

Т. П. ПОЛЯКОВА

# СЕЙСМИЧНОСТЬ центральной части Средиземноморского пояса



Издательство «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю. ШМИДТА

Т. П. ПОЛЯКОВА

# СЕЙСМИЧНОСТЬ центральной части Средиземноморского пояса

Ответственный редактор

доктор физико-математических наук В. И. БУНЭ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1985



4319

Полякова Т.П. Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1985. 160 с.

В монографии представлены результаты изучения сейсмичности центральной части Средиземноморского пояса, включающей территории Кавказа, Туркмении, Турции и Ирана.

Рассмотрен широкий круг вопросов, начиная с унификации магнитуд землетрясений и заканчивая оценкой параметров сейсмического режима: сейсмической активности  $A$ , наклона графика повторяемости землетрясений  $b$ , максимального землетрясения  $M_{\max}$ . Использование принципиально разных значений параметра  $b$  для районирования территории и оценки  $M_{\max}$  является новым шагом в совершенствовании методики сейсмического районирования. Представлен большой фактический материал: каталог сильных землетрясений с новыми определениями магнитуд, сейсмологические карты, макросейсмические сведения о сильных землетрясениях.

Книга рассчитана на сейсмологов, геофизиков, геологов, а также специалистов, занимающихся вопросами оценки сейсмической опасности и сейсмостойкого строительства.

Табл. 21. Ил. 77. Библиогр. 250 назв.

Рецензенты:

И.Л. НЕРСЕСОВ, С.Л. СОЛОВЬЕВ

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение региональной сейсмичности и особенностей сейсмического режима является одним из основных элементов современного сейсмического районирования, цель которого — создание нормативной карты для планирования и осуществления мероприятий по сейсмостойкому строительству.

Данные о сейсмичности и основных параметрах сейсмического режима (сейсмической активности  $A$ , наклоне графика повторяемости землетрясений  $b$  и максимальном возможном землетрясении  $M_{\max}$ ) используются в той или иной мере на всех этапах сейсмического районирования: при выделении зон вероятного возникновения очагов землетрясений разных максимальных магнитуд, оценке максимального для данной зоны землетрясения в ближайшие 30–50 лет и оценке средних периодов повторяемости сотрясений разной балльности.

За последние годы в развитии методов сейсмического районирования, где ведущее место принадлежит советским ученым, отмечены большие успехи. Результаты систематического изучения сейсмичности территории СССР регулярно отражаются в картах сейсмического районирования, качество и детальность которых неуклонно повышаются. Тем не менее ошибки типа "ложной тревоги" и "пропуска цели", встречающиеся при современном сейсмическом районировании, говорят о незавершенности исследований.

Сейсмическое районирование невозможно без выявления основных закономерностей сейсмического процесса. Лишь небольшая часть этих закономерностей (таких, как основной закон повторяемости землетрясений, закон затухания балльности с расстоянием и т.д.) четко определена. Другие закономерности, в частности, такие, как закономерности пространственного распределения сейсмичности и параметров сейсмического режима  $A$  и  $b$ , их связи с  $M_{\max}$  и др., находятся в процессе исследования и требуют экспериментальной проверки и статистического подтверждения. Изучение этих закономерностей открывает путь к совершенствованию методов сейсмического районирования. Непосредственный результат такого изучения — долговременные средние параметры сейсмического режима конкретных районов, которые являются сейсмологическим обоснованием для оценки сейсмической опасности этих территорий и представляют практический интерес.

Средиземноморский геосинклинальный складчатый пояс протягивается через весь континент Евразии. Положение изучаемого региона в пределах Средиземноморского пояса определяет его название. Центральная часть Средиземноморского пояса, включающая территории Кавказа, Туркмении, Турции и Ирана, представляет единый сеймотектонический регион со сложным внутренним геологическим строением и разнообразной сейсмичностью. В его пределах выделяются участки с различным характером сейсмического режима, такие, как Кавказ, Северо-Восточная Анатолия (Турция), хр. Загрос (Иран), что дает возможность изучать закономер-

ности изменения параметров сейсмического режима в пространстве в зависимости от конкретных сеймотектонических условий.

