

# III. СЕЙСМИЧЕСКИЙ РИСК

УДК 550.343.4

## МНОГОМАСШТАБНАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧНОСТИ В ЗАДАЧАХ СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА: ИТАЛИЯ

Г.М. Молчан, Т.Л. Кронрод, О.Е. Дмитриева,  
А.К. Некрасова

*Международный институт теории прогноза землетрясений  
и математической геофизики Российской академии наук*

Предлагается новый, иерархический подход к описанию частотно-магнитудного (FM) соотношения землетрясений в задачах сейсмического риска. Он основан на предположении, что только события, геометрически малые по отношению к элементам сеймотектонической регионализации, могут описываться лог-линейным FM-соотношением. Неуниверсальный характер FM-соотношения подтверждается анализом глобальной сейсмичности с использованием Гарвардского каталога, регистрирующего сейсмический момент в качестве силы землетрясения. Идея иерархического моделирования FM-соотношения реализуется на примере региона Италии.

## SEISMIC RISK ORIENTED MULTISCALE SEISMICITY MODEL: ITALY

G.M. Molchan, T.L. Kronrod, O.E. Dmitrieva,  
and A.K. Nekrasova

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

A novel hierarchical approach is put forward to handle the frequency-magnitude (FM) relation in seismic risk problems. The approach relies on the hypothesis that only events that are geometrically small with respect to elements of seismotectonic regionalization can be described by a log linear FM relation. That the FM relation is not universally applicable is corroborated by an analysis of worldwide seismicity using the Harvard catalog where the seismic moment is recorded as earthquake size. The idea of a hierarchical modeling for the FM relation is implemented for Italy.

© Г.М. Молчан, Т.Л. Кронрод, О.Е. Дмитриева, А.К. Некрасова, 1996

## ВВЕДЕНИЕ

В последнее время в Италии интенсивно ведутся работы по созданию сейсмотектонической модели региона [1]. В связи с этим пересматривается Национальный каталог Италии (NCI) за инструментальный период [2], по существу, заново создан каталог исторических событий [3], выделены сейсмогенные зоны с определенным кинематическим поведением [4]. В результате возникли хорошие предпосылки для анализа сейсмической опасности [5] и расчетов сейсмического риска [6, 7]. Интерес к методологии в этой области заметно вырос, поскольку она призвана интегрировать наши представления о сейсмическом процессе.

Ключевую роль в задачах риска занимает вероятностная модель последовательности основных (неафтершоковых) событий в пространственно-магнитудно-временном объеме  $V = \{g, M, t\}$ . Обычно для грубого описания основных черт долговременной сейсмичности предполагают, что поток основных событий  $(g, M, t)_i$  является точечным пуассоновским процессом со стационарной функцией интенсивности  $\lambda(g, M)$ . По Гутенбергу–Рихтеру, величина  $\lambda$  параметризуется в лог-линейном виде:

$$\log \lambda(g, M) = \mathbf{a} - \mathbf{b}M, \quad M \in (M_-, M_+), \quad (1)$$

где  $M_-$  – порог представительности магнитуд,  $M_+$  – максимальная магнитуда,  $(\mathbf{a}, \mathbf{b})$  – параметры частотно-магнитудного закона, которые вместе с  $M_+$  зависят, хотя и с разной степенью детальности, от пространственной координаты  $g$ .

Считается, что описанная модель удовлетворительна для событий малой и средней силы. Поэтому в одних подходах смягчается лишь форма загиба графика (1) на полуоси  $M > M_+$ . Например, в работе [8] к линейной части (1) добавляется экспоненциально убывающий член вида  $-\exp C_0(M - M_+)$ ,  $C_0 = 1.5 \ln 10$ , и тогда параметр  $M_+$  приобретает смысл *эффективной* максимальной магнитуды. В указанной работе постулируется не только форма  $\lambda(M)$  на всей полуоси  $M > M_-$ , но и универсальность ее параметров  $\mathbf{b}$  и  $M_+$ .

В других подходах величина  $\lambda(M)$  трансформируется в окрестности  $M_+$  в один или несколько пиков, описывающих интенсивность характеристических землетрясений [9] или их *каскадов* [10]. Временной ход характеристических событий моделируется процессом восстановления непуассоновского типа, при этом события относятся уже не к точке, а к целому разлому.

Вопрос о предпочтительности моделей стал предметом острых дискуссий (см. полемику Весновский [11] – Каган [8, 12]). Со статистической точки зрения все модели уязвимы, поскольку их различия относятся к области сильных землетрясений, где данных всегда мало. В последней работе по сейсмической опасности Южной Калифорнии [10] предпочтение отдано (специфической для региона) каскадной модели характеристических событий. И хотя параметрические возможности модели велики, авторы заключают, что "предсказываемая моделью долговременная сейсмичность превышает наблюдаемую за исторический период".

В данной работе анализируется интенсивность  $\lambda(g, M)$  для региона Италии. В основе работы лежат две, возможно новые по своим следствиям, идеи. Во-первых, события  $(g, M, t)$  изначально рассматриваются с учетом их размера. Став на точку зрения современной нелинейной динамики, соотношение (1) можно интерпретиро-

вать как скейлинговую статистику тех событий из сейсмической зоны, линейный размер которых существенно меньше характерного размера зоны. Чем больше сила землетрясений, тем большую область мы должны рассматривать для оценки их повторяемости, при этом возможно исключая слабые события. Так возникает иерархическое представление закона  $\lambda(M)$ , если использовать его лог-линейную форму (1).

Вторая идея касается афтершоков. Обычно они играют пассивную роль в анализе сейсмической опасности и лишь осложняют проверку статистических гипотез. В данной работе афтершоковые области землетрясений разной силы используются для выявления сейсмически взаимодействующих районов определенного масштаба. Для выделения афтершоков используется алгоритм, основанный на принципе оптимального баланса ошибок, связанных с пропущенными и ложными афтершоками [13].

Работа организована следующим образом. В разд. 1 обсуждается идейная сторона мультимасштабной модели  $\lambda(g, M)$  и приводятся некоторые аргументы в ее пользу, используя Гарвардский каталог глобальной сейсмичности. В разд. 2 сделана попытка реализовать идею иерархического моделирования сейсмичности на примере региона Италии. Для этой цели используются исторические и инструментальные данные примерно за 1000 лет, идентифицируются афтершоки за инструментальный период и оцениваются параметры  $\mathbf{b}$  для основных толчков в двух масштабах. Приложение 1 дает представление о процедуре идентификации афтершоков в каталоге NCI. Приложение 2 содержит информацию об анализе представительности использованных каталогов.

Статистические вопросы оценивания и проверки гипотез о параметрах (1) в условиях произвольного группирования данных по магнитуде, пространству и времени рассмотрены в [14]. Роль этой технологии неожиданно возросла. Она возникла из необходимости совместного анализа исторических и инструментальных данных разной точности. Однако появление современных каталогов, представляющих скалярный момент землетрясения в виде порядка и факторного множителя с двумя знаками, также ведет к неравномерному группированию данных по магнитуде  $M_w$  (лог-линейное преобразование момента).

## 1. ЧАСТОТНО-МАГНИТУДНЫЙ ЗАКОН

### 1.1. Гипотетические границы применимости закона (1)

Частотно-магнитудное соотношение (1) установлено Гутенбергом и Рихтером [15] для сильных землетрясений ( $M > 6.0$ ) в крупных регионах мира. Из детальных региональных исследований сейсмичности установлены изменчивость параметра  $\mathbf{b}$  в пределах (0.2, 2), его чувствительность к выбору границ региона, интервалов времени и магнитуд. Поэтому, с одной стороны, утвердилось мнение, что соотношение (1) верно для больших пространственно-временных объемов, а с другой – оно широко используется для описания долговременной сейсмичности в "однородных" сейсмогенных зонах практически любого размера. Из большого количества литературных источников укажем на две работы с полярными подходами.

В первой [16] обсуждаются трехмерные вариации параметра  $\mathbf{b}$  для района Канто (250 × 200 км при глубине до 100 км) с той степенью детальности, которую по-

звolyают данные. Используя локальную магнитуду  $M_L \geq 2.0$ , авторы находят на качественном уровне корреляцию пространственных вариаций  $\mathbf{b}$  со скоростными особенностями среды. В другой работе [8] параметр  $\mathbf{b}$  считается универсальным, а именно:  $\mathbf{b} = 1$  для всех событий и  $\mathbf{b} = 0.75$  для основных (неафтершоковых) событий. Эта точка зрения принята в новой работе по сейсмической опасности Южной Калифорнии [10].

По-видимому, первая точка зрения отражает многочисленные лабораторные исследования по разрушению материалов, а вторая идет от идеологии нелинейной динамики систем с большим числом степеней свободы [17]. Точка зрения Кагана [8] связана также с изучением глобальной сейсмичности [18] и, следовательно, должна быть отнесена к другому энергетическому диапазону землетрясений ( $M_w > 6.0$ ) и другому масштабу. Тем не менее, эффекты, связанные с вариациями  $\mathbf{b}$ , рассматриваются Каганом [8] как артефакт, связанный с малыми выборками, неоднородностью и нефизичностью магнитуды, используемой в региональных исследованиях. Последние аргументы, как правило, не вызывают возражений, тогда как выводы ставят под сомнение методологию работ по сейсмической опасности. В этой области нет единой концепции (см. [19]), и поэтому дискуссия представляется полезной. Попытаемся сблизить разные точки зрения на рассматриваемую проблему.

В задачах сейсмического риска требуется наилучшим образом смоделировать сейсмичность в пределах некоторой совокупности сейсмогенных зон (строго говоря, термин *наилучший* неопределим, поскольку задача риска многоцелевая и влияние модели проявляется интегрально). Пока главным инструментом в решении этой задачи являются соотношение Гутенберга–Рихтера (1) и пуассоновская гипотеза, которая позволяет рассматривать сейсмогенные зоны раздельно. На выбор зоны оказывают влияние сеймотектонические и геологические соображения, позволяющие характеризовать ее как единую в сейсмическом отношении и однородную по ряду признаков, в частности по параметру  $\mathbf{b}$ . С выбором зоны неявно появляется характерный масштаб, обусловленный пространственной структурой системы разломов зоны и физическими условиями.

Динамику земной коры нередко рассматривают как нелинейный процесс, близкий к состоянию критичности (см. [20] и там же ссылки). Процессам такого рода сопутствуют явления типа автомодельности и, как следствие, степенные закономерности с *универсальными* скейлинговыми показателями. К этому типу закономерностей относится частотно-магнитудное соотношение (1), если его выразить в терминах сейсмического момента или энергии. Поэтому соотношение (1) служит важным аргументом в поддержку нелинейной идеологии в сейсмичности. Однако появление характерного масштаба ( $L$ ) должно вести к нарушению автомодельности или универсальности скейлинговых показателей, по крайней мере, в масштабах, близких к  $L$ , и больших, чем  $L$ . В теории развитой турбулентности [21] это обстоятельство хорошо осознано; условие автомодельности связывается с большими значениями числа Рейнольдса, которое пропорционально отношению характерного масштаба среды к максимальному масштабу из рассматриваемого диапазона вихрей. Поэтому, оставаясь на позициях нелинейной динамики и рассматривая землетрясение не как точку, а как пространственный объект, следует ожидать следующего:

- соотношение (1) верно для землетрясений, линейные размеры которых существенно меньше характерного масштаба сейсмогенной зоны.

Сейсмическая зона может иметь несколько характерных масштабов. В работе [7] В.И. Кейлис-Борок выделяет три критические магнитуды, которые могут сказываться в статистических закономерностях землетрясений:

- до магнитуды  $M_1$  очаговая зона события мала по сравнению с геометрическими размерами тектонических разломов;

- после  $M_2$  очаг пересекает всю кору или литосферу, и поэтому сила события может расти только за счет увеличения длины очага (эффект потери очагом одной степени свободы);

- после  $M_3$  землетрясение реализуется в пределах зоны только подвижкой по нескольким разломам одновременно.

В работах [22, 23] получены оценки для границы насыщения размера землетрясения по глубине:  $M_2 = 6.0$  для срединно-океанических хребтов, где ширина сейсмогенного разлома  $W = 10 \div 15$  км, и  $M_2 = 7.5$  для мелких землетрясений в зонах субдукции, где  $W \approx 60$  км.

В трех энергетических диапазонах, рассмотренных В.И. Кейлис-Бороком, реализуются разные условия подобия очаговых зон, что может сказываться на скейлинговых законах, например на показателях  $b$ . Поэтому, если в зоне есть несколько характерных масштабов, то в рамках идеологии нелинейной динамики можно ожидать, что частотно-магнитудное соотношение в логарифмическом масштабе будет кусочно-линейным по форме, т.е.

- параметры  $M_{\pm}$  в соотношении (1) определяются диапазоном масштабов, в которых действуют однородные геометрические/физические условия зоны. Например, в описанной ситуации при  $L \gg W$  возможны два диапазона линейности частотно-магнитудного соотношения:  $(M_-, M_1)$  и  $(M_2, M_3)$ . Интервал перехода  $(M_1, M_2)$  от одного соотношения (1) к другому на практике может вырождаться в точку при аппроксимации FM-соотношения в условиях недостатка данных.

