Москва: Наука, 1989. С. 13—28.

Королев В. А., Лазаренко М. А. Параметры уравнения поля сейсмической интенсивности сильных подкорковых землетрясений зоны Вранча для территории Украины. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 6. С. 106—112.

- Костюк О. П., Руденская И. М., Пронишин Р. С., Москаленко Т. П., Подымова И. С. Особенности карпатских землетрясений в 1977 г. В кн.: *Сейсмологический бюллетень западной территориальной зоны Единой системы сейсмических наблюдений СССР (Крым—Карпаты за 1977 г.)*. Киев: Наук. думка, 1983. С. 49—58.
- Линник Ю. В. Метод наименьших квадратов и основы математико-статистической теории обработки наблюдений. Москва: Гос. изд-во физ.-мат. лит., 1958. 337 с.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен по 1974 г. (Ред. Н. В. Кондорская, Н. В. Шебалин). Москва: Наука, 1977. 536 с.
- Пустовитенко Б. Г., Кульчицкий В. Е., Капитанова С. А. О затухании сейсмической энергии зоны Вранча. В кн.: *Сейсмологический бюллетень Украины за 2000 год*. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2002. С. 80—89.
- Ризниченко Ю. В. Избранные труды. Москва: Наука, 1985. 408 с.
- Ризниченко Ю. В. Макросейсмическая палетка. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1975. № 10. С. 21—30.
- Ризниченко Ю. В. Энергетика макросеймики. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1974. № 8. С. 3—10.
- Ризниченко Ю. В., Сейдузова С. С., Матасова Л. М. Макросейсмическая программа. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1977. № 3. С. 8—20.
- Румшицкий Л. З. Математическая обработка результатов эксперимента. Москва: Наука, 1971. 192 с.
- Свидлова В. А., Сычкина З. Н., Козиненко Н. М., Антонюк Г. П., Бухарина Л. И., Горячун Ю. Г., Курьянова И. В., Ткаченко А. И. Каталог и подробные данные о землетрясениях Крымско-Черноморского региона за 2008 год. В кн.: *Сейсмологический бюллетень Украины за 2008 г.* Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2010. С. 51—88.
- Скляр А. М., Князева В. С. Проявление макросейсмического эффекта черноморского землетрясения 7 мая 2008 года на территории южных областей Украины. В кн.: *Сейсмологический бюллетень Украины за 2008 год*. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2010. С. 16—20.
- Скляр А. М., Князева В. С., Королев В. А. Макросейсмический эффект землетрясений 26 июня и 11 сентября 1927 года в Крыму. В кн.: *Сейсмологический бюллетень Украины за 1998 год*. Севастополь: «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2000. С. 90—119.
- Степанов Р. Н. Сферическая тригонометрия. Москва-Ленинград: ОГИЗ ГИТТЛ, 1948. 154 с.
- Шебалин Н. В. Об оценке сейсмической интенсивности. В кн.: *Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности*. Москва: Наука, 1975. С. 87—109.
- Шумила В. И. Статистическая интерпретация и непрерывная мера сейсмической интенсивности. В кн.: *Сейсмическое микрорайонирование*. Кишинев: Штиинца, 1979. С. 243—249.
- Шумила В. И. Статистические методы интерпретации и прогноз поля сейсмической интенсивности. Кишинев: Штиинца, 1983. 102 с.
- Blake A., 1941. On the estimation of the focal depth from macroseismic data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 31(3), 225—231.
- Giammarinaro M. S., Micciancio S., 1993. An algorithm for the parametrization of real macroseismic fields. *Computers & Geosciences* 19(1), 75—80.

## Valuation of extinction parameters of anisotropic macro-seismic wave intensities

© V. E. Kulchitsky, 2014

A method is proposed for calculating the parameters of macroseismic intensity decay of anisotropic fields. Macro-seismic field are described by the model of Blake—Shebalin to the attenuation depending on the azimuth direction «epicenter-point-score». Intensity decay function is represented as a Fourier series in azimuth. The coefficients of the Fourier series are found by the least squares method. Mechanism of optimization for model assumed to real macroseismic field has been described. The proposed method is demonstrated on examples of Vrancea, the Crimea and the Black Sea earthquakes. A good agreement between the estimates obtained with the results of other methods has been demonstrated.

