

II. СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РИСК

УДК 550.341,550.34.042

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ СРАВНЕНИЕ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ И ПИКОВОГО УСКОРЕНИЯ

Г.М. Молчан,¹ Т.Д. Кронрод¹, Д. Панца²

¹Международный институт теории прогноза землетрясений
и математической геофизики Российской академии наук, Москва

²Департамент наук о Земле, Университет г.Триеста, Италия

Представлены результаты совместного пространственного анализа макросейсмических данных и модельных полей пиковых ускорений. На примерах шести землетрясений Италии с магнитудой $M_L = 4.5-6$ показано, что в макросейсмических данных можно увидеть анизотропию излучения сейсмических волн.

SPACE COMPARISON OF MACROSEISMIC INTENSITY AND PEAK VALUE OF ACCELERATION

G.M. Molchan¹, T.L. Kronrod¹, G.F. Panza²

¹International Institute of Earthquake Prediction Theory
and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow

²Department of Earth Sciences, University of Trieste, Italy

The results of space joint analysis of macroseismic data and model fields of peak accelerations are given. On the example of six earthquakes with $M_L = 4.5-6$ in Italy it is shown that the anisotropy of seismic waves emanation can be seen in macroseismic data.

Введение

При анализе сейсмической опасности имеют дело с макросейсмической интенсивностью I (баллы) и/или пиковым ускорением a_p . В этом ряду предпочтение отдается ускорению, хотя сами эти величины принципиально разные. Макросейсмическая интенсивность определяет эффект воздействия сейсмических колебаний на человека и сооружения. Сюда включаются резонансные эффекты и остаточные перемещения, ускорения. Оценки I основаны на обследованиях экспертов и опросах населения, и в этом отношении балл проигрывает точным инструментальным измерениям a_p . Однако, если a_p относится к фиксированной точке, то I относится к площади, т.е. к ансамблю типовых сооружений или ощущениям людей целого населенного пункта. Поэтому интенсивность I имеет статистическую природу и это обеспечивает баллу устойчивость. Макросейсмические данные, связанные с одним событием, значительно выигрывают по плотности измерений и поэтому допускают пространственный анализ. В случае анализа сильных движений анизотропия излучения, как правило, игнорируется из-за скудности данных.

Если говорить о моделировании, то оно вполне возможно для ускорений [1, 2], воспроизвести последствия землетрясений в деталях (т.е. макросейсмическое поле) крайне затруднительно. Дело в том, что типовые сооружения достаточно разнообразны и подвержены старению, а грунтовые условия находятся в постоянной динамике. Поэтому каждое наблюдаемое I -поле представляет собой результат уникального эксперимента природы и не зря в последнее время стали больше уделять внимания созданию макросейсмических баз данных (см. ниже).

Инструментальные данные пиковых ускорений a_p необходимы прежде всего для создания строительных норм и правил в сейсмических зонах. На это ориентированы вероятностные карты ожидаемых ускорений грунта. Однако при рассмотрении задачи страхования типовых сооружений очевидно более предпочтительны аналогичные карты в терминах балла, поскольку балл напрямую связан со статистикой ущерба. При страховании нетиповых зданий, для которых статистика разрушений отсутствует, мы вынуждены обращаться к их динамическим характеристикам и, следовательно, к картам повторяемости a_p .

Таким образом, среди величин I и a_p нет доминантной, они разные и дополняют друг друга при решении задач сейсмического риска. Поэтому крайне желателен совместный анализ величин I и a_p . Анализ корреляционной связи этих величин широко распространен в инженерно-сейсмологической практике. Он применяется к ансамблю землетрясений, в лучшем случае одного региона, и не учитывает пространствен-

ные особенности наблюдаемых полей. В данной работе ставится другая задача: найти связь полей I и a_p для отдельных землетрясений. На примерах шести событий мы показываем, что в макросейсмических данных можно увидеть анизотропию излучения сейсмических волн, и подтверждаем это с помощью теоретических расчетов полей a_p , рассчитанных по моделям источника и среды. Источник представляется точечным, а среда зависит от глубины.

Все рассмотренные землетрясения относятся к региону Италии. Недавно здесь стали доступны две макросейсмические базы данных: CFTI [3, 4] и DOM [5]. Первая из них содержит 31 000 измерений (пункт, балл) для 460 землетрясений за период 461–1990 гг., вторая база содержит более 37 000 аналогичных измерений для 904 землетрясений за период 950–1980 гг. Это обстоятельство стимулировало работу авторов на решение старых задач макросейсмологии: генерализация макросейсмических данных в виде изосейст и картирование неопределенности изосейст. С помощью предложенных нами в [6] методов были обработаны 55 событий и поставлена задача объяснить форму отдельных изосейст.

Настоящая работа является продолжением [6], она решает указанную задачу для некоторых событий с известными параметрами эквивалентного точечного источника. В разд. 1 обсуждаются параметры расчетных полей a_p , в разд. 2 мы напоминаем методы генерализации макросейсмических данных, в разд. 3 приведены примеры совместного анализа изосейст и синтетических полей a_p .

1. Синтетические поля a_p

Для расчета теоретических сейсмограмм в ближней зоне (до 200 км) использовался метод суммирования главных мод волн Рэлея и Лява [1, 2]. Он предполагает источник типа двойного диполя и слоисто-однородную среду. Поскольку пиковые значения вертикальной компоненты ускорения, как правило, меньше горизонтальной, то за величину a_p принимается $\max_t \| a_{(t)}^H \|$, где a^H – вектор горизонтальной компоненты ускорения, а $\| \cdot \|$ – его норма.

Модели источника и среды накладывают определенные ограничения на последующий сравнительный анализ интенсивностей I и пиковых ускорений a_p . Согласно [7], модель точечного источника при изучении полей пикового ускорения оправдана на расстояниях более 1.5 размера очага. По-видимому, это оптимистическая оценка; она говорит о том, что старшая изосейста должна быть, как правило, исключена из сравнения с теоретическим полем a_p . Модель точечного источника включает следующие параметры: эпицентр, глубину h , момент M_0 или магнитуду M_w и углы, определяющие фокальный механизм: $(\psi, \delta, \lambda) =$ (простира-

ние, падение, уклон), коротко FPS, от английского термина fault plane solution. Наименее точно из указанных параметров в регионе Италии определена глубина h . Этот параметр вообще теряет физический смысл, если рассматривать поле a_p на малых расстояниях от протяженного источника. Поэтому в рамках рассматриваемой модели для задачи сравнения полей I и a_p более предпочтительны относительно слабые события ($M < 6$).

Для магнитуды M_w типична точность 0.3. Для параметров фокального механизма принято считать погрешность $\leq 20^\circ$, если решение FPS определено по первым вступлениям P -волны и отнесено к высшему разряду (класс А) [8].

Слоисто-однородная среда определяется: скрестными разрезами P - и S - волн $v_P(h)$ и $v_S(h)$, соответствующими декрементами затухания $Q_P(h)$ и $Q_S(h)$ и плотностью $D(h)$. Модели среды для Италии [9] основаны на литературных источниках. Среди указанных параметров наименее точны функции затухания, однако в данной работе они не подвергались вариациям. Территория Италии неоднородна по скоростным параметрам. Поэтому в работе [9] она разделена на несколько структурных зон, однородных по D , V и Q (рис. 1); границы зон не являются окончательными и находятся в стадии уточнения. Наличие структурных зон означает, что при сравнении полей I и a_p надо принимать во внимание прежде всего те изосейсты, которые в основном помещаются в одной структурной зоне. Мы говорим "в основном", поскольку границы между зонами не являются жесткими и могут представлять самостоятельные переходные зоны.