Начиная с некоторой магнитуды, например  $M_3$ , для автономной сейсмогенной зоны трудно ожидать выполнения условий подобия. Тогда соотношение (1) должно вообще нарушаться при больших  $M$ . Следовательно,

- величина  $M_+$  в соотношении (1), как правило, не должна совпадать с максимальной магнитудой.

Идея характеристических событий [9] представляет важную попытку предсказать форму частотно-магнитудного соотношения для сегмента разлома, когда линейная закономерность (1) перестает действовать. К сожалению, защита идеи в своем ортодоксальном виде [11] встречает серьезные трудности [10, 12].

Чтобы предсказывать повторяемость сильных событий в ограниченной области посредством закона Гутенберга–Рихтера, необходимо расширить ее до зоны подходящего по масштабу иерархического уровня. Как правило, чем сильнее события, тем больше геометрические размеры зоны.

Возникает *иерархический анализ*, при котором сейсмичность описывается серией карт  $a_{\Delta M}(g)$ ,  $b_{\Delta M}(g)$  для нескольких масштабов или соответствующих им магнитудных диапазонов  $\Delta M$ . При этом

- заметно сужаются возможности прогноза повторяемости сильных событий по слабым;

- возрастает роль статистики исторических землетрясений и палеоданных в локализации сильных землетрясений;
- ставится под сомнение роль статистических методов прогноза максимальной магнитуды в фиксированной зоне с использованием только соотношения (1).

Итак, мы приходим к заключению, что для объяснения разнообразия оценок параметра  $\mathbf{b}$  в частотно-магнитудном соотношении не обязательно прибегать к критике магнитудных шкал и исходных данных. Выясняется лишь дефект в интерпретации параметра  $\mathbf{b}$  в ограниченной области. Параметр  $\mathbf{b}$  отвечает лишь за определенный диапазон масштабов, без указания которого величина  $\mathbf{b}$  малосодержательна. Известно, что оценки максимального правдоподобия (MLH) параметра  $\mathbf{b}$ , полученные по данным с равномерной изученностью, слабо зависят от сильнейших событий. (Это неверно по отношению к оценкам метода наименьших квадратов с равными весами.) Поэтому, когда масштаб зоны и диапазон используемых магнитуд не согласованы, MLH-оценка  $\mathbf{b}$  автоматически представляет слабейшие события из магнитудного диапазона  $M$ , использованного для оценивания  $\mathbf{b}$ .

Описанная картина не является доказательством нарушения соотношения (1), она – лишь следствие определенных взглядов на сейсмический процесс. Эти взгляды в равной степени пригодны как для прогноза универсальной формы  $\lambda(M)$  в идеальной ситуации, так и для подтверждения эмпирического опыта обратного характера.

Теперь очень важно показать, что параметр  $\mathbf{b}$  действительно не универсален.

## 1.2. Неоднородность параметра $\mathbf{b}$

В дальнейшем мы будем рассматривать поверхностные землетрясения (до 70 км). Чтобы установить для них значимость вариаций параметра  $\mathbf{b}$ , необходим (с учетом упомянутой выше критики) однородный каталог с физической характеристикой силы землетрясения. Возможности здесь крайне ограничены. Существует короткий по времени глобальный СМТ-каталог [24], регистрирующий скалярный сейсмический момент  $M_o$  [дин×см] или моментную магнитуду

$$M_w = 2/3(\lg M_o - 16.1). \quad (2)$$

На 30 апреля 1995 г. каталог содержит 12417 сильных событий с глубиной  $H \leq 70$  км, и, по нашей оценке, полон в интервалах  $M_w: \geq 5.75, \geq 5.55, \geq 5.45$ , начиная с 1977, 1982 и 1987 гг. соответственно.

Отсутствие слабых событий в каталоге не позволяет использовать тонкую технологию выделения афтершоков [13], поэтому афтершоки выделялись оконным методом. Пространственный радиус ( $R$ ) и временная продолжительность афтершоков ( $T$ ) определяются следующим образом [13]:

$M_w$	5.5–6.5	6.5–7.0	7.0–7.5	7.5–8.0	$\geq 8.0$
$R$ , км	50	60	70	100	200
$T$ , год	1	2	2	2	2

Исключение афтершоков позволяет более обоснованно использовать пуассоновскую гипотезу при оценивании параметров частотно-магнитудного соотношения и при их сравнении. Решение этих задач в условиях произвольного группирования данных по магнитуде и времени дано в работе [14]. Напомним здесь только,

что гипотеза  $H_b$  о равенстве значений  $b$  в нескольких выборках, подчиненных соотношениям (1), проверяется с помощью обобщенного теста Пирсона  $\pi$ . Вероятность  $\epsilon$  превзойти наблюдаемое значение  $\pi_{\text{obs}}$  в условиях  $H_b$  определяет уровень значимости гипотезы  $H_b$ . Гипотеза  $H_b$  сомнительна, если  $\epsilon$  мало.

За период представительности каталог СМТ содержит 6 776 событий, из них 4 832 основных (71%). При таком объеме данных возможен анализ  $b$  только в крупных сейсмостектонических структурах. В этом случае  $L \gg W$  и поэтому характерный масштаб определяется шириной разломной зоны  $W$ .

**Зоны субдукции и срединно-океанические хребты.** Начнем с известного примера, отнесенного в [18] к разряду нетипичных. Как отмечалось, зоны субдукции (S) и зоны срединно-океанических хребтов (MOR) резко различаются по величине  $W$ : 60 и 10 км соответственно. Землетрясения с  $M_w$ : 5.8–6.5 являются малыми (нет насыщения по ширине зоны) в S-зонах и большими в MOR-зонах. Различия в условиях подобия очаговых зон действительно сказываются на величине  $b$  (табл. 1, 2). На эту связь обратили внимание Окал и Романович [23].

ТАБЛИЦА 1

Зона*	Интервал магнитуд $M_w$	Все события		Основные события	
		$N$	$b_+$	$N$	$b \pm \Delta b^{***}$
S	5.88** – 8.90	1761	0.98	1233	$0.88 \pm 0.05$
MOR	5.88 – 8.90	313	1.49	298	$1.47 \pm 0.16$
$\epsilon < 0.05\%$					

\* Так же, как в работе [18], зоны включают следующие сейсмические районы Флинна–Энгдала [25]: S(1, 5-8, 12-16, 18-24, 46); MOR(4, 32, 33, 40, 43-45). \*\* Необычная точность магнитуды  $M_w$  связана с преобразованием (2). \*\*\* Здесь и далее границы 95%-ного доверительного интервала  $b$ , оценка  $b_+$  дается без доверительного интервала из-за зависимости данных.

Табл. 1 дает представление об оценках  $b$ , полученных по всем событиям ( $b_+$ ) и основным ( $b$ ) для S- и MOR-зон. Различия в параметре  $b$  столь сильны, что ни методы оценивания, ни способы выделения афтершоков не разрушают эффект. Количественно различие параметров определяется оценкой уровня значимости  $\epsilon$  для гипотезы  $H_b$ .

ТАБЛИЦА 2

Зона S	Все события		Основные события	
	$N$	$b_+$	$N$	$b \pm \Delta b$
$5.55 < M_w \leq 7.56$	3012	0.95	1927	$0.80 \pm 0.04$
$7.57 \leq M_w < 8.90$	36	1.72	32	$1.50 \pm 0.70$
$\epsilon < 4.9\%$				

Отметим одну методологическую тонкость. С точки зрения изложенного в разделе 1.1 неестественно изучать параметр  $b$  для региональных выборок землетрясений с определенным типом механизма [23]. Этим разрушается единство сей-

смического процесса в регионе. Ситуация автоматически исправляется там, где фиксированный тип механизма доминирует. Например, землетрясения с  $M_w > 5.5$  типа сдвига представляют в СМТ-каталоге практически весь объем данных по MOR-зоне.

Согласно оценкам [22], события с  $M_w > 7.5$  геометрически велики для зоны S. Поэтому возможно изменение параметра  $\mathbf{b}$  до и после  $M_w \approx 7.5$ . Статистическое подтверждение этого вывода получено там же [22] по сводному Мировому каталогу за период 1900–1989 гг. Данные каталога СМТ тоже указывают на значимость изменения  $\mathbf{b}$  в интервале  $M_w > 5.55$  (см. табл. 2).

Значимое различие S- и MOR-зон по величине  $\mathbf{b}$  не является чем-то исключительным. Покажем, что обе зоны внутренне тоже неоднородны по  $\mathbf{b}$ . В двух следующих примерах, выделяя подзоны, мы пользуемся типичными сейсмотектоническими аргументами, а не предварительным анализом данных.

**Срединно-океанические хребты.** Зоны MOR представляют сегменты рифтовых зон, рассеченных трансформными разломами с чистосдвиговым характером смещений. В Срединно-Атлантическом хребте (MAR, зона номер 32 в регионализации Флинна–Энгдала) выделяются два сейсмогенных трансформных разлома, аномальных по линейным размерам:  $L \approx 2150$  км. Это Азоро-Гибралтарский (AG) с границами (35.6°N, 40.0°N)–(60°W, 29.7°W) и Экваториальный (E) с границами (2.1°N, 3.4°S)–(12.0°W, 31.4°W). Сравним параметр  $\mathbf{b}$  для объединения ( $\Sigma$ ) трансформных разломов AG и E и для их дополнения (MAR без  $\Sigma$ ) в зоне Срединно-Атлантического хребта. Как следует из табл. 3, гипотеза о равенстве  $\mathbf{b}$  малозначима,  $\epsilon \approx 5\%$ . Чтобы преодолеть 5%-ный барьер в значении  $\epsilon$ , достаточно сравнить зону  $\Sigma$  с ее дополнением до всей зоны срединно-океанических хребтов, где число данных вырастет со 107 до 547.

ТАБЛИЦА 3

Зона	$M_w$	Все события		Основные события	
		$N$	$\mathbf{b}_+$	$N$	$\mathbf{b} \pm \Delta \mathbf{b}$
$\Sigma = \text{AG и E}$	5.45 – 8.00	71	1.0	61	$0.97 \pm 0.25$
MAR без $\Sigma$	5.45 – 8.00	111	1.38	107	$1.30 \pm 0.22$
$\epsilon < 5.4\%$					

**Островные дуги.** Следуя работе [26], рассмотрим островные дуги северо-западной части Тихого океана от Аляски до о-ва Тайвань. По тектоническим характеристикам они естественно разделяются на две группы:

- вулканические (V): Алеутские острова–Командорские острова, Курильские острова, дуга Рюкю, Идзу-Бонинская и Марианская дуги;
- геосинклинальные (GS): Аляска, побережье Калогари, Камчатское побережье, Япония и Тайвань. Данные СМТ-каталога подтверждают прежний вывод [26], полученный по сводному мировому каталогу 1974 г.: параметры  $\mathbf{b}$  значимо различны для указанных зон субдукции (табл. 4).

**Зоны субдукции с учетом глубины.** В СМТ-каталоге распределение центроидной глубины  $H_c$  (до 70 км) имеет два резких пика – на 10 км и 15 км,



ТАБЛИЦА 4

Островные дуги	$M_w$	Все события		Основные события	
		$N$	$b_+$	$N$	$b \pm \Delta b$
V	5.45 – 8.90	519	1.08	350	$0.97 \pm 0.10$
GS	5.45 – 8.90	329	0.89	212	$0.75 \pm 0.10$
$\epsilon < 5.4\%$					

а также слабо выраженный пик на 33 км. Из-за трудности определения  $H_c$  для приповерхностных землетрясений значения  $H_c$ , равные 10 или 15, служат метками (в разное время) малых глубин. Поэтому мы использовали следующее разбиение шкалы  $H_c$ : до 15 км, 16–33 км и 34–70 км. При таком группировании данные делятся примерно на три равные по объему части. Чтобы исключить влияние *больших* (для S-зоны) событий, мы проводим сравнение  $b$ -параметров по глубинам для диапазона  $M_w$ : 5.66–7.11. Табл. 5 показывает, что уровень доверия гипотезы о равенстве  $b$ -параметров в трех диапазонах  $H_c$  крайне низок,  $\epsilon < 0.05\%$ . Различия связаны с пониженным значением  $b$  для центрального диапазона  $H_c = 16 \div 33$  км. Этот факт трудно интерпретировать с физической точки зрения, поскольку  $H_c$  в каталоге СМТ не всегда отражает реальную глубину. Однако, постулировав универсальность параметра  $b$ , правомерно использовать любое формальное группирование данных. Поэтому представленный тест можно рассматривать как еще одно подтверждение неоднородности S-зоны по величине  $b$ .

ТАБЛИЦА 5

Зоны субдукции	Все события		Основные события		
	$N$	$b_+$	$N$	$b \pm \Delta b$	
$H_c \leq 15$	965	1.05	639	$0.93 \pm 0.10$	
$16 \leq H_c \leq 33$	792	0.80	487	$0.63 \pm 0.10$	
$34 \leq H_c \leq 70$	689	0.92	459	$0.83 \pm 0.11$	
$\epsilon < 0.05\%$					

Итак, рассмотренные примеры показывают, что существуют статистически значимые вариации параметра  $b$  для событий с  $M_w > 5.5$ . Они, как правило, согласуются с аналогичными заключениями, известными для других магнитудных шкал; могут меняться лишь абсолютные значения параметра  $b$ .