Объективная оценка сейсмической опасности территории Кавказа и Туркмении невозможна без учета влияния сильнейших землетрясений, очаги которых находятся на сопредельных территориях Турции и Ирана. Подтверждением этому служат сильные землетрясения, происходившие за пределами СССР. Так, землетрясение 1924 г. с магнитудой  $M = 6,9$ , очаг которого находился в Турции, ощущалось в Батуми с интенсивностью до 6 баллов; землетрясение 1939 г. в Турции ( $M = 8$ ), эпицентр которого удален на значительное расстояние от границ СССР, ощущалось в различных пунктах территории Кавказа; Гермабское землетрясение 1929 г. ( $M = 7,1$ ), очаг которого находился на территории Ирана, вызвало тяжелые повреждения зданий и жертвы в Гермабе, на территории Туркмении, и сотрясения до 7 баллов в Ашхабаде.

Таким образом, выбранный район позволяет поставить методические задачи и на основе их решения получить практический выход.

Изучение сейсмичности обширного региона проводилось по данным мировых каталогов о сильных землетрясениях (на уровне  $M \geq 6$ ) за последние 70–75 лет и международной сводки о менее сильных ( $M \geq 4,5$ ) за 9 лет. При составлении каталога сильных землетрясений ( $M \geq 5,8$ ) центральной части Средиземноморского пояса этот материал дополнен данными региональных каталогов и новыми определениями магнитуд землетрясений, выполненными автором в основном для территории Ирана.

В работе получен ряд новых результатов, главными из которых являются следующие.

На основе оценки значимости различий долговременных средних значений параметра  $b$  в пространстве даны новые методические разработки построения карт параметра  $b$ , районирования территории по этому параметру и оценки  $M_{\max}$  с учетом разных значений параметра  $b$  в рамках расчетного корреляционного метода. Введение разных значений параметра  $b$  для оценки  $M_{\max}$  по корреляционному методу уменьшает вероятность ошибок типа "пропуск цели" и "ложная тревога" при сейсмическом районировании. Полученные результаты могут быть использованы для совершенствования методики сейсмического районирования.

Автор благодарит за советы, поддержку и внимание к работе И.Л. Нерсесова, Н.В. Шебалина, В.Н. Крестникова, С.Л. Соловьева, И.П. Кузина, а также сотрудников, без помощи которых работа не могла быть завершена.

## О ПАРАМЕТРАХ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

1.1. СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ЕГО ПАРАМЕТРЫ.  
ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ И ПОНЯТИЯ

В настоящей работе использованы основные представления, связанные с изучением сейсмичности: закон повторяемости землетрясений, установленный Гутенбергом и Рихтером [180, 181], и учение о сейсмическом режиме с оценками его параметров и понятием о цикличности сейсмического процесса, развитое советскими исследователями Ю.В. Ризниченко, И.Л. Нерсесовым, В.И. Бунэ, В.Н. Гайским, С.А. Федотовым и др.

Основной закон повторяемости землетрясений для всей Земли имеет общий вид:

$$\lg N = a - bM, \quad (1)$$

где  $N$  — годовое число землетрясений или повторяемость землетрясений в определенном интервале изучаемых магнитуд,  $a$  и  $b$  — параметры графиков повторяемости.

Большим вкладом в изучение общих вопросов сейсмического режима и в развитие его отдельных направлений являются работы [155, 185, 195] и др. Особое место среди них занимают работы по установлению количественных мер сейсмичности и их картированию. Беньофф [160] ввел понятие "высвобожденная деформация" ( $\sum \sqrt{E_i}$ ), связанное с сейсмическими энергиями  $E_i$  очагов землетрясений в данной области. Это одна из первых попыток установления количественной меры сейсмичности. В работах Бота [156, 157], Шпонхойера [234], Топерцера [243] устанавливается количественная мера сейсмичности, основанная на суммарной величине сейсмических энергий очагов землетрясений в данной области. В 1954 г. Ритсема [223], а затем Аманд [138] предложили использовать величину высвобожденной деформации для картирования. При этом энергия связывалась с магнитудой зависимостью Гутенберга—Бота [108]:

$$\lg E (\text{эрг}) = 11,4 + 1,5 M, \quad (2)^1$$

или

$$\lg E (\text{Дж}) = 4,4 + 1,5 M. \quad (3)$$

Способ оценки энергии сейсмических волн, излучаемых очагом, который впервые был предложен Голицыным [33], получил дальнейшее развитие с целью классификации землетрясений при детальном изучении сейсмичности в работах [5—7, 116]. Однако перечисленные выше работы касались лишь отдельных сторон проблемы сейсмического режима.