Используемый метод суммирования мод для расчета сейсмограмм применяется к событиям с фиксированным моментом $M_0 = 1 \cdot 10^{-7} Nm$. Для произвольного момента спектр сейсмического сигнала перемасштабируется (на разных частотах по-разному) с использованием спектра источника Гусева ([10], см. также уточненный вариант в [11]). Спектр получен в результате осреднения мировых данных и, согласно [10], является компромиссным решением из-за наличия как внутри- так и межрегиональных вариаций. На практике это обстоятельство может вести к смещению амплитуды a_p , т.е. к рассогласованию связи a_p с I , если она заранее фиксирована для региона.

Квантование шкалы a_p . Макросейсмическая шкала I дискретна. Поэтому, сопоставляя поля I , a_p , необходимо дискретизировать шкалу a_p . Существуют многочисленные эмпирические регрессионные соотношения вида

$$\lg a_p \left[\frac{\text{см}}{\text{сек}^2} \right] = b_0 + b_1 I \pm \varepsilon, \quad (1)$$

где ε – невязка регрессии. Для мировой статистики в целом Аптикаев [12] дает следующие значения параметров:

$$b_0 = -0.59, \quad b_1 = 0.38, \quad \varepsilon = 0.40 (\cong b_1). \quad (*)$$

Невязка ε здесь такова, что фиксированному уровню a_p могут соответствовать интенсивности трех соседних уровней $I \pm 1$. Региональная статистика беднее и поэтому ненамного сужает интервал I . Предметом дискуссии является параметр наклона b_1 . Чаще всего приводится оценка $b_1 = 0.3$, что соответствует изменению ускорения a_p в два раза при изменении балла на единицу (см., напр., [13]).

В данной работе мы имеем дело с региональными макросейсмическими данными и теоретическими сейсмограммами. Последние рассчитывались в диапазоне частот $f < 1$ Гц и поэтому параметр b_0 может быть занижен по сравнению с оценками, полученными из наблюдений. Действительно, в работе [14] для Италии были сопоставлены две карты: карта $I_{\max}(g)$ фиксирует в точке g максимальную интенсивность, когда-либо наблюдаемую в окрестности этой точки; карта $a_p^{\max}(g)$ показывает гипотетическое максимальное пиковое ускорение в точке g . Чтобы получить карту a_p^{\max} авторы рассчитали семейство акселерограмм, используя модель среды и типовые механизмы землетрясений для разных частей Италии. Эпицентры гипотетических событий заполняли некоторую правильную решетку, глубина событий принималась равной 10 км для магнитуд $M < 7$ и 15 км для $M \geq 7$; магнитуда события соответствовала гипотетической максимальной магнитуде M_w^{\max} для данного места. После этого в каждой точке карты определялась максимальная величина a_p^{\max} пикового ускорения, которое могло бы породить событие из описанного семейства. Существенно, что все расчеты полей a_p велись в интервале частот $f < 1$ Гц. Сопоставляя карты I_{\max} и a_p^{\max} , авторы работы [14] получили регрессионное соотношение (1) с $b_0 = -1.61$ и $b_1 = 0.35$. Эти параметры дают значения a_p на порядок меньше, чем параметры (*). В частности, при $I = VI$ получено $a_p^{\max} = 3.1$ см/с², тогда как соотношение (1) с параметрами (*) дает $a_p = 50$ см/с² и с разбросом в интервале 20–120 см/с².

Поскольку технология расчета сейсмограмм и модели, используемые в данной работе, те же, что и в [14], мы квантуем шкалу a_p в соответствии с уравнением

$$a_p = 3 \cdot 2^{(I_a - 6)} [\text{см/с}^2], \quad (2)$$

где целочисленную величину I_a будем называть теоретической интенсивностью (баллом). Соотношение (2) означает, что мы приняли правило удвоения a_p при изменении величины I_a на единицу и, следуя [14], положили $a_p = 3$ при $I_a = VI$. Соотношение (2) не является единственно

возможным, поскольку a_p нередко коррелируют с парой величин: баллом и лог-расстоянием (см., напр., [14]). Кроме того, использованная нами регрессия (2) получена при фиксированных глубинах гипотетических событий, что может влиять на параметр b_0 . Поэтому связь макросейсмической интенсивности I и ее инструментального аналога I_a не может быть точной. Если считать, что изолинии поля a_p для близких уровней подобны, то ожидаемыми инвариантами в сравнении I и I_a могут быть ориентация и форма изолиний. Для подгонки площадей соответствующих изосейстовых зон имеются в резерве вариации параметров M_w и h , которые объективно не являются точными.

2. Изосейсты и визуализация их неопределенности

В работе [15] предложены два метода генерализации макросейсмических данных в виде изосейст. Первый – *модифицированный метод полиномиальной фильтрации* – относится к методам сглаживания, а второй – *метод размытой границы* – визуализирует неопределенность изосейст. Оба метода ориентированы на анализ формы изосейстовых областей и поэтому играют основную роль в решении рассматриваемой задачи сравнения I с a_p . Чтобы сделать изложение замкнутым, коротко напомним суть обоих методов. В их основе лежат следующие предположения:

- данные, относящиеся к одному событию, представлены в виде набора точек $(g_k, I_k) =$ (пункт наблюдений, балл);
- шкала I дискретна, а точки g_k нерегулярно расположены в пространстве;
- изосейстовые зоны, как правило, представляют собой связанные области, вложенные друг в друга;
- измерения содержат шумовую компоненту.

Дискретность шкалы I и вложенность изосейст составляют специфику задачи генерализации макросейсмических данных. Это то, что отличает ее от общей задачи восстановления поверхности по отдельным измерениям и составляет резерв для совершенствования традиционных методов.

Модифицированный метод полиномиальной фильтрации (МРФ–метод). Этот метод направлен главным образом на то, чтобы уменьшить шумовую компоненту в данных. В точке g регулярной решетки строится круг $B_R(g)$ радиуса R . Радиус выбирается так, чтобы в него попало не менее n_p точек (g_k, I_k) . Методом наименьших квадратов данные в круге приближаются поверхностью второго порядка $P_2(\cdot)$, а значение P_2 в центре круга g принимается за оценку $\hat{I}(g)$ поля I в точке g . Учитывая дискретность поля I , радиусу R мы позволяем ра-

В двумерном случае мы перебираем все возможные прямые, секущие наблюдаемое макросейсмическое поле. На каждую прямую проектируются точки $\{g_k\}$ из H -окрестности прямой и решается описанная выше одномерная задача для каждого уровня I . Интервальные оценки Δ_1, Δ_2 сохраняются в виде отрезков на плоскости. Их совокупность образует "колючую" размытую изосейстовую границу уровня I (далее DB-изосейста). Решение о размытой границе для отдельной прямой неустойчиво. Однако, рассматривая ансамбль таких решений, мы получаем дополнительную величину – интенсивность наложения одномерных границ, которая придает границе заметную устойчивость. Так, например, мы видим яркую крестообразную форму изосейсты $I = V$ вместо привычного овала (см. рис. 2, б). Некоторые элементы крестообразной формы прослеживаются и на изосейсте уровня $I = IV \frac{1}{2}$, полученной МРФ-методом (рис. 2, а).