## 2. СЕЙСМИЧНОСТЬ ИТАЛИИ

### 2.1. Данные

**Каталоги.** В работе использован Национальный каталог Италии (NCI) [2], представляющий сейсмичность региона с 1900 г., и каталог исторических событий за период 1000–1899 гг., составляющий часть каталога [3].

Каталог NCI не имеет общей магнитуды для всех событий, он состоит из двух

частей: PFG-каталог (до 1980 г.) и ING-каталог (с 1980 г.). В нем используются четыре типа магнитуд:  $M_L$  – локальная,  $M_I$  – макросейсмическая,  $M_D$  – магнитуда по длительности сейсмического сигнала и магнитуда с условным названием  $M_P$ . Последняя присутствует только до 1980 г. и является результатом компиляции данных глобальных каталогов.

Каталог [3] охватывает период 1000–1980 гг., сила событий в нем приведена к магнитуде  $M_S$  либо  $M_I$ . По замыслу авторов, каталог ориентирован на работы по сейсмической опасности, поэтому из него удалены фор- и афтершоки. Однако указанная операция проведена без учета фоновой сейсмичности и с помощью пространственно-временного окна 30 км × 90 дней, не зависящего от магнитуды. Это привело к потере линейности графика повторяемости в области слабых магнитуд:  $M_S < 4.3$  (см. ниже).

Афтершоки являются существенным компонентом сейсмической опасности и, в частности, играют важную роль в данной работе. Поэтому в дальнейшем для событий XX в. используется только каталог NCI. Каждому событию приписана приоритетная магнитуда  $M$ . Приоритет определяется порядком магнитуд в следующем списке:

$$M_L, (M_P, M_D), M_I,$$

порядок магнитуд  $M_P$  и  $M_D$  несуществен, поскольку эти магнитуды определялись в разные периоды. Наибольший рейтинг имеет магнитуда  $M_L$ , так как она является основной магнитудой в NCI-каталоге с 1956 г. для сильных событий,  $M \geq 5.4$ . Соответственно, наименьший рейтинг у макросейсмической магнитуды, имеющей наименьшую точность,  $\delta \approx 0.5$ .

Неоднородность магнитуды  $M$  и неопределенность ее связи с магнитудой  $M_L$  частично преодолеваются за счет грубого группирования данных. В каждом временном интервале представительности  $\Delta T$  (см. Приложение 2) события группируются по магнитуде с шагом  $\Delta M = 0.5$ . Если в объеме  $\Delta T \times \Delta M$  все наблюдения имеют тип  $M_L$  либо  $M_P$  ( $M_P \geq 6$ ), то  $\Delta M$  разбивается дополнительно на два подынтервала длины 0.2 и 0.3 с граничными точками вида  $\pm 0.15 + 0.5k$ ,  $k = 0, 1, \dots$  Неравномерный шаг по магнитуде связан с эффектом округления магнитуд, который присутствует в большинстве каталогов. Дело в том, что при ручной обработке данных преимущество при округлении обычно получали целые и полуполные магнитуды. Поэтому они служат центрами интервалов группирования, ширина которых больше при прочих равных условиях, т.е. 0.3, а не 0.2.

Вопрос о представительности обоих каталогов вынесен в Приложение 2.

**Сейсмогенные зоны.** Группа GNDT (Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti) разделила территорию Италии примерно на 60 сейсмогенных зон [4]. Каждая из них оконтуривает в основном одну крупную сейсмогенную структуру с определенным типом кинематического поведения: сжатие (С), транспрессия (ТР), растяжение (Е) и переходные (Т); в специфические типы выделены вулканические районы (V) и разломные зоны форланда (F). Для некоторых зон тип движения остался неопределенным из-за скудной геофизической информации.

Типичные размеры зон:

$$\begin{aligned} &\text{длина } 40\text{--}130 \text{ км (редко } 140\text{--}190 \text{ км)}, \\ &\text{ширина } 20\text{--}30 \text{ км.} \end{aligned} \tag{3}$$

Для большей детализации сейсмической активности число зон увеличено до 80 (рис. 1), этот рост в основном связан с выделением морских и учетом слабо сейсмичных участков. Сейсмотектонические аргументы, использованные при пересмотре регионализации, представлены в работе [27].

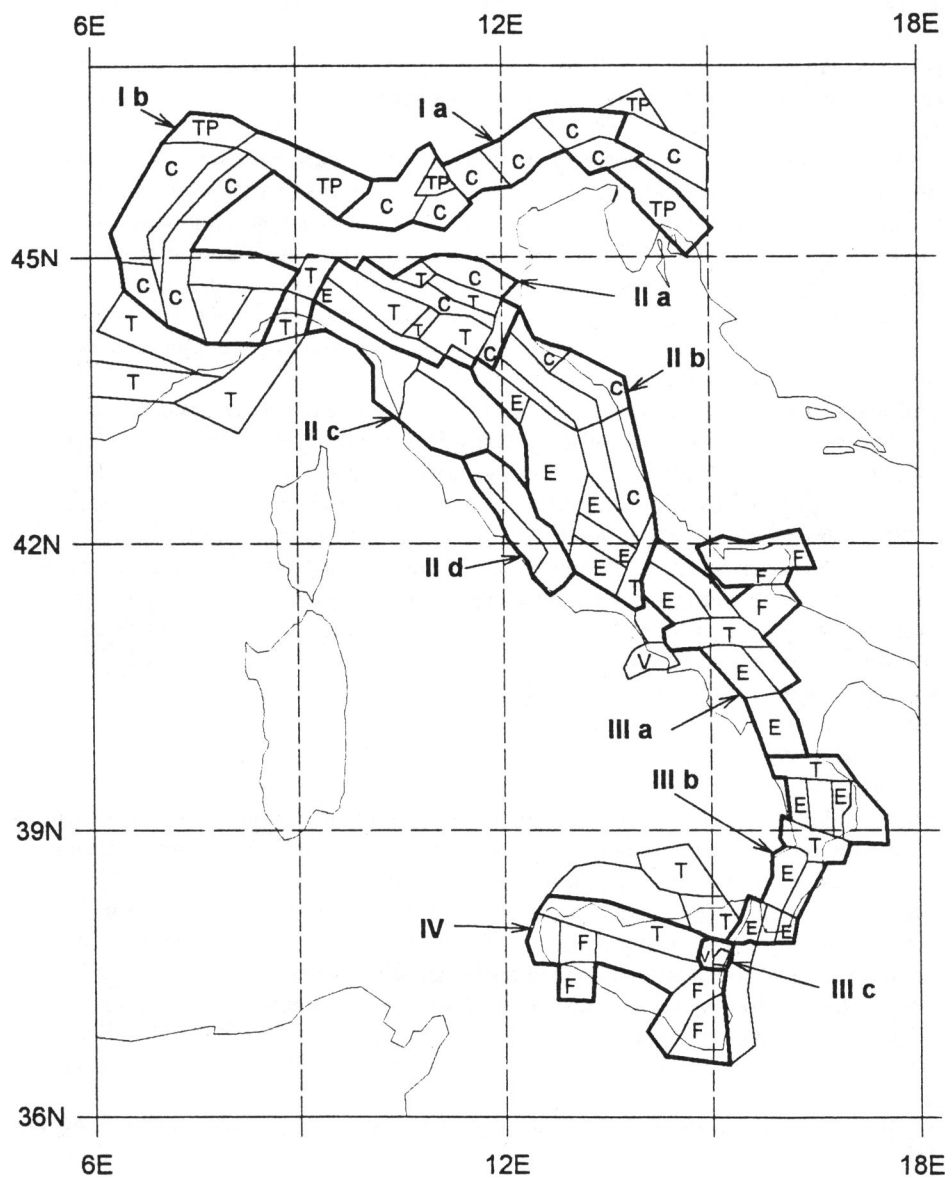


Рис. 1. Модифицированные сейсмогенные зоны GNDT [3] и их кинематические характеристики

С – сжатие, Е – растяжение, Т – переходный тип, ТР – транспрессия, F – разломная зона форланда, V – вулканическая зона. Утолщенной линией показаны границы b-зон 1-го уровня (см. текст, разд. 2.3)

## 2.2. Афтершоки

В задачах сейсмического риска целесообразно разделять события на основные и афтершоковые. Основные мотивы следующие.

Афтершоки составляют основную долю кластерных событий. Они резко отличаются от основных толчков по вероятностной структуре и по характеру причиняемого ущерба. Это связано с тем, что афтершоки группированы в пространстве-времени и происходят после более сильного основного толчка. Поэтому статистическое моделирование цепочки событие–эффект для афтершоков иное, чем для потока основных событий.

С удалением афтершоков главный эффект пространственной зависимости событий снимается, но не полностью. Сейсмотектоническое районирование позволяет дополнительно расчленить сейсмический поток на субрегиональные, слабо зависящие между собой потоки. Однако какие бы принципы ни были положены в основу районирования, хорошо известны трудности, возникающие здесь при попытке добиться однородности, детальности и независимости сейсмогенных зон. В работах по риску детальность нужна по параметру активности  $\mathbf{a}$  и вряд ли необходима при картировании параметра  $\mathbf{b}$  (см. разд. 1).

Афтершоки могут служить объективным индикатором взаимосвязи сейсмогенных зон в масштабе, определяемом силой главного толчка. Например, афтершоки известного калифорнийского землетрясения Ландерс 1992 г.,  $M = 7.6$ , выявили связь четырех сегментов разломов, ранее считавшихся сейсмически независимыми [28]. Общая длина разломов ( $L \cong 750$  км) подтвердила априорные размеры зон подготовки событий  $M_S \geq 7.5$ , используемых в прогнозном алгоритме M8 [29].

Таким образом, афтершоки могут служить инструментом для объединения взаимодействующих сейсмогенных зон при оценивании  $\mathbf{b}$ -параметра в разных масштабах. В связи с этим заметим противоречивость идеи каталога [3], ориентированного на работы по сейсмической опасности, но не позволяющего анализировать афтершоки.

Для идентификации афтершоков в каталоге NCI мы использовали смешанную процедуру (см. Приложение 1). Малые афтершоковые последовательности (с числом событий  $n < 10$ ) выделялись пространственно-временными окнами, зависящими от магнитуды основного толчка. Большие последовательности далее уточнялись итеративно, с использованием минимаксного подхода. В этом методе ожидаемое число пропущенных и ложно приобретенных афтершоков одинаково, и это количество минимизируется. Метод минимакса использует известные статистические свойства многих афтершоковых последовательностей: гауссово рассеяние по пространству и распределение Омори по времени; метод использует также локальные оценки интенсивности фона основных толчков.

Результаты идентификации афтершоков представлены следующими материалами.

1. Рис. 2 иллюстрирует минимаксный метод на примере землетрясения Ирпина 1980 г.,  $M = 6.5$ . Здесь даны

а) решающее правило для отбора афтершоков в виде пространственно-временных порогов (см. Приложение 1, формулы (П1, П2));

б) пространственная афтершоковая зона с уровнем доверия 95% (см.(П3));

в) наблюдаемый закон Омори; в билогарифмическом масштабе он имеет участки с наклонами  $p = -1.25$  и  $p = -2$ , тогда как в алгоритме используется универсаль-

ное значение  $p = -1.1$  (о влиянии параметра  $p$  на идентификацию афтершоков см. [13]);

г) частотно-магнитудное соотношение для идентифицированной афтершоковой последовательности. Оно меняет наклон в точке  $M_{cr} \approx 4.4$ . Из-за малого объема данных это наблюдение чисто качественное. Однако два обстоятельства говорят в пользу неслучайности эффекта: он прослеживается на других больших афтершоковых последовательностях (с изменением наклона как в большую, так и в меньшую сторону, см., например, афтершоки Фриульского землетрясения на рис. 2, з); с другой стороны, эффект вполне предсказуем в рамках изложенного выше (разд. 2). Действительно, главный разрыв создает локальную среду, где условия подобия могут быть соблюдены только для событий, геометрически малых по отношению к образовавшемуся разрыву.