Начало разработке проблемы сейсмического режима в целом положено советскими учеными во главе с Ю.В. Ризниченко и И.Л. Нерсесовым [92,

<sup>1</sup> Уравнение (2) используется в настоящей работе при построении графиков Беньоффа и картировании высвобожденной энергии.

107]. В книге "Методы детального изучения сейсмичности" [70] впервые была введена система понятий и определений, позволяющих дать математическое описание сейсмического режима и его характеристик, разработана классификация землетрясений по энергии.

Под сейсмическим режимом какой-либо области подразумевается совокупность землетрясений этой области, рассматриваемая в пространстве и во времени [92]. В качестве меры сейсмичности предложена величина сейсмической активности  $A_{10}$ . Сейсмическая активность  $A_{10}$  — это число землетрясений энергетического класса  $K = 10$  ( $M \approx 3,0$ ), которые происходят в год на площади в  $1000 \text{ км}^2$ . Этот параметр был предложен в СССР для детального изучения сейсмического режима сравнительно небольших и высокосейсмичных территорий, когда представительными являются землетрясения с  $K < 10$ .

Для менее детальных работ, таких, как изучение сейсмического режима отдельных регионов Земли, обычно используется классификация землетрясений по магнитуде. Так как землетрясения с магнитудой  $M \approx 3,0$  для больших регионов (в частности, для центральной части Средиземноморского пояса) — события не представительные, то, пользуясь магнитудной классификацией, имеет смысл параметр  $A$  относить к землетрясениям с магнитудой  $M = 5$ . Сейсмическая активность  $A_{M=5}$  — это число землетрясений с магнитудой 5, которые происходят в год на площади в  $1000 \text{ км}^2$ . Параметр  $A_{10}$  в настоящей работе используется только в случае корреляции сильнейших землетрясений с уровнем сейсмической активности при анализе зависимости  $M_{\max} = f(A)$ , который проводится по существующей методике [96–106]. При этом для перехода от  $K$  к  $M$  применяется формула

$$K = \lg E \text{ (Дж)} = 4,3 + 1,8 M. \quad (4)$$

При классификации землетрясений по энергии эквивалентом  $b$  является параметр  $\gamma$ . Если для пересчета  $M$  в  $K$  использовать формулу (4), то для перехода от  $b$  к  $\gamma$  получим переходный коэффициент 1,8:

$$\gamma = b/1,8. \quad (5)$$

Параметр  $A$  определяет уровень сейсмичности района, параметр  $b$  — соотношение землетрясений разных магнитуд в этом районе. Третьим параметром сейсмического режима является максимальное землетрясение, возможное в данном районе,  $-M_{\max}$ . Таким образом,  $A$ ,  $b$  и  $M_{\max}$  — основные параметры, которые дают представление о сейсмическом режиме данной области.

В исследовании сейсмического режима условно различают два главных направления: изучение временного хода сейсмической деятельности и долговременных средних значений показателей сейсмичности [70]. Настоящая работа посвящена изучению долговременных средних параметров сейсмического режима в целях сейсмического районирования.

Современное сейсмическое районирование базируется на гипотезе постоянства сейсмического режима (и его долговременных средних параметров  $A$  и  $b$ ) во времени. Обоснованию и использованию этой гипотезы посвящено много работ [29, 92, 107, 27, 8, 13, 111, 112]. Как показано в работе [124], гипотеза о постоянстве сейсмического режима не исключает определенной цикличности в чередовании сравнительно непродолжительных периодов (1/4 цикла) высокой сейсмической активности и длительных периодов (3/4 цикла) стабилизации сейсмического режима, когда сейсмическая активность колеблется около среднего многолетнего уровня. Сейсмический режим можно считать стабильным, если аномальные откло-

нения значений  $A$  и  $b$  не выходят за пределы ошибок определения средних величин. В противном случае срок наблюдений, по которому сделаны оценки, недостаточен, а полученные оценки не соответствуют долговременным средним значениям этих параметров. Чтобы получить долговременные средние значения, необходимо увеличить срок наблюдений.

Как показано в специальных исследованиях [70, 13, 124], в зависимости от энергий изучаемых землетрясений длительность наблюдений может варьировать от 2 до 15 лет.