DB-метод содержит два основных параметра: ширину полосы H и шумовой параметр ε . Величина H является параметром сглаживания, ее выбор зависит от плотности наблюдений: чем выше плотность, тем меньше H . Типичные значения H для региона Италии это 20–40 км. Величина $\varepsilon = 5\text{--}15\%$, типично $\varepsilon = 5\%$.

В заключение заметим, что метод размытой границы вполне подходит к задаче сравнения полей a_p и I . Предыдущий анализ показал, что связь величины I_a с I не может быть точной, а размытая граница способна хорошо отразить форму изосейстовой области и очень приближенно ее площадь.

3. Сравнение полей I и a_p

Для совместного анализа полей a_p и I были отобраны 20 событий, для которых были доступны параметры эквивалентного точечного источника, и оба метода – МРФ и DB – давали изосейсты хорошего качества (см. [6]). Как правило, это события с числом измерений пункт–балл более 100. В остальном на отбор событий не влияли другие соображения, скажем, сила землетрясения. Как отмечалось выше, априори имеется немного шансов найти сходство полей a_p и I для сильных событий:

- в ближней зоне должны сказываться размеры источника и, соответственно, неадекватность точечной модели очага;
- у сильных событий есть непервые изосейсты уровня $I \geq VIII$, проблематичные для сходства полей;
- дальняя зона затруднена для сравнения из-за горизонтальной неоднородности среды.

Структурные зоны для региона Италии из [9] представлены выше на рис. 1. Там же отмечены те шесть событий, для которых ниже приводятся результаты сравнительного анализа полей a_p и I . Рассматривая эти события, мы будем обсуждать только те параметры, которые варьировались в процессе анализа. Они специально отмечены на последующих рис. 2–7 в виде названия структуры (если она не одна задевается изосейстой) или в виде $a + \delta$, где a – значение какого либо параметра, взятое из литературы, а δ – наша поправка со знаком. Все основные параметры событий и литературные источники указаны в подписях к соответствующим рисункам.

Землетрясение 13.09.1989 г., $M_L = 4.4$ – 5.1 , $I_0 = V$ – VI , **Passubio** (предгорья Доломитовых Альп), I -карта из [16], число наблюдений $N_{\text{obs}} = 779$ (рис. 2).

Для этого события DB-метод хорошо выделяет изосейсту уровня $I = V$. При расчете DB-изосейст из реальных данных исключен один пункт наблюдения (Suzzaга), где интенсивность, видимо, завышена на единицу. Из рис. 2, б следует, что DB-изосейста уровня $I = V$ имеет крестообразную форму. Такая форма радиации сейсмической энергии типична для землетрясения с механизмом чистого сдвига. По нашей просьбе Фреполи определил механизм землетрясения и тем самым подтвердил гипотезу о сдвиге: падение $\delta = 85^\circ$, уклон $\lambda = 0^\circ$. Более точно об этом можно судить, сравнивая изосейсту $I = V$ с ее теоретическим аналогом, изолинией $I_a = V$ (рис. 2, в). Поле a_p вычислялось в тех же пунктах, где наблюдались интенсивности I ; результаты расчетов квантовались согласно (2) и обрабатывались DB-методом. Основная часть изосейсты $I = V$ находится в двух структурных зонах M и N (см. рис. 2) и лишь частично в зоне L . Модели среды в зонах M и N очень близки. Поэтому в теоретических расчетах a_p использовались параметры одной структурной зоны M . Дальнейшие выводы не зависят от выбора зоны M или N .

Чтобы достичь практически полного совпадения DB-изосейст уровня V , в теоретических расчетах использованы магнитуда $M_w = 5.1$ вместо $M_L = 4.4$ [17] и глубина $h = 2.5$ км вместо $h = 2$ км [17]. Законность вариаций магнитуды M и глубины h обсуждалась выше. Вместе с тем, выбор $M_w = 5.1$ согласуется с данными ISC, где приведены значения $M_L = 5.1$ по NEIC и $m_b = 5.1$ по NAO. Также в [18] отмечено, что после 1987 г. магнитуды M_L для землетрясений Италии по данным бюллетеней ING занижены в среднем на 0.5, что согласуется с выбором $M = 5.1$ вместо 4.4 по [17]. Эмпирические I -данные по рассматриваемому землетрясению сильно зашумлены. Например, при сглаживании данных МРФ-методом в 42 точках (из 779) невязка I превышает единицу.

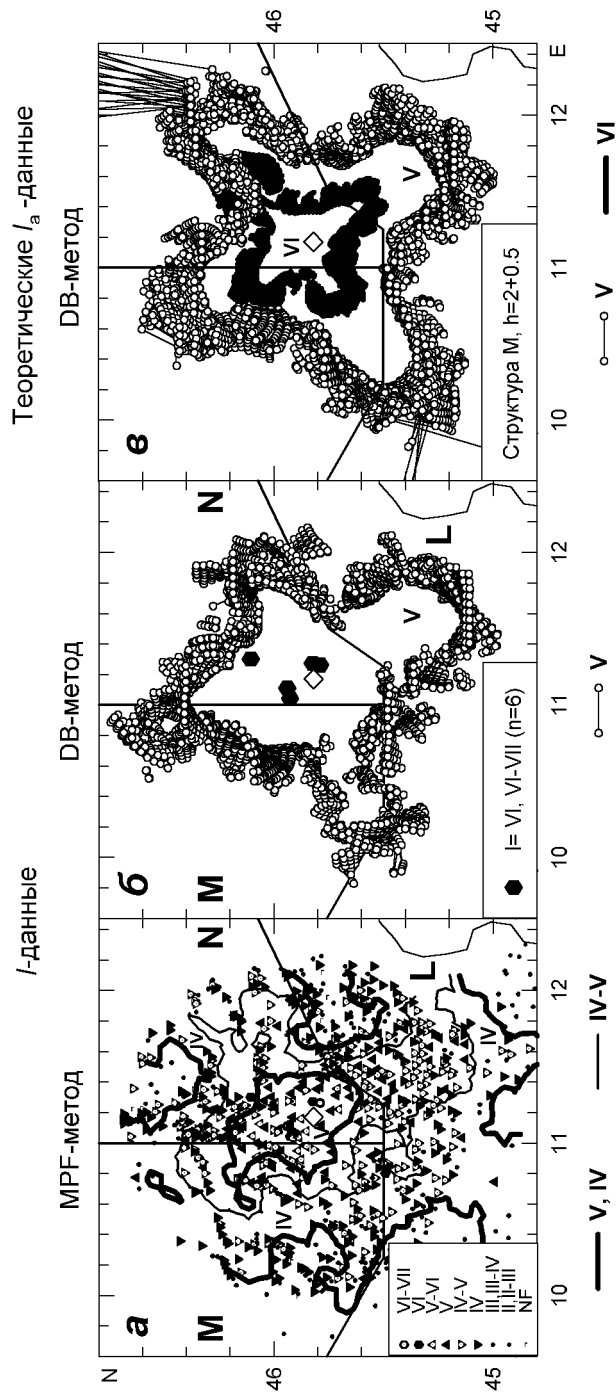


Рис. 2. Землетрясение 13.09.1989 г., Расубио: эпицентр ($45^{\circ}86'N$, $11^{\circ}17'E$) (ромбик); $h = 2$ км; [17]; FPS=(145° , 85° , -180°) (Гферолі, класс А); $M_L = 5.1$ (NEIC), 4.4 [17]
 а – наблюдения (символы) и МРР-изосейсты уровней $I=IV, V$; б – исходные данные (символы) и DB-изосейста уровня $I=V$; в – теоретические DB-изосейсты уровня $I_a=V, VI$