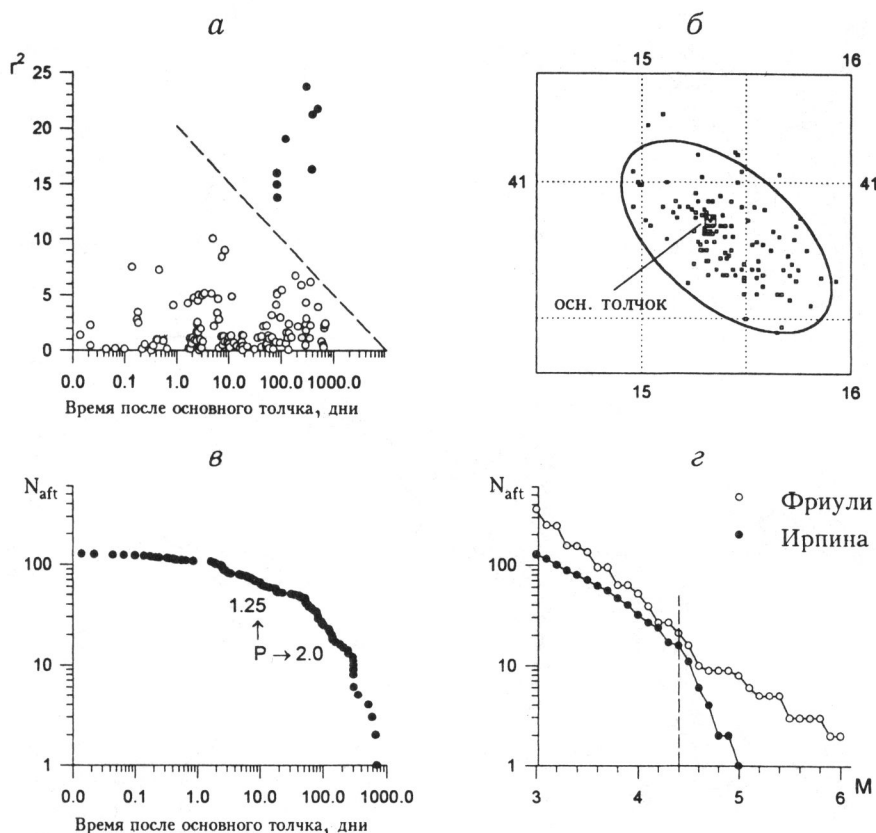


Рис. 2. Афтершоки Ирпинского землетрясения 1980 г.,  $M = 6.5$

а – пространственно-временное распределение сейсмичности после основного события,  $r^2$  – эллиптическое безразмерное расстояние от центра афтершоков (см. Приложение 2), белые кружки – афтершоки, темные – неафтершоки, штриховая линия – решающее правило идентификации афтершоков, б – эпицентры афтершоков и их доверительная зона уровня 95%; в – накопленное (справа налево) число афтершоков как функция времени,  $p$  – параметр Омори для двух интервалов времени; з – накопленный закон повторяемости афтершоков для двух землетрясений: Ирпина 1980 г.,  $M = 6.5$  и Фриули 1976 г.,  $M = 6.1$ , штриховая линия – возможная граница изменения параметра  $b$

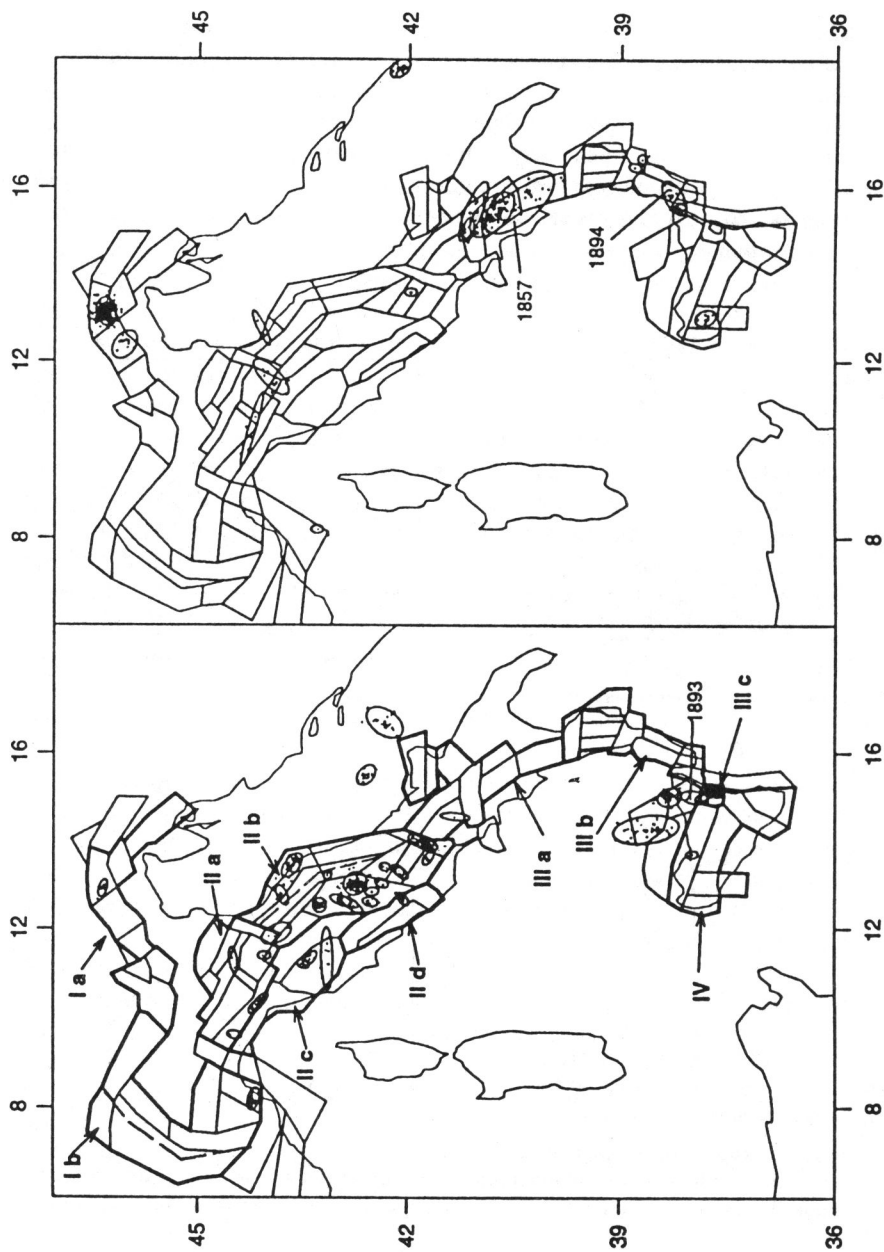


Рис. 3. Афтершоковые последовательности ( $M \geq 3.5$ ,  $N_{afi} \geq 15$ ) и их 95%-ные зоны для основных толчков с  $M \leq 5.5$  (слева) и  $M > 5.5$  (справа)

Обозначения зон см. на рис. 1, для событий XIX в. указан год, штриховая линия на левом рисунке – границы  $b$ -зон, опущенные после статистического анализа

2. Рис. 3 содержит все 95%-ные афтершоковые зоны для основных толчков с  $M \geq 3.5$ , имеющих более 15 афтершоков (мы опустили зоны с числом событий 10–15 как малонадежные). В некоторых случаях афтершоковые зоны существенно пересекаются с несколькими сейсмогенными зонами GNDT, отражая сейсмическое взаимодействие между ними. Это обстоятельство используется ниже при оценивания параметра  $b$ .

К инструментальным данным присоединены афтершоковые зоны трех событий XIX в. Они строились по старой версии исторического каталога [30], содержащего афтершоки, при этом для оценки сейсмического фона были использованы данные инструментального периода.

3. Пространственные и временные характеристики афтершоковых последовательностей, выделенных методом минимаксной процедуры, даны на рис. 4. Они использованы для выбора пространственно-временных окон при выделении малых афтершоковых последовательностей (см. Приложение 1). Рис. 4, *a* показывает, что размеры 95%-ных афтершоковых зон в основном варьируют в пределах

$$\begin{aligned} L_{aft} &\cong 20 \div 60 \text{ км} && (\text{для } M = 4 \div 6), \\ L_{aft} &\cong 100 \div 140 \text{ км} && (\text{для } M = 5 \div 7 \text{ редкие случаи}), \end{aligned} \tag{4}$$

где  $L_{aft}/2 = a_{aft}$  – максимальная полуось эллиптической зоны афтершоков.

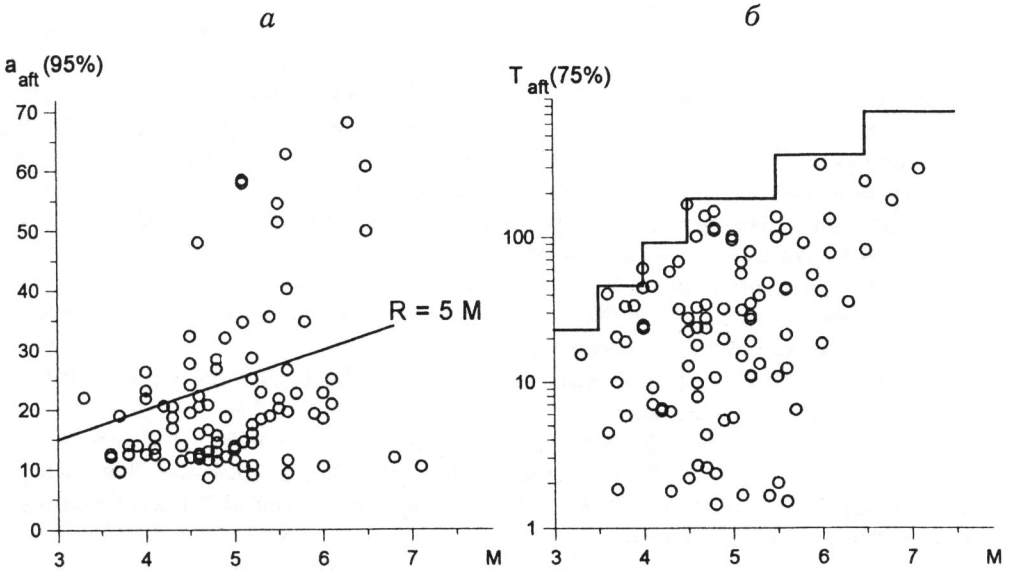


Рис. 4. Пространственные и временные характеристики афтершоков в зависимости от магнитуды основного толчка

*a* – наибольшая полуось 95%-ной афтершоковой зоны,  $a_{aft}$ , км; *б* – продолжительность,  $T_{aft}$ , дни, первых 75%-ных афтершоковых событий; линиями показаны пространственные (*a*) и временные (*б*) пороги при выделении малых афтершоковых последовательностей оконным методом

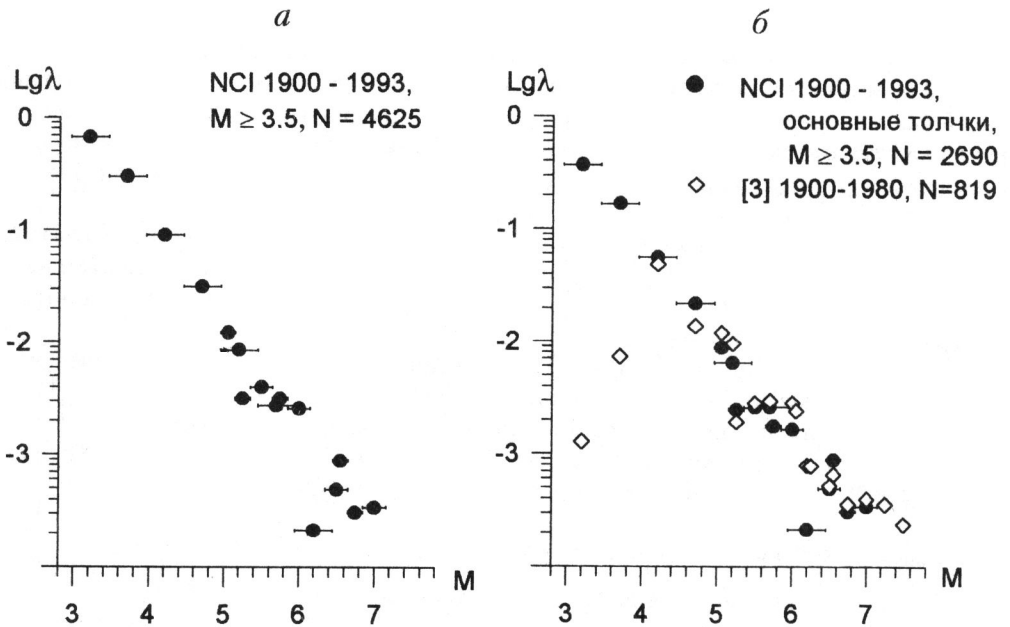


Рис. 5. Графики повторяемости для всех событий (а) и основных толчков (б)

$\lambda$  – число событий на  $1000 \text{ км}^2 \times 1M \times 1$  год, кружки – NCI-каталог; ромбики – каталог [3], линейными отрезками показан интервал группирования данных по magnitude

4. Частотно-магнитудные (ФМ) соотношения для всех и основных событий из каталога NCI,  $M \geq 3.5$ , даны на рис. 5. Они интегрально характеризуют серию принятых решений относительно точности и представительности магнитуд, а также методологию идентификации афтершоков. Графики линейны в области  $M < 5$ . Для сравнения там же приведено ФМ-соотношение для периода 1900–1980 гг. по каталогу [3] с учетом нашего анализа полноты каталога NCI. Как упоминалось выше, удаление афтершоков универсальным пространственно-временным окном ведет к потере линейности графика повторяемости при  $M < 4.3$ .

5. Следующая статистика дает представление о структуре основных и группированных событий в каталоге NCI. Она полезна для сравнения разных методов идентификации афтершоков. Итак,  
 – события  $M \geq 4.0$  ( $N = 2306$ ) включают 64.5% главных толчков, 5% 10-дневных форшоков и 30.5% афтершоков;  
 – основные толчки с  $M \geq 3.5$  ( $N = 3839$ ) сопровождаются следующим числом афтершоков: 0, от 1 до 9 и  $\geq 10$  с вероятностями 0.694, 0.282 и 0.024, соответственно;  
 – афтершоки с  $M \geq 3.5$  ( $N = 2464$ ) по типу идентификации делятся на min-max тип (60.3%) и оконный тип (39.7%);  
 – число событий ( $M \geq 3.5$ ) в афтершоковых последовательностях, выделенных оконным способом, может быть от 1 до 3, от 4 до 6 и от 7 до 9 с вероятностями 0.85, 0.12 и 0.03, соответственно.