**Key words:** macroseismic field, isoseists, earthquake, intensity, attenuation model.

## References

- Vasil'ev K. K., 2002. Statistical analysis of multidimensional images. Ulyanovsk: STU Publ., 156 p. (in Russian).
- Drumja A. V., Korolev V. A., Moskalenko T. P., Pronishin R. S., Pustovitenko B. G., Skljar A. M., Kostjuk O. P., 1996. Vrancea earthquake of 30 and 31 May 1990 (macroseismic data). In: *Earthquakes in the USSR in 1990*. Moscow: JIPE RAS Publ., 12—19 (in Russian).
- Kondorskaja N. V., Zaharova A. I., Drumja A. V., Anan'in I. V., Pustovitenko B. G., Rautian T. G., Chepkunas A. S., Pronishin R. S., Moskalenko T. P., Rudenskaja I. V., Kovalev I. M., Knjazeva V. A., Skljar A. M., 1989. Vrancea earthquake on August 30. In: *Earthquakes in the USSR in 1986*. Moscow: Nauka, 13—28 (in Russian).
- Korolev V. A., Lazarenko M. A., 2003. Parameters field equations of seismic intensity of strong earthquakes subcrustal Vrancea zone for Ukraine. *Geofizicheskij zhurnal* 25(6), 106—112 (in Russian).
- Kostjuk O. P., Rudenskaja I. M., Pronishin R. S., Moskalenko T. P., Podymova I. S., 1983. Features Carpathian earthquakes in 1977. In: *Seismological Bulletin western territorial zone Uniform system of seismic observations of the USSR (Crimea—Carpathians in 1977)*. Kiev: Naukova Dumka, 49—58 (in Russian).
- Linnik Ju. V., 1958. Least squares method and basis of mathematical-statistical theory of processing observations. Moscow: State Publ. House of Physical-Mathematical Literature, 337 p. (in Russian).
- New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times to 1974 (Eds N. V. Kondorskaya, N. V. Shabalin), 1977. Moscow: Nauka, 536 p. (in Russian).
- Pustovitenko B. G., Kul'chickij V. E., Kapitanova S. A., 2002. Attenuation of seismic energy  $\tau$ -nomic Vrancea zone. In: *Seismological Bulletin of Ukraine for 2000*. Sevastopol: SPC «EKOSI-Hydrophysica», 80—89 (in Russian).
- Riznichenko Ju. V., 1985. Selected Works. Moscow: Nauka, 408 p. (in Russian).
- Riznichenko Ju. V., 1975. Macroseismic reticulation. *Izvestija AN SSSR. Fizika Zemli* (10), 21—30 (in Russian).
- Riznichenko Ju. V., 1974. Energy makroseysmik. *Izvestija AN SSSR. Fizika Zemli* (8), 3—10 (in Russian).
- Riznichenko Ju. V., Sejduzova S. S., Matasova L. M., 1977. Macroseismic program. *Izvestija AN SSSR. Fizika Zemli* (3), 8—20 (in Russian).
- Rumshiskij L. Z., 1971. Mathematical processing of the experimental results. Moscow: Nauka, 192 p. (in Russian).
- Svidlova V. A., Sychkina Z. N., Kozinenko N. M., Antonjuk G. P., Buharina L. I., Gorjachun Ju. G., Kur'janova I. V., Tkachenko A. I., 2010. Listings and detailed data on earthquakes Crimean Black Sea for 2008. In: *Seismological Bulletin of Ukraine for 2008*. Sevastopol: SPC «EKOSI-Hydrophysica», 51—88 (in Russian).
- Skljar A. M., Knjazeva V. S., 2010. Manifestation of the macroseismic effect Black earthquake May 7, 2008 on the territory of the southern regions of Ukraine. In: *Seismological Bulletin of Ukraine for 2008*. Sevastopol: SPC «EKOSI-Hydrophysica», 16—20 (in Russian).
- Skljar A. M., Knjazeva V. S., Korolev V. A., 2000. Macroseismic effects of earthquakes on June 26 and September 11, 1927 in Crimea. In: *Seismological Bulletin of Ukraine for 1998*. Sevastopol: SPC «EKOSI-Hydrophysica», 90—119 (in Russian).
- Stepanov R. N., 1948. Spherical trigonometry. Moscow-Leningrad: State publ. technical and theoretical literature, 154 p. (in Russian).
- Shebalin N. V., 1975. On the estimation of seismic intensity. In: *Seismic scale and methods of measurement of seismic intensity*. Moscow: Nauka, 87—109 (in Russian).
- Shumila V. I., 1979. Statistical interpretation and continuous measure of seismic intensity. In: *Seismic micro*. Kishinev: Shtiintsa (in Russian).
- Shumila V. I., 1983. Statistical methods for the interpretation and prediction of field seismic intensity. Kishinev: Shtiintsa, 102 p. (in Russian).
- Blake A., 1941. On the estimation of the focal depth from macroseismic data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 31(3), 225—231.
- Giammarinaro M. S., Micciancio S., 1993. An algorithm for the parametrization of real macroseismic fields. *Computers & Geosciences* 19(1), 75—80.