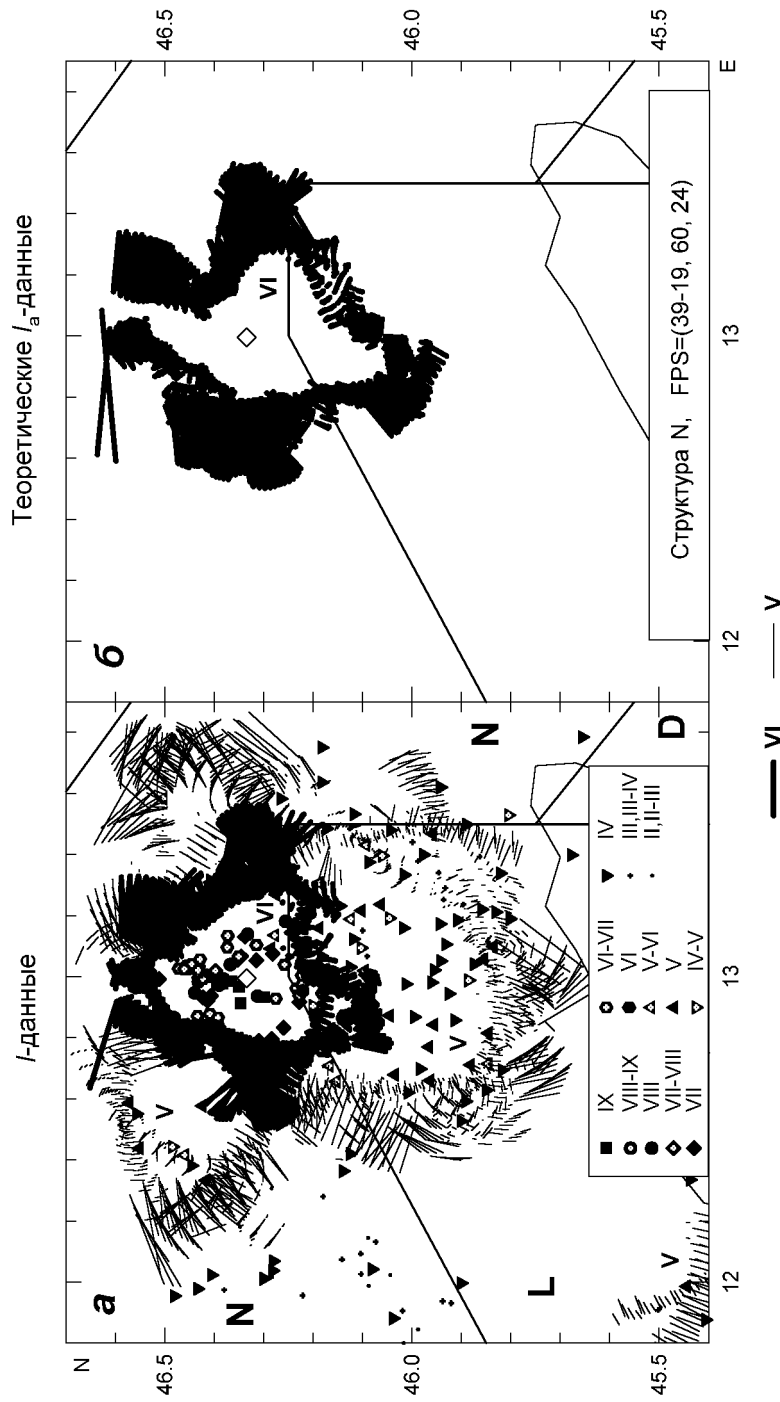


Рис. 3. Землетрясение 27.03.1928 г., Сагмиа: эпицентр (46°38N, 12°98E) (ромбик); $h = 4$ км [19], 5 км [20], 20 км [21]; FPS=(39°, 60°, 24°) [21], FPS=(112°, 90°, 0°) [22]; $M_L = 5.6$ [20], 5.8 [21]
 а - исходные данные (символы) и DB-изосейсты уровней I=V, VI; б - теоретическая DB-изосейста уровня $I_a=VI$

Внесение этих невязок в расчетные значения I_a не влияет на форму теоретической DB-изосейсты $I_a = V$.

Землетрясение 27.03.1928 г., $M_L = 5.6$, $I_0 = VIII$, **Carnia** (Карнийские Альпы), I -карта из [4], $N_{\text{obs}} = 289$, (рис. 3).

Для этого события сравниваются DB-изосейсты уровня $I = I_a = VI$. Изосейстовая область $I > V$ целиком лежит в одной структурной зоне N (см. рис. 1), а с южной стороны выходит на границу зоны L , связанной с Паданским бассейном, где структурные параметры существенно различны. Поэтому воспроизведение деталей южной части изосейсты $I = VI$ проблематично.

В этом примере из трех оценок глубины $h = 4, 5$ и 20 км использована величина $h = 4$ км; $M_w = 5.6$ и только угол простирания площадки разрыва изменен на (-19°) , т.е. вместо $FPS = (39^\circ, 60^\circ, 24^\circ)$ использовались углы $FPS = (20^\circ, 60^\circ, 24^\circ)$. Решение FPS вряд ли относится к классу A , поскольку в литературе имеется другой вариант, $FPS = (112^\circ, 90^\circ, 0^\circ)$ [22], свидетельствующий о неточности определения нодальных плоскостей сдвига. Наша поправка угла простирания не превосходит 20° и приводит к неплохому согласию по форме DB-границ уровня VI для наблюдаемых и расчетных интенсивностей.

Землетрясение 15.05.1951 г., $M_L = 5.0$, $I_0 = VI$, **Lodigiano** (Западная часть Паданского бассейна, Ломбардия), I -карта из [5], $N_{\text{obs}} = 88$ для основного события и $N_{\text{obs}} = 32$ для афтершока (рис. 4).

Это событие сложно для анализа, поскольку изосейстовая зона с $I \geq V$ (ранг 1) находится в Паданском бассейне, а ее граница – в переходных зонах $M\&L$ на севере и $I\&L$ на юге. Причем структурные параметры зон M и I резко отличны от зоны L . Поэтому расчеты поля a_p для каждой из трех зон (L, M, N) проводились по структурным параметрам своей зоны.

В данном примере основной толчок сопровождался афтершоком с $M_L = 4.2 - 4.6$, $FPS = (221^\circ, 74^\circ, 209^\circ)$, $h = 6$ км. В случае цепочки сильных событий аналогом теоретической интенсивности I_a в точке служит максимум из расчетных величин I_a , отвечающих этим событиям. В данном примере для основного толчка из трех оценок магнитуды $M_L = 4.9, 5.0$ и 5.5 взято значение $M = 5.0$, а глубина $h = 6$ км изменена на (-2) км. Для афтершока принято значение $M = 4.5$ (по данным [22] $M = 4.5$, тип магнитуды не указан), а глубина $h_{\text{афт}} = 6$ км изменена на (-3) км. Эта минимальная подгонка глубин приводит к неплохому согласию изосейст уровня V (рис. 4). Расхождения в южной части границы вполне закономерны, поскольку здесь, по-видимому, действуют структурные параметры переходной зоны.