Таким образом, в каталоге NCI,  $M \geq 3.5$ , афтершоки составляют 41% общего числа событий той же силы. Общее число основных толчков, имеющих большие афтершоковые последовательности ( $\geq 10$ ), невелико – 2.4%, однако их афтершоки



составляют 60% общей массы афтершоков и поэтому требуют надежной идентификации. Еще 30% составляют афтершоки, представляющие короткие последовательности: 1–3 события.

Ранние форшоки ( $\Delta t > 10$  дней), как правило, идентифицируются очень плохо, поскольку скрыты общим сейсмическим фоном [31]. В каталоге NCI 10-дневные форшоки ( $\Delta t < 10$  дней),  $M \geq 4.0$ , составляют только 5% общей массы событий той же силы. В дальнейшем форшоки присоединяются к основным толчкам, поскольку их мало, а модель разрушительного эффекта от форшоков ближе к основным толчкам, чем к афтершокам.

### 2.3. Параметры сейсмичности

**Иерархические уровни.** Следуя разд. 1, сейсмичность Италии будем описывать набором параметров  $(\mathbf{a}, \mathbf{b})_i$ , отнесенных к субрегионам  $G_i(\Delta M)$  определенного иерархического уровня. Следующие соображения показывают, что таких уровней практически можно реализовать не более двух-трех.

– Исходный масштаб задан размерами элементов регионализации GNDT (см. (3)). Он только на порядок меньше размеров всей Италии. Дальнейшему измельчению зон GNDT препятствует прежде всего малый объем инструментальных данных, необходимых для оценивания параметра  $\mathbf{a}$ . Только 10 зон из 80 имеют число основных толчков с  $M \geq 3.5$  более 50. Дополнительное препятствие связано с тем, что характерные размеры афтершоковых зон (4) у разрушительных землетрясений сопоставимы с исходными размерами элементов регионализации.

– Сильнейшие землетрясения на территории Италии за последние 1000 лет оцениваются в каталоге [3] магнитудой  $M_I = 7.3$ . Поэтому интервал  $M$ : 3.8–7.5 является тем диапазоном разрушительных землетрясений, который необходимо учитывать в задачах сейсмического риска для Италии. Региональные (см. рис. 5) и субрегиональные графики повторяемости (см. ниже) практически линейны для  $M \leq 5$ . С другой стороны, статистика событий с  $M > 6$  уже достаточно бедна, чтобы судить о нелинейности FM-соотношений в этом диапазоне. Наконец, имеется существенная разница в пространственном распределении событий с магнитудой до и после  $M \approx 6$ . Это видно из сопоставления карт эпицентров событий разной силы за последние 1000 лет (рис. 6). Из рис. 6 следует, что на магнитуде  $M \approx 6$  происходит резкое изменение в пространственном распределении сейсмичности. Если события  $M \geq 5.2$  (рис. 6, а) рассеяны по всей территории Италии и встречаются во всех сейсмогенных зонах GNDT, то события  $M > 6.3$  хорошо локализованы (рис. 6, в) вдоль узких поясов шириной 30–50 км. Поскольку речь идет об уникальных 1000-летних данных, эффект локализации не является случайным или статистически обусловленным. По крайней мере, такая интерпретация оправдана в задачах риска, где сейсмичность прогнозируется на 30, 50 лет, и поэтому эффектами типа странных аттракторов, известных пока лишь в моделях, можно пренебречь.

Таким образом, для иерархической модели сейсмичности Италии допустим следующий гипотетический вариант интервалов:  $3.5 \leq M \leq 5$  и  $M > 6$  с интервалом переходного типа (5, 6). Однако более реалистичным с точки зрения статистического оценивания параметра  $\mathbf{b}$  является вариант 3.5–5 и (5, 7) (см. ниже).

**1-й иерархический уровень ( $M = 3.5$ –5):  $\mathbf{b}$ -параметр.** По определению, зону, в которой постулируется постоянное значение  $\mathbf{a}$  или  $\mathbf{b}$ , будем называть  $\mathbf{a}$ -зоной или  $\mathbf{b}$ -зоной, соответственно.

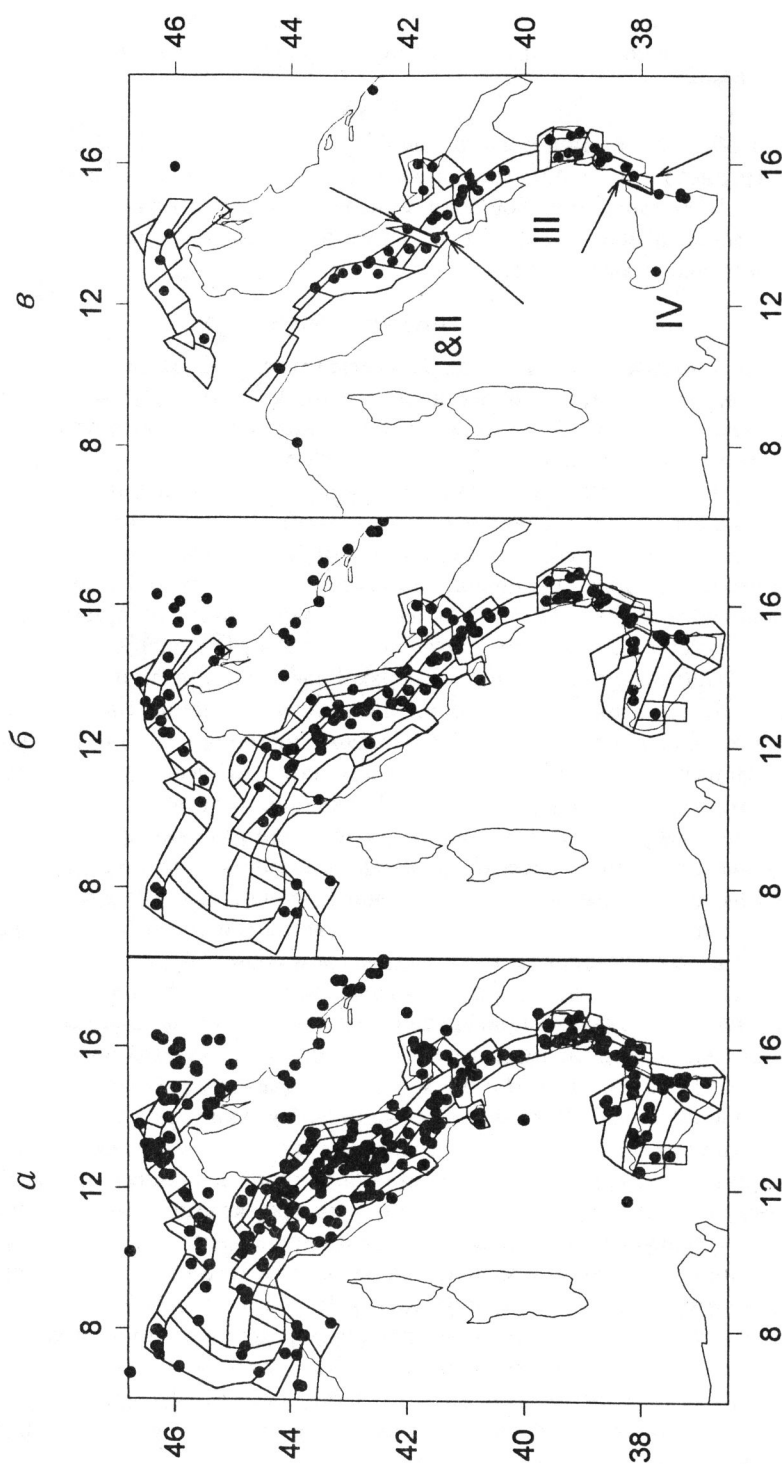


Рис. 6. Пространственное распределение основных толчков разной силы за период 1000–1980 гг. по каталогу [3] и модифицированные сейсмические зоны GNDT [4]

*а* –  $I > VII$ ,  $M > 5.2$ ; *б* –  $I > VIII$ ,  $M > 5.7$ ; *в* –  $I > IX$ ,  $M > 6.3$ . Утолщенные линии и стрелки на рис. 6 указывают границы между *б*-зонами 2-го уровня (см. текст); номера зон указаны римскими цифрами; сейсмические зоны GNDT, оставленные на рис. 6, входят в *а*-зоны 2-го уровня

Элементы модифицированной регионализации GNDT (см. рис.1) можно принять за  $a$ -зоны 1-го иерархического уровня. Это обусловлено мелкими размерами зон и рассеянным характером сейсмичности  $M < 5$ ; а также малым объемом инструментальных данных с  $M \geq 3.5$  в пределах каждой зоны. При заданном параметре  $b$  процедура оценки  $a$  стандартна [14]. Поэтому главная задача связана с оцениванием параметра  $b$ .

$b$ -зоны 1-го уровня будем собирать из элементов регионализации GNDT. При этом потребуем, чтобы:

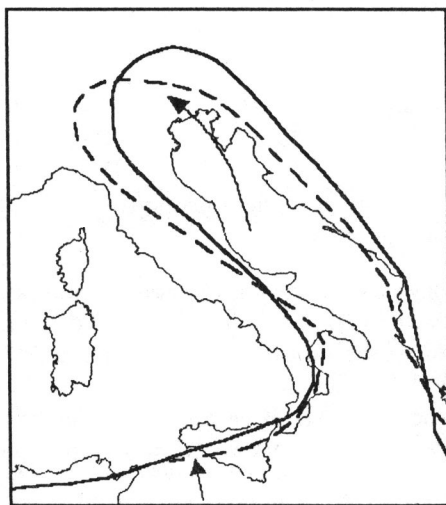
- размеры  $b$ -зон были существенно больше, чем афтершоковые зоны основных толчков с  $M \leq M_+$ ;
- $b$ -зоны объединяли сейсмически связанные элементы исходной регионализации, т.е. не пересекали афтершоковые последовательности, отвечающие основным толчкам с  $M < M_+$ ;
- число событий  $M \geq M_- = 3.5$  за инструментальный период было бы достаточно большим, чтобы обеспечить разрешение параметра  $b$  в 0.1 единицы, т.е.  $N(M \geq 3.5) \geq 100$ , если исходить из стандартной ошибки  $b/\sqrt{N}$  величины  $b$  и значения  $b \approx 1$ ;
- $b$ -зона была едина с точки зрения тектонического описания в соответствующем масштабе. (Это условие не исключает объединения участков с разным кинематическим поведением. Типичный пример: рифтовые долины и трансформные разломы в срединно-океанических хребтах являются неразрывными элементами сейсмического процесса в масштабе зоны.)

Как дополнительный аргумент в пользу укрупнения/разукрупнения  $b$ -зон мы использовали статистические тесты [14], позволяющие проверять гипотезу о равенстве параметров  $b$  в нескольких областях.

Ограничениями сверху для  $b$ -зон 1-го уровня могут служить структурные элементы макротектонического описания территории Италии. Согласно [32], регион Адриатики рассматривается как африканский мыс в границе плит между Евразией и Африкой. Схематически граница указана на рис. 7, она неоднозначна в Альпийской зоне. Из рис. 7 следует, что Италию можно грубо разделить

Рис. 7. Эскиз плитовой границы в регионе Италии между Евразией и Африкой

Стрелки показывают направление движения относительно Евразии, их длины пропорциональны величине относительного движения. Сплошная линия – версия Мак-Кензи [32], штриховая – версия Удиас, Бюфорн [33]



на четыре части: Альпы с возможным разделением на Восточные и Западные, Апеннинская дуга, Калабрийская дуга и Сицилия с продолжением в направлении Туниса (см. [34, 35]).

Предложенный вариант  $b$ -зон 1-го уровня представлен на рис. 1, в нем четыре макроструктурных элемента Италии делятся следующим образом.

I. Альпийская зона сжатия:

Ia) южная ветвь Восточных Альп,  $L \approx 400$  км;

Ib) Западные Альпы,  $L \approx 300$  км.

При дополнительном делении Западных Альп на внешнюю (Бриансонская зона) и внутреннюю части оценки  $b$  оказываются статистически однородными для  $\Delta M = 3.5 \div 5.0$ .

II. Северные и Центральные Апеннины; этот сложный район классифицирован как thrust belt-foredeep-foreland system [34]:

IIa) Северные Апеннины,  $L \approx 200$  км, район представляет чередование узких (около 10 км) полос с кинематикой типа E, T и C;

IIb) центр (тип E) и зона Анкона (тип C),  $L \approx 300$  км, по параметру  $b$  обе части статистически однородны;

IIc) Тоскана,  $L \approx 350$  км;

IId) Римская комагматическая зона,  $L \approx 175$  км.

Зоны c и d составляют внутреннюю часть Апеннинской дуги и не классифицированы группой GNDT.

III. Калабрийская дуга:

IIIa) северная часть (тип E) и зона Гаргано (тип F),  $L \approx 300$  км (при выделении зоны использованы карты афтершоков (рис. 3) и сильных событий (рис. 6)), по параметру  $b$  обе части статистически однородны;

IIIb) центр (типы E и T),  $L \approx 250$  км (северная часть Калабрии присоединена к центру Калабрийской дуги на основе карты сильных исторических землетрясений (см. рис. 6, в));

IIIc) вулканическая зона Этны,  $L = 45$  км.

IV. Сицилия (типы T и F),  $L \approx 250$  км.

FM-соотношения для  $b$ -зон даны на рис. 8, 9, б. Они определяют

$$\text{параметр } b \text{ для } b\text{-зон 1-го уровня, } \Delta M = 3.5 \div 5.0 : \quad (5)$$

I, II a,b,d: $\sim 0.89^*$	III a: $0.65 \pm 0.16$
II c: $1.32 \pm 0.24$	III b,c: $\sim 1.0^*$
	IV: $0.76 \pm 0.20^{**}$

(\*) точечные и интервальные оценки  $b$  даны на рис. 8, \*\*) 95%-ные доверительные пределы).

Совокупность оценок (5) статистически значимо неоднородна. Среди них есть и anomalно большие (около 1.3, Тоскана) и anomalно малые (около 0.7, северная ветвь Калабрийской дуги и Сицилия).

Вулканический район Этны ( $L = 45$  км) является интересным примером компактной  $b$ -зоны. В ее пределах находятся все афтершоковые последовательности для основных толчков с  $M = 3.7 \div 5.0$  (рис. 9, а); FM-соотношение (рис. 9, б) линейно

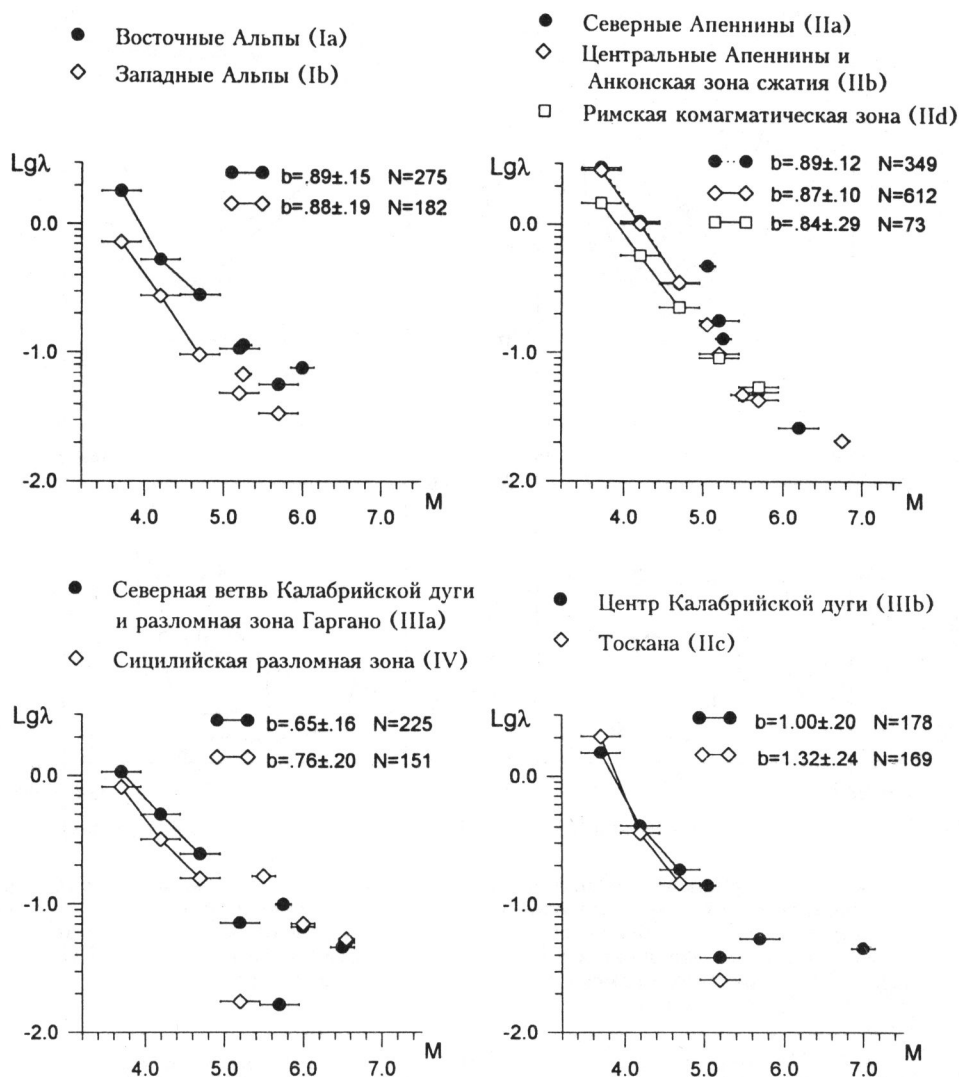


Рис. 8. Частотно-магнитудное соотношение и параметры наклона для  $b$ -зон 1-го уровня. Обозначения те же, что и на рис. 5; оценки  $b$  отвечают точкам, которые соединены линиями

в интервале 3.5–5.0 при наблюдаемом значении  $M_{\max} = 5.2$  (NCI-каталог). Иначе говоря, диапазон линейности FM в зоне вулкана существенно шире, чем формально ожидалось в общем случае (см. а) раздел 1.1). На рис. 9в,г дан интересный пример динамики фор- и афтершоков для события  $M = 4.7$ , 1911 г. Форшоки мигрируют из центральной части района Этны на периферию, а афтершоки возвращаются обратно. Эти данные показывают, что район Этны сейсмически един.

Примеры Этны и афтершоковых последовательностей сильных землетрясений

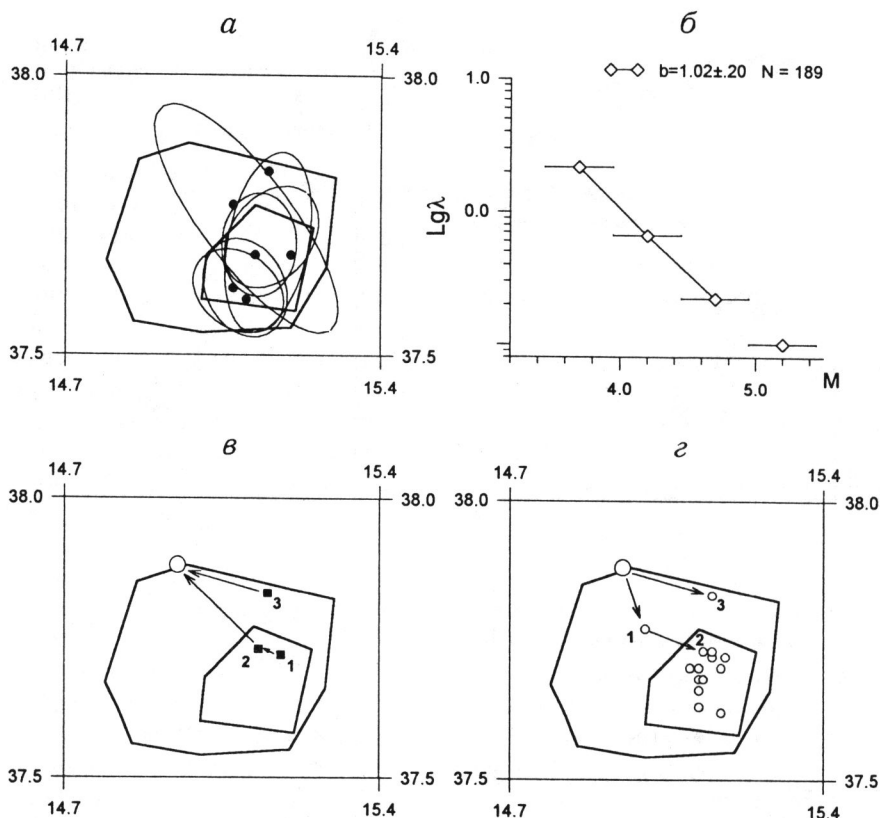


Рис. 9. Зона Этноы (многоугольники – внутренняя и внешняя части зоны согласно регионализации GNDT)

*a* – 95%-ые афтершоковые зоны с числом событий  $n_{aft} \geq 15$ ; темные кружки – эпицентры основных толчков; *б* – частотно-магнитудное соотношение и оценка *b* для основных толчков с  $M \geq 3.5$ , 1900–1993 гг. по NCI-каталогу (оценка *b* отвечает точкам, соединенным линией); *в* – форшоки и *г* – афтершоки события 09.10 1911,  $M = 4.7$  (большой кружок). 1, 2, 3 – порядковые номера форшоков и первых афтершоков

Италии показывают, что FM-соотношение для вулканической или афтершоковой зон, где сейсмогенная среда сильно локализована (постоянно или короткое время) представляет интересный объект для самостоятельного изучения.

**2-й иерархический уровень: b-параметр.** Структурные зоны I–IV (см. выше) и их комбинации являются естественными кандидатами на *b*-зоны 2-го уровня. По-видимому, Альпийская зона (I) и Сицилия (IV) должны быть расширены за рамки рассматриваемого региона. Это не сделано из-за регионального характера использованных каталогов.

В силу статистических причин оценивание (*a*, *b*)-параметров 2-го уровня требует совместного использования исторических и инструментальных данных. В этом случае необходимо допущение о стационарности параметра *b* для сильных событий за весь период представительности каталогов (речь не идет о короткопериодных вариациях параметра *b*, скажем, менее 10 лет).

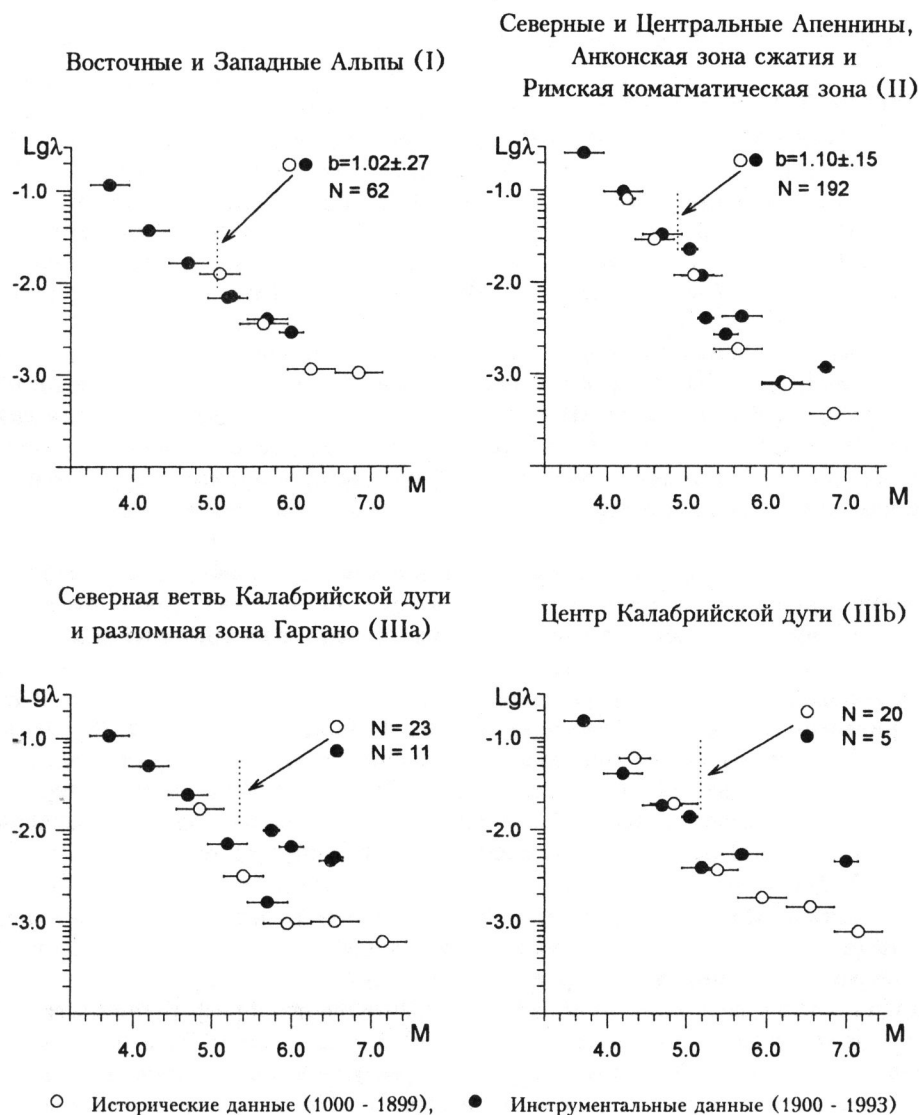


Рис. 10. Частотно-магнитудные соотношения для основных событий по историческим и инструментальным данным

Оценки параметра  $b$  и числа событий  $N$  отвечают интервалу  $M > M_-$ , где  $M_-$  обозначено пунктиром

Рис. 10 представляет FM-соотношения для инструментальных и исторических данных в зонах I-III; график FM для Сицилии (IV) не приводится, поскольку вопрос о представительности исторического каталога в этой части Италии остался открытым (см. Приложение 2). Важно, что разнородные данные: макросейсмические за 800 лет и инструментальные за 90 лет, оказались в неплохом согласии там, где число событий с  $M > 5$  относительно велико (см. Центральную Италию,

зону II, где  $N = 192$ ). Из рис. 10 следуют оценки  $b$ :

параметр  $b$  для  $M = 5 \div 7$  (6)  
по инструментальным и историческим данным

I-II:	$b = 1.07 \pm 0.13$ ,	$N = 184$ ,	зоны I, II по $b$ однородны
	$(b = 0.91 \pm 0.04$ ,	$N = 1563$ ,	$M = 3.5 \div 7.5$ , NCI-каталог)
III a,b:	$b \leq 0.65$ ,	$N = (33; 25)$	
	$(b = 0.84 \pm 0.08$ ,	$N = 422$ ,	$M = 3.5 \div 7.5$ , NCI-каталог)

Из-за малого объема данных заключение о величине параметра  $b$  для Калабрийской дуги (III) является качественным. Однако из совместных оценок (5), (6) следует, что в районе IIIb параметр  $b$ , по-видимому, разный для двух уровней:  $b = 1$  для  $M < 5$  и  $b \leq 0.65$  для  $M > 5$ .