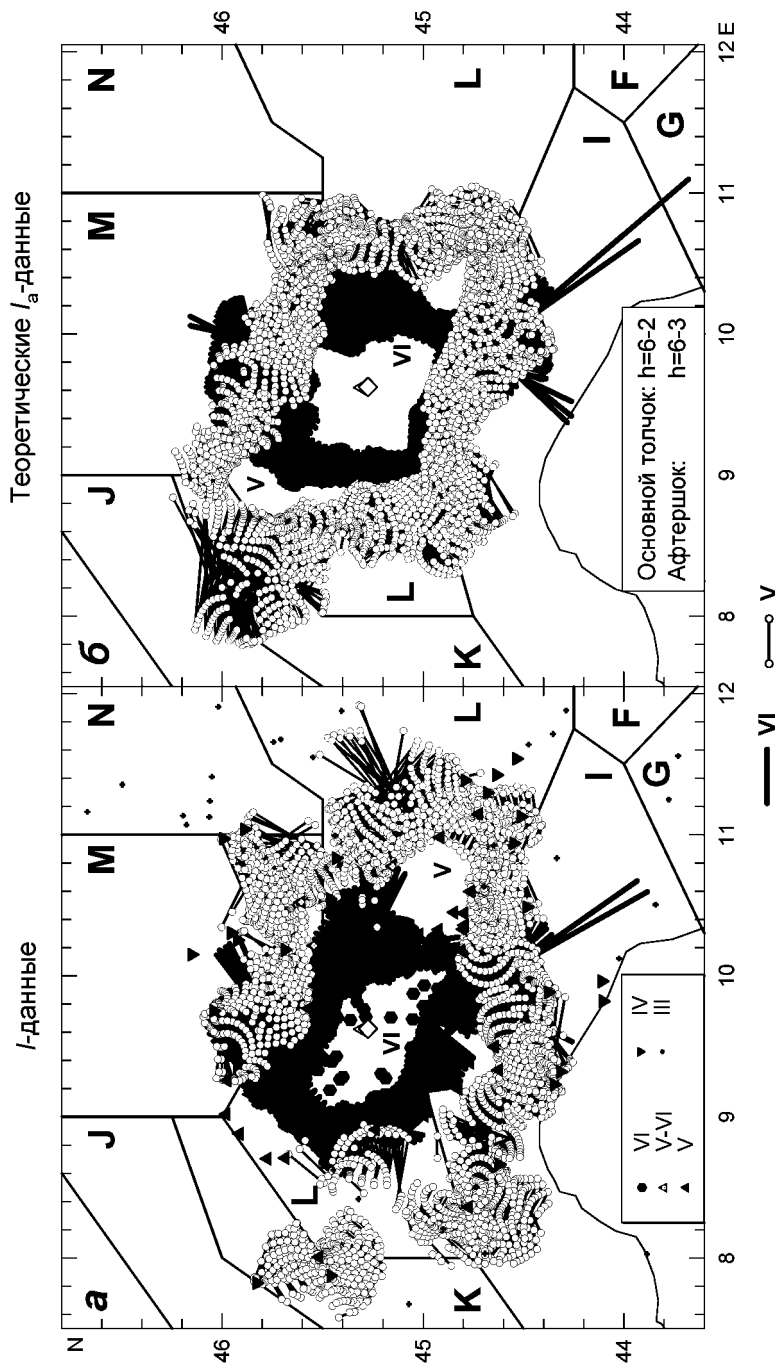


Рис. 4. Землетрясение 15.05.1951г., Lodigiano: эпицентр (45°30'N, 9°62'E) (ромбик); $h = 6$ км [22], 12 км [20]; FPS=(236°, 74°, 192°) [22]; $M_L = 4.9$ [20], 5.0 [22], 5.5 (NEIC). Афтершок: эпицентр (треугольник); $h = 6$ км [22]; FPS=(221°, 74°, 209°) [22]; $M = 4.5$ [22], тип магнитуды не указан:
a – исходные данные (символы) и DB-изосейсты уровней I=V,VI; *б* – теоретические DB-изосейсты уровней I_a=V,VI