Дополнительные оценки параметра  $b$  в (6) по всему диапазону  $M \geq 3.5$  говорят о том, что слабая и сильная сейсмичность в  $b$ -зонах 2-го уровня не согласованы по величине  $b$ .

Как уже отмечалось, события с  $M = 5 \div 5.5$  хорошо рассеяны по всей сейсмогенной территории Италии, а с  $M \geq 6$  неслучайно концентрируются в узких разломных зонах. Это обстоятельство послужило одним из аргументов в пользу того, чтобы ассоциировать магнитудный диапазон  $\Delta M_2 = (6, 7)$  со 2-м иерархическим уровнем сейсмичности. Однако, как следует из рис. 10, инструментальные и исторические данные не позволяют оценить  $b$ -параметр для  $M \geq 6$ . Поэтому представленные в (6) оценки следует рассматривать как экстраполяцию параметра  $b$  на сильные события с  $M \in \Delta M_2$ . Одновременно зоны концентрации сильных землетрясений с  $M_I > 6.3$ , составленные из элементов районирования GNDT (см. рис. 6, в), могут служить носителем функции интенсивности  $\lambda(g, M)$  для  $M \in \Delta M_2$ .

Зная носитель  $\lambda(g, M)$  и параметр  $b$ , оценка параметра  $a$  для заданного диапазона  $\Delta M$  (здесь 5–6 и 6–7) сводится к известной задаче оценивания пространственного распределения эпи/гипоцентров событий  $M \in \Delta M$ . Из-за недостатка данных эта задача обычно переходит из области чистой статистики в сферу принятия решений. Поэтому вопрос оценивания  $a = a(g)$  для  $\Delta M_2 = (6, 7)$  и переходного диапазона магнитуд (5, 6) отложен до конкретных приложений. Заметим, что вопрос о повторяемости редких для Италии событий,  $M > 7$ , остался открытым. Его решение требует принципиально иной базы, чем закон Гутенберга–Рихтера.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе предложен иерархический подход к описанию интенсивности землетрясений,  $\lambda(g, M)$ . Он базируется на допущении, что только геометрически малые события (по отношению к заданному масштабу сейсмотектонической регионализации) могут подчиняться закону Гутенберга–Рихтера. Поэтому *большие* события тоже могут образовывать самостоятельные ансамбли со скейлинговым законом (1) в масштабе регионализации следующего уровня. Это замечание в равной степени относится и к так называемым характеристическим событиям, которые принято рассматривать независимо для разных сегментов разлома.



Для описания разрушительных землетрясений ( $M \geq 3.8$ ) Италии мы использовали два иерархических уровня. Сейсмичность на каждом уровне определяется соотношением (1) с параметрами  $(a(g), b(g))_i$ ,  $i = 1, 2$ , и диапазоном магнитуд  $\Delta M_i$ . А именно, диапазон  $\Delta M_1 = [3.5-5]$  с  $b_1(g)$ -параметрами из (5) отвечает 1-му иерархическому уровню; а  $\Delta M_2 = [6-7]$  с  $b_2(g)$  из (6) отвечает 2-му иерархическому уровню. Параметры  $a_i(g)$ , представляющие региональный интерес, опущены; они стандартно определяются по величине  $b$ . Диапазон  $\Delta M = (5-6)$ , возможно, является переходным для соотношения (1) от интервала  $\Delta M_1$  к  $\Delta M_2$ ; для практических целей в  $\Delta M$  постулируется соотношение (1) с параметром  $b_2(g)$ .

Предлагаемый подход ставит важную задачу понимания сейсмического процесса, начиная с масштаба, диктуемого конкретными приложениями, и кончая масштабом плитовой тектоники. Тем самым требуется не единственная сеймотектоническая регионализация, а их совокупность для разных масштабных уровней с выходом за пределы изучаемой территории.

Предлагаемое кусочно-линейное описание  $\lambda(g, M)$  может не работать, начиная с некоторой магнитуды, из-за нарушений условия подобия сильных событий. Поэтому максимальный магнитудный порог  $M_+$  в описании  $\lambda$  не связан с физическим понятием  $M_{\max}$  и вопрос о параметризации  $\lambda$  в интервале  $[M_+, M_{\max}]$  остается открытым.

В предлагаемом подходе далеко не все ясно. Он оперирует такими понятиями, как геометрический размер событий  $L(M)$ , размер сейсмической зоны  $L(G)$ , а также *малость* отношения  $L(M)/L(G)$ . Безусловно, все они требуют обоснованных количественных оценок. Так, под размером события можно понимать размер очага, размер его зоны подготовки или, как в данной работе, размер 95%-ной афтершоковой зоны. Последнее определение удобно тем, что оно привязано к рассматриваемой территории.

Как отмечалось, размер сейсмогенной зоны может быть векторной величиной, компоненты которой не всегда очевидны. Сюда входят геометрические размеры зоны, а также средние расстояния между барьерами или неоднородностями, доминирующими в зоне. В заключение заметим, что модельная проверка методологии должна учитывать условную ситуацию, при которой рассматриваемая среда характеризуется большой неоднородностью.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1

### Идентификация афтершоков

**Методология.** Напомним идейную сторону решения проблемы идентификации афтершоков и исправим неточности, допущенные в работе [13].

Пусть в пространственно-временном объеме  $G \times T$  наблюдается смесь фоновых событий (основные толчки без афтершоков) и одна афтершоковая последовательность с известным основным толчком. При любом способе идентификации афтершоков возможны два сорта ошибок:

$N^-$  – число истинных афтершоков, принятых за фоновые,

$N^+$  – число фоновых событий, принятых за афтершоки.

Тогда средние величины

$$\Lambda^\pm(\mu) = EN^\pm$$

будут характеризовать метод идентификации афтершоков  $\mu$ .

Пусть величина  $\Phi = \Phi(\Lambda^+, \Lambda^-)$  характеризует качество идентификации: чем больше  $\Lambda^\pm$ , тем больше  $\Phi$  (хуже качество). Тогда можно поставить задачу: найти такой метод, для которого величина  $\Phi$  минимальна, т.е.

$$\Phi(\Lambda^+, \Lambda^-) \rightarrow \min.$$

В качестве  $\Phi$  мы используем функцию

$$\Phi = \max\{\Lambda^+, \Lambda^-\}.$$

Метод, минимизирующий  $\Phi$ , естественно назвать минимаксным. Он обладает тем свойством, что  $\Lambda^+ = \Lambda^-$ , т.е. число пропущенных и ложно приобретенных афтершоков в среднем одинаково и минимально. Значит, общее число идентифицированных афтершоков в среднем совпадает с истинным в указанной модельной ситуации.

Пусть потоки фоновых и афтершоковых событий независимы и являются пуассоновскими с интенсивностями  $\Lambda_B(g, t)$  и  $\Lambda_A(g, t)$  соответственно. Тогда при любом выборе  $\Phi$  оптимальное решающее правило объявляет событие  $(g, t)$  афтершоком, если  $\Lambda_A(g, t)/\Lambda_B(g, t) > K$ , где порог  $K$  зависит от  $\Phi$ .

Чтобы конкретизировать решающее правило, мы постулируем, что афтершоки основного события  $\omega = (g_0, M_0)$  представляют неоднородный пуассоновский поток с условной функцией интенсивности вида

$$\lambda(g, M, t) = \Lambda_A \varphi(t) f(g|\omega), \quad t > 0,$$

где

$$\varphi(t) = \max(1, (t/t_0)^{-p}) t_0^{-1} (1 - 1/p), \quad t > 0 - \quad (\text{П1})$$

нормированный закон Омори с  $p = 1.1$  и  $t_0 = 1$  день, а

$$f(g|\omega) = \eta \exp(1/2r^2(g - g_\omega)) -$$

гауссова функция рассеяния афтершоков по пространству. Здесь  $g_\omega$  – центр рассеяния,  $\eta = (\det \mathfrak{R}_\omega)^{-1/2}/2\pi$  – нормированная константа,  $\mathfrak{R}_\omega$  – матрица рассеяния афтершоковых событий и

$$r^2(g - g_\omega) = (g - g_\omega)^* \mathfrak{R}_\omega^{-1} (g - g_\omega) - \quad (\text{П2})$$

безразмерное эллиптическое расстояние  $g$  от центра  $g_\omega$ . (Здесь  $g^*$  есть операция транспонирования вектора  $g$ .)

Если  $\Lambda_B(g, t) = \Lambda_B$ , то решающее правило имеет вид

$$1/2r^2(g - g_x^*) + p \max(1, t/t_0) < c_\Phi, \quad (\text{П3})$$

где  $c_\Phi$  для минимаксного метода является корнем уравнения

$$\Lambda_A \exp(-c(1 - 1/p)) = 2\Lambda_B p (e^{c/p} - 1).$$

Рассеяние афтершоков и параметр  $\Lambda_A$  являются индивидуальными характеристиками афтершоковой последовательности и, если позволяют данные, находятся из наблюдений. Интенсивность фоновых событий  $\Lambda_B$  оценивается из наблюдений как долговременная локальная характеристика основных толчков.

**Афтершоковая зона.** Пусть 2- $D$  вектор  $\xi$  имеет гауссово распределение со средним  $g_\omega$  и корреляционной матрицей  $\mathfrak{R}_\omega$ . Эллиптическая область вида

$$S_k = \{g: r(g - g_\omega) < k\} \quad (\text{П4})$$

называется афтершоковой зоной с уровнем доверия  $\alpha$ , если

$$\alpha = \text{Prob}(\xi \in S_k).$$

Если  $g_0$  и  $\mathfrak{R}_0$  известны, то  $k^2 = -2 \ln(1 - \alpha)$ ; но если  $g_0$  и  $\mathfrak{R}_0$  основаны на  $n$  наблюдениях, это соотношение должно быть скорректировано [31]:

$$k^2 = (n - 1)^2 ((1 - p)^{-2/(n-1)} - 1) / (n - 2).$$

**Практические аспекты метода.** Алгоритм устроен следующим образом: в каталоге находится сильнейшее событие и объявляется основным толчком; у него выделяются 10-дневные форшоки и афтершоки, а затем все вместе удаляются из каталога. Процедура повторяется заново. В конце все события собираются в один каталог с условными метками для фор- и афтершоков.

Для идентификации 10-дневных форшоков используется следующий критерий. Все события, произошедшие внутри 90%-ной афтершоковой зоны в пределах 10 дней до основного толчка, объявляются форшоками, если их количество значительно выше стационарного уровня фоновой сейсмичности (с уровнем доверия 95%) (подробнее см. [31]).

Статистические оценки  $\mathfrak{R}_0$  невозможны для малых афтершоковых последовательностей ( $N_{\text{aft}} < 10$ ). Такая ситуация типична для основных толчков с  $M \in (M_-, M_- + 2)$ , где  $M_-$  – магнитудный порог полноты каталога. В этом случае для выделения афтершоков используется пространственно-временное окно  $R \times T$ , где  $R$  и  $T$  зависят от  $M$ .

Для Италии параметры  $R$ ,  $T$  получены из анализа больших афтершоковых последовательностей в регионе. А именно:  $R = 5M$  [км],  $M \in [3.5, 6]$ . Как следует из рис. 4, а, это эмпирическое соотношение вполне приемлемо для  $M < 5.5$ , когда афтершоков с  $M \geq 3.5$  мало.

Временные пороги  $T(M)$  определяются согласно [36]:

$M$	< 3.5	3.5–4	4.0–4.5	4.5–5.5	5.5–6.5	> 6.5
$T$ , дни	23	46	91	180	360	720

Пусть  $T_{75}$  – отрезок времени, содержащий 75% событий афтершоковой последовательности основного события  $M$ . Тогда указанные пороги  $T(M)$  определяют верхнюю границу точек  $(M, T_{75})$  для больших афтершоковых последовательностей Италии (см. рис. 4, б).

## ПРИЛОЖЕНИЕ 2

### Представительность магнитуд

**Каталог NCI, 1900–1993 гг.** Детальный анализ точности и представительности магнитуд содержится в работе [27]. Здесь мы суммируем лишь некоторые выводы.