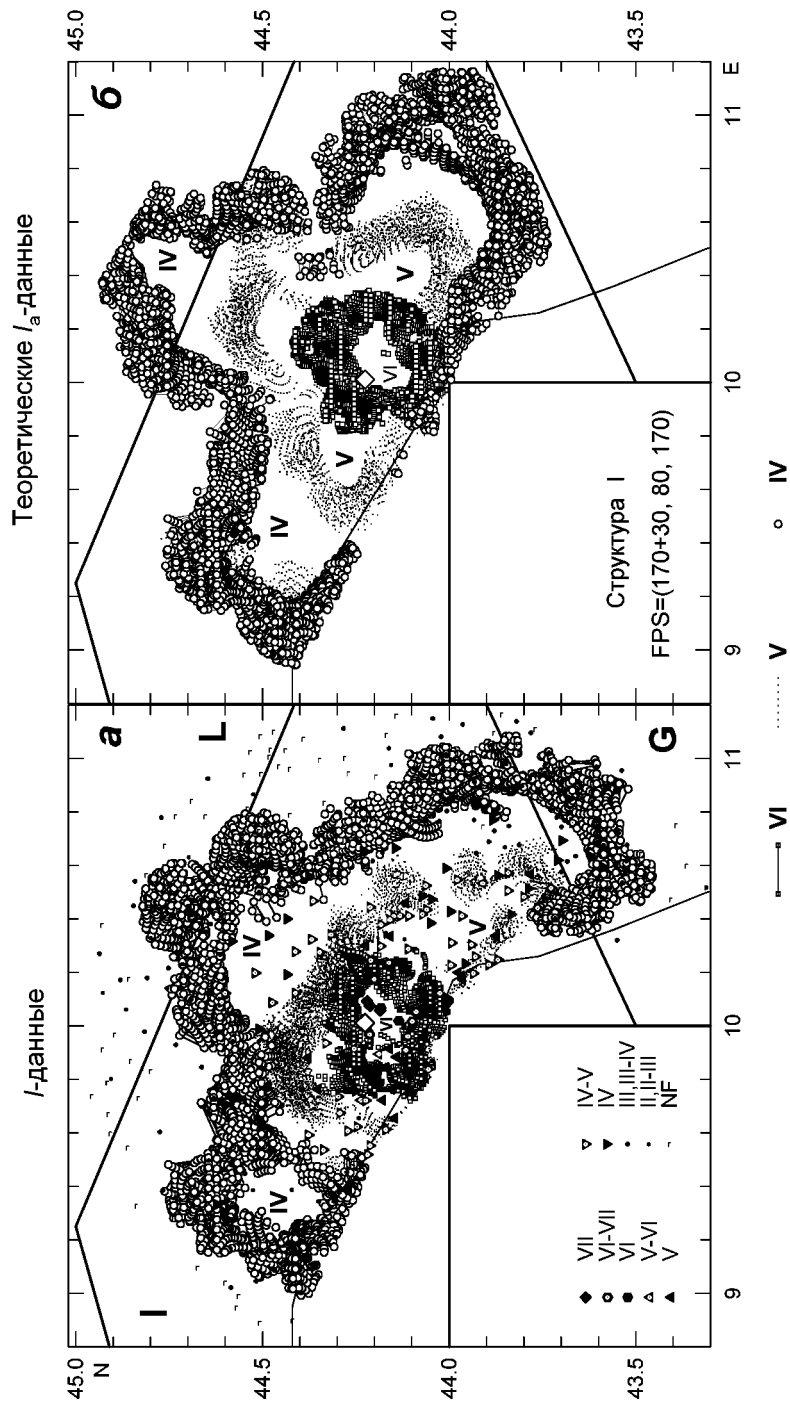


Рис. 5. Землетрясение 10.10.1995 г., Lumigiana: эпицентр (44°23'N, 10°01'E) (ромбик); $h = 2$ км [23], 5 км [17], 7 ± 4 км [24], 10 км (NEIC), 12 км [20]; FPS=(170°, 80°, 170°) [23, класс A]; $M_L = 5.1$ (NEIC), 5.3 (ISC)
a – исходные данные (символы) и DB-изосейсты уровней $I=VI, V, IV$; *б* – теоретические DB-изосейсты уровней $I_{\sigma}=VI, V, IV$

Землетрясение 10.10.1995 г., $M_L = 5.1$, $I_0 = VI$, **Lunigiana** (Лигурийские Апеннины, Северная Италия), I -карта из [16], $N_{\text{obs}} = 330$ (рис. 5).

Это событие тоже относится к разряду чистого сдвига. Об этом говорят и параметры FPS: падение 80° , уклон 170° и ДВ-граница для $I = IV$ (рис. 5, а). Препятствием для такого заключения по макросейсмическим данным является то, что один лепесток крестообразной изосейсты $I = IV$ скрыт морем, где наблюдений нет. Очень хорошее согласие изосейст $I = I_a = IV$ достигается в том случае, если изменить только один параметр, а именно – простирание площадки разрыва на $+30^\circ$, что влияет на ориентировку изосейсты, но не на ее форму. Расчеты a_p относились к выбранной глубине $h = 2$ км [23] из пяти известных значений в интервале (2–12 км) и $M = 5.1$ (NEIC). Большая вытянутость на юг эмпирических ДВ-изосейст $I = IV$, V по сравнению с теоретическими вполне объясняется пониженным затуханием в зоне G (Тоскана).

Землетрясение 05.09.1950 г., $M_L = 5.6$, $I_0 = VIII$, **Gran Sasso** (Абруцкие Апеннины, Центр. Италия), I -карта из [16], $N_{\text{obs}} = 136$ (рис. 6).

По нашему опыту, одним из самых сложных районов Италии для анализа изосейст является стык зон G , H и F в Центральных Апеннинах (см. рис. 1). Здесь границы структурных зон заслуживают дополнительного анализа. Изосейста $I = VII$ (ранг 1) для рассматриваемого землетрясения расположена в структурной зоне F , однако ее западная часть накрывает границы зон G и H . Это обстоятельство осложняет анализ и моделирование изосейсты $I = VII$. Тем не менее, изменив $M_L = 5.6$ на $+0.4$, простирание площадки разрыва 207° на -10° , уклон 262° на $+20^\circ$, и глубину $h = 3$ км на -0.5 , мы достигли очень неплохого согласия формы изосейст уровня $I = I_a = VII$. Указанные вариации параметров вполне оправданы для события середины XX века.

Землетрясение 15.01.1968 г., $M_L = 6.0$, $I_0 = X$, **Valle del Belice** (Сицилия), I -карта из [4], $N_{\text{obs}} = 168$ (рис. 7).

Это событие включает основной толчок с $M_L = 5.9$ – 6.0 , для которого имеется два решения FPS = $(250^\circ, 50^\circ, 35^\circ)$ и FPS = $(204^\circ, 70^\circ, 15^\circ)$; сильный форшок $M_L = 5.6$ и два афтершока с $M_L = 5.5$ – 5.6 и $M_L = 5.5$ – 5.7 , произошедшие спустя сутки и десять суток, соответственно. Все события, за исключением первого афтершока, имеют один и тот же эпицентр. Комплексное событие очень сложно для экспериментов с параметрами. Мы только конкретизировали магнитуды основного толчка $M = 6.0$ и афтершоков $M = 5.5$ и $M = 5.6$, соответственно, и приняли глубину $h = 7$ км для всех событий. Литературные источники и каталоги по поводу глубины очень разноречивы и дают значения глубины от 3 до 44 км. Результат сравнения ДВ-изосейст $I = I_a = VII$ (рис. 7) свидетельствует о хорошей связи теории с наблюдениями.

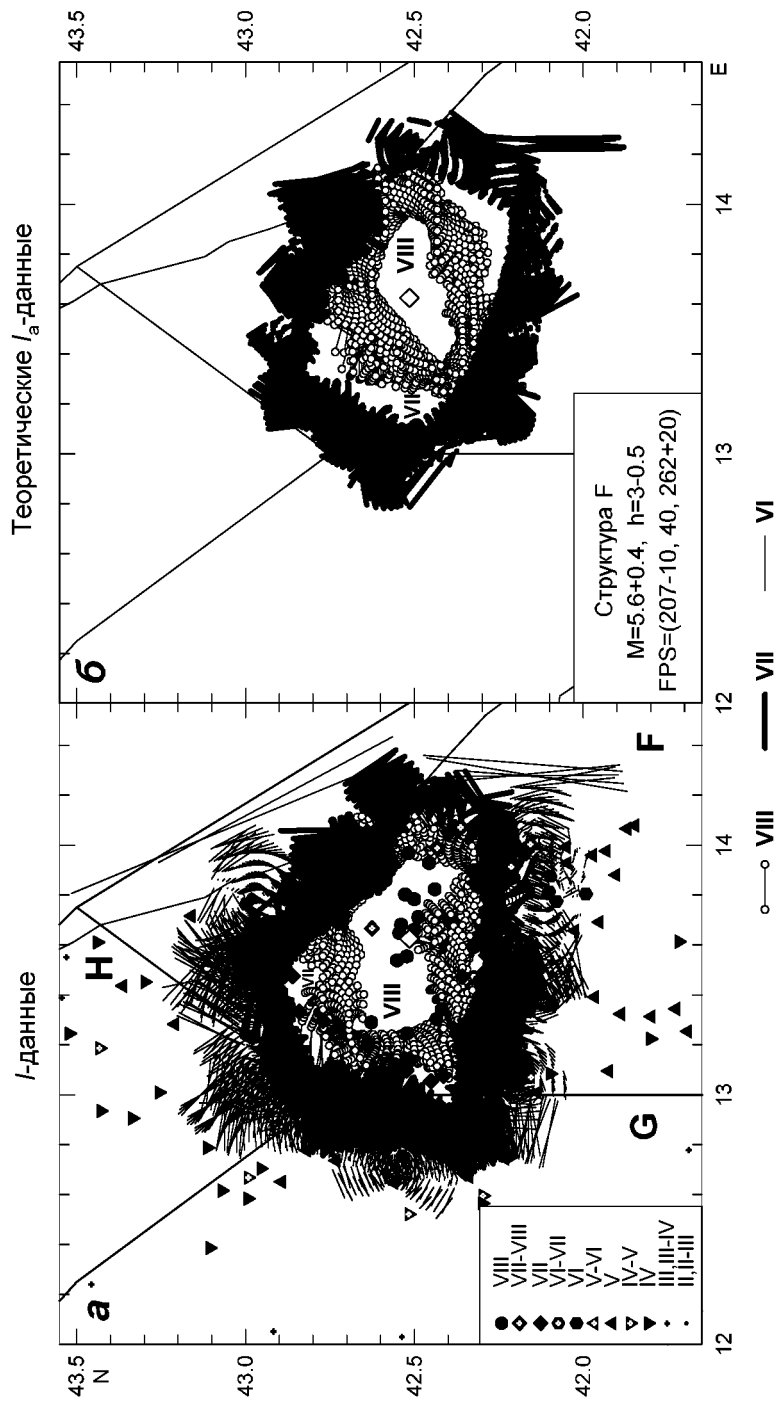


Рис. 6. Землетрясение 05.09.1950 г., Gran Sasso: эпицентр ($42^{\circ}50'N$, $13^{\circ}60'E$) (ромбик); $h = 3$ км [20], 10 км [22]; FPS= $(207^{\circ}, 40^{\circ}, 262^{\circ})$ [22], $M_L = 5.6$ [20]

а – исходные данные (символы) и DB-изосейсты уровней $I = VIII, VII, VI$; *б* – теоретические DB-изосейсты уровней $I_a = VIII, VII$

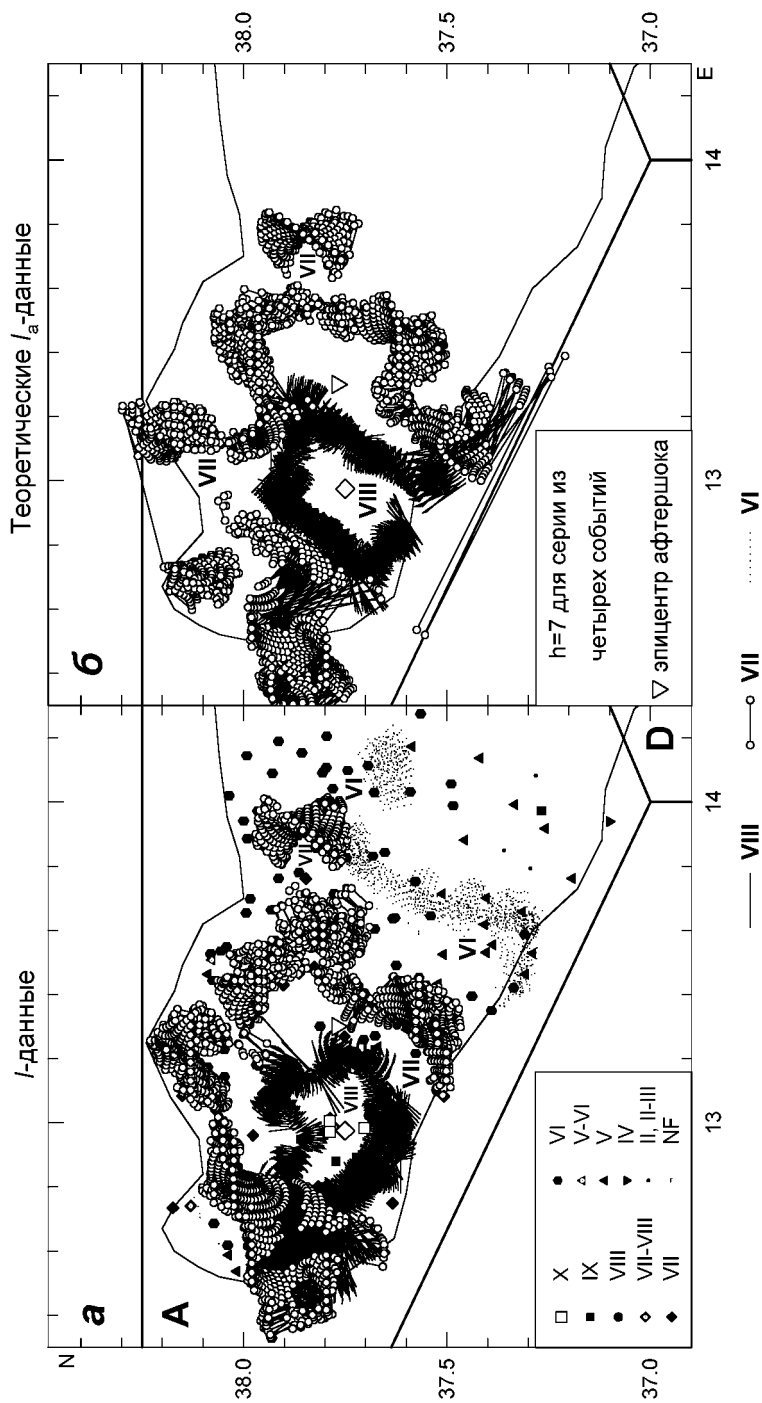


Рис. 7. Землетрясение 15.01.1968 г., Valle del Belice: эпицентр (37°75'N, 12°97'E) (ромбик); $h = 3$ км [22], 10 км [25], 44 км [20]; FPS=(270°, 50°, 35°) [25], (204°, 70°, 15°) [22]; $M_L = 6.0$ [26], 5.9 [20]. Форшок: $h = 20$ км [22], 48 км [26]; FPS=(40°, 82°, 46°) [22], $M_L = 5.6$ [27]. Афтершок через сутки: эпицентр (треугольник) $h = 14$ км [22], 36 км [25], 47 км [26]; FPS=(250°, 58°, 18°) [25], (327°, 59°, 3°) [22]; $M_L = 5.5$ [26], 5.6 [27]. Афтершок через 10 дней: $h = 3$ км [25], 4 км [22], 30 км [26]; FPS=(270°, 64°, 31°) [25], (4°, 90°, 125°) [22]; $M_L = 5.7$ [26], 5.5 [27]. а - исходные данные (символы) и DB-изосейсты уровней I = VIII, VII, VI; б - теоретические DB-изосейсты уровней $I_a =$ VIII, VII

Выводы

Чтобы достичь сходства отдельных теоретических и эмпирических изосейст, в рассмотренных примерах мы умеренно варьировали параметры FPS, в одном случае изменили M на +0.4 и незначительно меняли глубину (в пределах 3 км). Поэтому можно говорить о том, что мы смогли смоделировать изосейсты уровня $I = IV-VII$ для шести землетрясений с магнитудой $M_w = 5-6$; при этом ранг изосейст I_0-I принадлежит интервалу 1-3. Моделирование не удалось для четырех сильных событий с $M = 6.5-6.9$ и для семи событий, у которых изосейсты лежат на стыке двух или трех существенно разных структурных зон. Не вполне понятными остались лишь три события: 24.08.1995 г., **Garfagnana**, $M_d = 4.2$; 24.06.1958 г., **Aquiliano**, $M_L = 5.0$ и 13.12.1976 г., **Riva del Garda**, $M_L = 4.4$. (Все события приведены на рис. 1.)