Учитывая динамику Европейской сейсмологической сети по количеству станций и их качеству [37], инструментальный период до 1956 г. можно разбить на шесть интервалов:

1900 – 1908 – 1922 – 1938 – 1944 – 1947 – 1956. (П5)

Дальнейшее временное группирование до 1980г. связано с мировыми каталогами Rote и NEIC (с ними связано появление магнитуды  $M_P$  в NCI-каталоге):

1956 – 1965 – 1979. (П6)

В результате (П5), (П6) определяют априорные периоды однородности PFG-каталога по точности и представительности. В каталоге ING выделяются еще три периода:

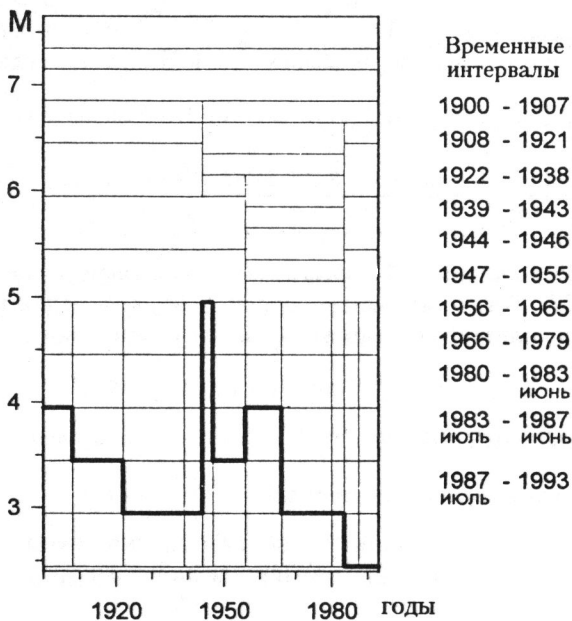
1980 – 07.1983 – 07.1987 – 1994. (П7)

В этих интервалах времени доминируют соответственно магнитуды:  $M_L$  и  $M_I$ ,  $M_D$ ,  $M_D$  и  $M_L$ .

Анализ полноты каталога для отдельных пространственных областей традиционен и опирается на графики повторяемости. Каталог NCI считается однородным по представительности в следующих пяти областях:

Восточные Альпы, Западные Альпы, Центральная Италия;  
северное крыло Калабрийской дуги, Калабрия и Сицилия.

На рис. П1 представлены магнитудно-временные интервалы группирования данных и граница представительности NCI-каталога для Центральной Италии.



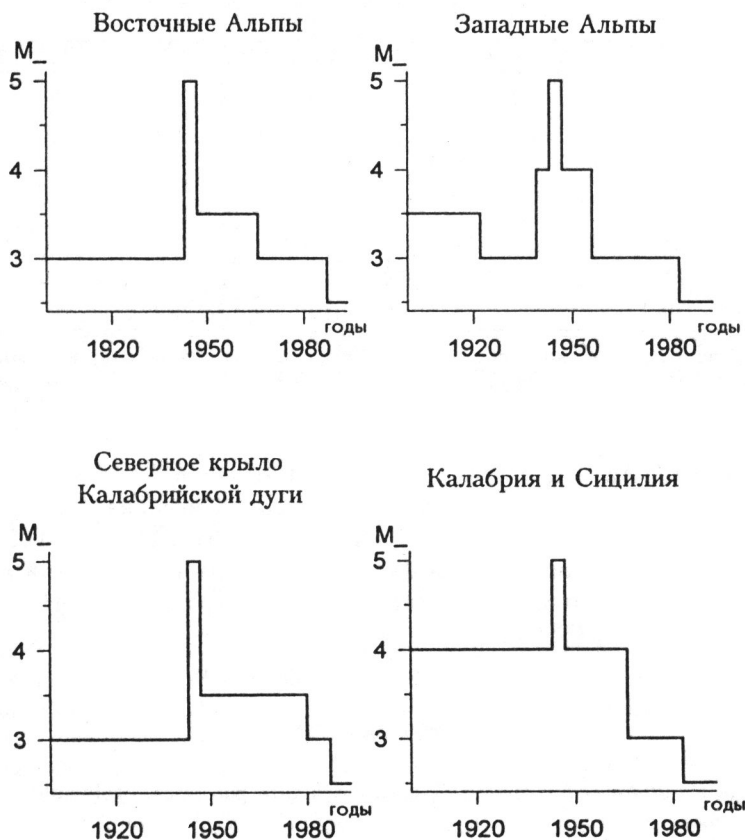


Рис. П2. Пороги представительности ( $M_-$ ) каталога NCI для Северной и Южной Италии

Пороги представительности  $M_-$ , как функции времени для оставшихся областей, даны на рис. П2.

**Исторические землетрясения, 1000–1900 гг. [3].** Сила исторических событий измеряется в баллах  $I$  макросейсмической шкалы ММ с шагом  $1/2$ . Таблица определяет периоды полноты регистрации событий с интенсивностью  $I$  и выше для основных регионов Италии.

Таблица получена путем сравнительного анализа сейсмичности с шагом 50 лет. Новым элементом в анализе является использование следующей величины: среднее (за 50 лет) число макросейсмических наблюдений на одно событие силы  $I$  в каждой зоне. Эта величина оказалась удачной характеристикой надежности данных и обеспеченности территории наблюдениями.

На Сицилии (без Этны) исторические события локализованы в восточной части острова и по берегам у крупных поселений, что резко контрастирует с современной сейсмичностью. Поэтому вопрос о представительности событий в этом районе остается открытым.

Детальный анализ представительности исторического каталога будет опубликован отдельно.

Зона	Время, год							
	1270*	1450*	1500	1600	1680*	1750	1800	1870*
Восточные Альпы				8	7 $\frac{1}{2}$	6 $\frac{1}{2}$	5 $\frac{1}{2}$	
Западные Альпы						7		
Северные Апеннины			7		6**			5 $\frac{1}{2}$
Центральная Италия	9 $\frac{1}{2}$				7			5 $\frac{1}{2}$
Южные Апеннины		9 $\frac{1}{2}$			7 $\frac{1}{2}$			6 $\frac{1}{2}$
Калабрия и Мессина			9 $\frac{1}{2}$		7 $\frac{1}{2}$			5 $\frac{1}{2}$
Сицилия (без Этны)			? 9 $\frac{1}{2}$		? 7 $\frac{1}{2}$			6 $\frac{1}{2}$

\* Моменты резкого возрастания объема данных и среднего числа макросейсмических наблюдений. \*\* Пример: события с  $I \geq 6$  полны в Северных Апеннинах начиная с 1680 г.

*Благодарности.* Авторы признательны И.М. Ротвайн и В.Г. Кособокову за внимательное прочтение рукописи и конструктивные замечания. Настоящая работа выполнена по контрактам CNR (Италия) (грант 94.00193.СТ05), частично поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант 97-05-65817), Международным научно-техническим центром (грант 415-96) и NSF-NEAR (США) (грант 9423818).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Scandone P., Patacca E., Meletti C. et al. Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema seismotettonico della penisola italiana // GNDT, Atti del Convegno 1990. Vol.1. Zonazione e riclassificazione sismica. Bologna, 1991. P.119-133.
2. National Catalog of Italy PFG-ING Computer file PFGING.DAT size = 840620, date 94.03.19.11:16. 1994.
3. Stucchi M., Camassi R., Monachesi G. Il catalogo di lavoro del GNDT CNR GNDT GdL "Macrosismica". Milano: GNDT Int. Rep., 1993. 89 p.
4. Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, GL seismotettonica (zone sismogenetiche), Modello seismotettonico del terremoto italino, versione aggiornata al Maggio 1992. 1992.
5. Cornell C.A. Engineering seismic risk analysis // Bull. Seism. Soc. Amer. 1968. Vol.58. P.1583-1609.
6. Molchan G.M., Vilcovich G.V., Keilis-Borok V.I. Seismicity and principal seismic effects // Geoph. J.Roy. Astron. Soc. 1970. Vol.21. P.323-335.
7. Капуто М., Кейлис-Борок В.И., Кропрод Т.Л., Молчан Г.М. и др. Сейсмический риск на территории Центральной Италии // Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1973. С.67-106. (Вычисл. сейсмология; Вып. 6).
8. Kagan Y.Y. Observational evidence for earthquakes as a nonlinear dynamic process // Physica D. 1994. Vol.77. P.160-192.
9. Schwartz D.P., Coppersmith K.S. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas fault zones // J. Geophys. Res. 1984. Vol.89. P.5681-5698.

10. Working group on California earthquake probabilities. Seismic hazard in Southern California: probable earthquakes, 1994 to 2024 // Bull. Seism. Soc. Amer. 1995. Vol.85, N 2. P.379-439.
11. *Wesnousky S.G.* The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution: Wich is it? // Bull. Seism. Soc. Amer. 1994. Vol.84. P.1940-1959.
12. *Kagan Y.Y.* Comment on "The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, Wich is it?" by S.G. Wesnousky // Bull. Seism. Soc. Amer. 1996. Vol.86. P.274-285.
13. *Молчан Г.М., Дмитриева О.Е.* Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Современные методы интерпретации сейсмологических данных. М.: Наука, 1991. С.19-50. (Вычисл. сейсмология; Вып. 24).
14. *Молчан Г.М., Подгаецкая В.М.* Параметры глобальной сейсмичности // Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1973. С.44-66. (Вычисл. сейсмология; Вып. 6).
15. *Gutenberg B., Richter C.* Seismicity of the Earth and Associated phenomena. Princeton. New Jersey: Princeton University Press, 1954. 310 p.
16. *Ogata Y., Imoto M., Katsura K.* 3-D spatial variation of b-values of magnitude-frequency distribution beneath the Kanto District, Japan // Geophys. J. Inter. 1991. Vol.104. P.135-146.
17. *Bak P., Tang C.* Earthquake as a self-organized critical phenomenon // J.Geophys. Res. 1989. Vol.94. P.15635-15637.
18. *Kagan Y.Y.* Seismic moment-frequency relation for shallow earthquakes: regional comparison // J.Geophys. Res. 1996. Vol.102. P.3045-3055.
19. Global seismic Hazard Assessment Program for the UK/IDNDR D. Giardini, P. Basham (eds.) // Ann. Geofis. 1993. Vol.36, N 3/4. 257 p.
20. *Turcotte D.L.* Chaos, fractals, nonlinear phenomena on Earth sciences. U.S. National Report to IUGG 1991-1994. Rev. of Geophys. supplement. AGU. 1995. P.341-343.
21. *Колмогоров А.Н.* Локальная структура турбулентности в несжимаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса // ДАН СССР. 1941. Т.30. С.301-303.
22. *Pacheco S.F., Scholz C.H., Sykes L.R.* Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes // Nature. 1992. Vol.355. P.71-73.
23. *Okal E.A., Romanowicz B.A.* On the variation of b-values with earthquake size // Phys. Earth. Planet. Inter. 1994. Vol.87. P.55-76.
24. *Dziewonski A.M., Ekstrom G., Salganik M.P.* Centroid-moment tensor solutions for January-March, 1994 // Phys. Earth Planet. Inter. 1994. Vol.86. P.253-261.
25. *Flinn E.A., Engdahl E.R., Hill A.R.* Seismic and geographical regionalization // Bull. Seism. Soc. Amer. 1974. Vol.64. P.771-992.
26. *Кронрод Т.Л.* Параметры сейсмичности в тектонически сходных областях // Теория и анализ сейсмологической информации. М.: Наука, 1985. С.154-164. (Вычисл. сейсмология; Вып. 18).
27. *Molchan G.M., Kronrod T.L., Dmitrieva O.E.* Statistical analysis of seismicity and hazard estimation for Italy (mixed approach) // ICTP, IAEA, UNESCO. Int. Rep. IC/95/27, Trieste, Italy. 1995. 85 p.
28. *Jonson A.M., Fleming R.W., Cruikshank K.M.* Shear zones formed along long, straight traces of fault zones during the 28 June 1992 Landers, California, earthquake // Bull. Seism. Soc. Amer. 1994. Vol.84. P.499-510.
29. *Кейлис-Борок В.И., Кособоков В.Г.* Периоды повышенной вероятности возникновения для сильных землетрясений мира // Математические методы в сейсмологии и геодинамике. М.: Наука, 1986. С.48-58. (Вычисл. сейсмология; Вып. 19).

30. Catalogo dei terremoti Italiani dall'anno 1000 al 1980. Consylio Nazionale delle Recherche Progetto Finalizzato Geodinamica. / ed. D. Postpischl. Bologna. 1985.
31. Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. О динамике повторяемости форшоков // Теория и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М.: Наука, 1986. С.3-18. (Вычисл. сейсмология; Вып. 22).
32. McKenzie D.P. Active tectonics of the Mediterranean region // Geophys.J.Roy. Astron. Soc. 1972. Vol.30. P.109-185.
33. Ud'ias A., Buforn E. Regional stresses along the Eurasia-Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes // Pure Appl. Geophys. 1991. Vol.136. P.432-448.
34. The lithoshere in Italy. Academia Nazionale de Lincei / eds. A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo, G.B. Vai. Roma. 1989.
35. Costa G., Stanishkova I., Panza G.F., Rotwain I.M. Seismotectonic models and CN algoritm: the case of Italy // ICTP, Int. rep. IC/95/147. Trieste. Italy. 19 p.
36. Keilis-Borok V., Rotwain I. Diagnosis of time of increased probability of strong earthquakes in different regions of the world: Algorithm CN // Phys. Earth Planet. Inter. 1990. Vol.61. P.57-72.
37. Karnik V. Seismicity of the European Area, Reide Publishing Company -- Holland. 1969. Vol.1. Parte 2. 238 p.