Эти результаты показывают, что успехи достигнуты прежде всего там, где используемые модели очага и среды оказались адекватными. Действительно, для слабых событий ($M \leq 6$) и изосейст ранга ≥ 1 вполне подходит модель точечного источника. Модель среды предполагалась слоисто-однородной, и поэтому сложности при сравнении a_p с I сразу возникали там, где это условие грубо нарушалось. Одновременно это говорит о том, что разделение Италии на структурные зоны вполне оправдано, а уточнение границ этих зон является актуальной задачей. В частности, это касается границ сочленения трех зон G, F и H (см. рис. 1). Наконец, успех с изосейстами уровня $I \leq VII$ вполне закономерен, поскольку в этом случае мы анализируем эффекты, которые обусловлены упругими колебаниями и резонансами, а это ведет к более тесной связи величин I и a_p .

Таким образом, реальный счет в приведенном анализе не 6 успехов из 20, а 6 из 9, поскольку только три события остались пока непонятыми. В дополнение заметим, что работа авторов [15] содержит еще два итальянских землетрясения, для которых сравнение наблюдений с теорией оказалось успешным.

Нуттли [28] связывает корреляцию a_p с I с региональной геологией, отрицая физическую основу корреляции этих величин. В инженерно-сейсмологических работах [12] подчеркивается, что балл лучше коррелируется с величиной вида $\lg(a_p^2 d)$, где d – эффективная длительность сейсмограммы. Этим утверждениям не хватает ограничений, при которых они верны. Наши выводы указывают на физическую связь a_p с I , поскольку наблюдаемые I -карты сравнивались с теоретическими мо-

делями a_p . Последние учитывают скоростную среду и не учитывают локальные грунтовые условия и рельеф. Что касается ограничений, то пространственную связь a_p с I (точнее подобие отдельных изолиний) мы смогли увидеть на частотах до 1 Гц и для интенсивностей $I = V-VII$. Эти изолинии отражают механизм эквивалентного точечного источника и среду. Спектры источника, которые использовались в расчетах, относятся к среднемировым стандартам, и поэтому к нашим выводам имеют лишь косвенное отношение.

Авторы очень признательны А.Фреполи за предоставленные материалы и расчеты FPS для землетрясения в Пасубио.

Работа выполнена при поддержке грантами ISTC (проект 1293-99), NATO SFR 972266, USNSF: EAR 9804859.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Panza G.F.* Synthetic seismograms: The Rayleigh waves modal summation // *J. Geophys.* 1985. Vol.58. P.125–145.
2. *Florisch N., Foh D., Suhadolc P., Panza G.* Complete synthetic seismograms for high-frequency multimode Love waves // *Pure and Appl. Geophys.* 1991. Vol.136. P.529–560.
3. *Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G., Gasperini P.* Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 A.C. al 1990. ING-SGA, 1997. 644 p. and CD ROM. Bologna.
4. *Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Margotti D., Valensise G., Gasperini P.* (Eds). Catalogue of strong Italian earthquakes from 461 A.C. to 1997. Introductory texts and CD-ROM // *Ann. di Geofis.* 2000. Vol.43, N 4. P.609–868 and CD ROM.
5. *Monachesi G., Stucchi M.* DOM 4.1, an Intensity Data Base of Damaging Earthquakes in the Italian Area // GNDT, 1997. Web site: emidius.itim.mi.cnr.it /DOM/home.html.
6. *Kronrod T.L., Molchan G.M., Podgaetskaya V.M., Panza G.F.* Formalized representation of isoseismal uncertainty for Italian earthquakes // *Bolletino de Geofisica Teorica ed Applicata.* 2002. Special issue.
7. *Gusev A.A., Shumilina L.S.* Modeling the intensity-magnitude-distance relation based on the concept of an incoherent extended earthquake source // *Volc. Seis.* 2000. Vol.21. P.443–463.
8. *Frepoli A., Amato A.* Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault-plane solutions // *Geophys. J. Int.* 1997. Vol.129, P.368–388.
9. *Costa G., Panza G.F., Suhadolc P., Vaccari F.* Zoning of the Italian territory in terms of expected peak ground acceleration derived from complete synthetic seismograms // *J. Appl. Geophys.* 1993. Vol.30. P.149–160.
10. *Gusev A.A.* Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short-period strong motion // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1983. Vol.74. P.787–808.
11. *Aki K.* Strong motion seismology // *Strong motion in seismology D.* 1987. Reidel Publ. P.3–39.

12. Антикаев Ф.Ф. Сильные движения грунта при землетрясении: Дис. ... докт. физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ РАН, 2001.
13. *Trifunac M.D., Brady A.G.* On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1975. Vol. 65, N 1. P.139–162.
14. *Panza G.F., Vaccari F., Cazzaro R.* Deterministic seismic hazard assessment // *Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation.* Kluwer Acad. Publ. Netherlands, 1999. P.269–286.
15. *Молчан Г.М., Кропрод Т.Л., Панца Д.* Можно ли увидеть форму изосейсты? // *Проблемы динамики и сейсмичности Земли.* М.: ГЕОС, 2000. С.221–241. (Вычисл. сейсмология; Вып. 31).
16. *Bolletino Macrosismico; 1988-1993.* Istituto di Geofisica, Unita Operativa Geodinamica, Roma.
17. *Augliera P., Cattaneo H., Di Giovambattista R., Duri G., Frapiccini M., Gasperini P., Geravasi A., Govoni A., Guerra I., Marchetti A., Marsan P., Milana G., Monachesi G., Moretti A., Moroncelli L., Orlanducci L., Parolai S., Renner G., Spallarossa D., Trojani L., Vannucci G.* Catalogo strumentali dei terremoti 'italiani' dal 1981 al 1996 INGV-GNDT, 2001. CD ROM.
18. *Peresan A., Panza G.F., Costa G.* CN algorithm and long-lasting changes in reported magnitudes: The case of Italy // *Geophys. J. Int.* 2000. Vol.141. P.425–437.
19. *Kunze T.* Seismotektonische Bewegungen in Alpenbereich. Dissertationenstelle: Univ. Stuttgart, 1982. 167 p.
20. *Camassi R., Stucchi M.* NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno: A parametric catalogue of damaging earthquakes in the Italian area. NT4.1.1, 1997; NT4.1.1/81-92, 1998. Web site: emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html.
21. *Cagnetti V., Pasquale V., Polinari S.* Focal mechanisms of earthquakes in Italy and adjacent regions // *CNEN RT/AMB.* 1976. Vol.76, N 4. 41 p.
22. *Gasparini C., Iannaccone G., Scarpa R.* Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula // *Tectonophysics.* 1985. Vol.117. P.59–78.
23. *Frepoli A., Amato A.* Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault-plane solutions // *Geophys. J. Int.* 1997. Vol.129. P.368–388.
24. *Tertulliani A., Maramai A.* Macroseismic evidence and site effects for the Lunigiana (Italy) 1995 earthquake // *J. Seismol.* 1998. Vol.2. P.209–222.
25. *Anderson H., Jackson J.* Active tectonics of the Adriatic region // *Geophys. J. Inter.* 1987. Vol.91. P.937–983.
26. *Peresan A., Costa G., Vaccari F.* The current catalogue of Italy. Miramare-Trieste: International Centre for Theoretical Physics, 1997. 422 p.
27. *Karnik V.* Seismicity of the European Area, Part 1: Reid Publishing Company, Holland. 1969. 386 p.
28. *Nuttli O.W.* Comments on "Seismic intensities, size of earthquakes and related parameters" by J.F.Evernden // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1976. Vol.66, N 1. P.331–338.