Из-за недостатка исходных статистических данных оценка флюктуаций параметров сейсмического режима для центральной части Средиземноморского пояса не сделана, но, учитывая опыт указанных выше работ и общее сходство сейсмических процессов в разных районах Земли, нет никаких оснований отклонять гипотезу о стабильности сейсмического режима и не считать оценки, полученные за период наблюдений в 70 лет для сильных ( $M \geq 5,8$ ) и 7–9 лет для менее сильных ( $M \geq 4,5$ ), близкими к долговременным средним значениям. Этим предположением не противоречат результаты анализа устойчивости параметра  $b$  во времени для конкретных районов (см. разд. 2.3), а также оценки  $M_{\max}$ , полученные по данным за 1900–1972 гг. при условии стабильности сейсмического режима и подтвержденные последующими сильными землетрясениями.

В случае постоянства сейсмического режима во времени изучение сейсмического режима сводится к выявлению закономерностей распределения этих параметров в пространстве.

Долговременные средние значения параметра  $A$  в пространстве значительно изменяются. Эта закономерность нашла отражение в картах сейсмической активности и использована для прогноза  $M_{\max}$  в зависимостях вида  $M_{\max} = f(A)$  [96–106]. Выявление действительных различий долговременных средних значений параметра  $b$  в пространстве остается пока не решенным до конца вопросом. Тем не менее вопрос о различии или постоянстве параметра  $b$  в пространстве приобретает принципиальное значение при оценке повторяемости сильных землетрясений и, возможно, повлияет на оценку третьего параметра сейсмического режима — максимального возможного землетрясения. Проблема максимального возможного землетрясения в конкретном районе также не решена. Остановимся несколько подробнее на существе дискуссий по этим вопросам.

## 1.2. ОБ ИЗМЕНЕНИИ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ СРЕДНИХ ЗНАЧЕНИЙ ПАРАМЕТРА $b$ В ПРОСТРАНСТВЕ

В связи с отсутствием систематических и достаточно точных определений глубин землетрясений для изучаемого региона в целом (см. разд. 3.2) при рассмотрении вопроса об изменении параметра  $b$  в пространстве имеются в виду региональные изменения этого параметра только по площади.

Установление основного закона повторяемости землетрясений привело к широкому изучению параметров  $a$  и  $b$  в конкретных районах. Были получены разные значения углового коэффициента для различных районов Земли [245, 181] и сделаны попытки отыскания некоторых закономерностей географического распределения этого параметра и его связи с особенностями тектонического строения района [82, 117, 197, 193, 183]. Так, в 1961 г. Соловьевым [117] были получены разные оценки параметра  $b$  для различных сейсмических районов СССР и высказано предположение, что для зон глыбового строения  $b$  меньше, чем для альпийских зон. Однако низкая точность определения  $b$  (из-за непредставительности

и неоднородности материала) не позволила сделать выбор между двумя представлениями о неизменности и различии этого параметра в пространстве.

Интервал изменения параметра  $b$ , по данным различных авторов, 0,4—1,5; по мнению некоторых из них [197, 183], самые низкие значения параметра характеризуют внутренние континентальные районы, более высокие — континентальные окраины, а самые высокие — океанические участки.

В работах [188—191] использована идея о возможности картирования сейсмичности как по параметру  $A$ , так и по параметру  $b$ , предложенная в работе [107]. В отличие от последующих работ Ризниченко [93, 94, 96], где наклон графика повторяемости принимается приблизительно постоянным, в работе [188] предполагается, что наклон изменяется от региона к региону, и на этом основании строятся карты параметра  $b$ . Однако методика построения карт по корреляции параметров  $A$  и  $b$  для различных районов мира вызывает сомнения. Используя эту методику, авторы исключают возможность появления сильных землетрясений в районах с пониженными значениями параметров  $A$  и  $b$ , что противоречит фактам, отмеченным в работах [168, 28 и др.].

Опыт картирования параметра  $b$  дает наглядное представление об изменении параметра  $b$  в пространстве. Тем не менее ряд авторов, признавая флуктуации параметра  $b$  и во времени, и в пространстве, считают, что угловой коэффициент относительно стабилен для достаточно больших пространственно-временных областей, его вариации оказываются в пределах точности определений, а наблюдаемые различия объясняются малым числом данных, грубой обработкой или временными флуктуациями [70, 93, 97, 98, 46, 112].

Некоторые авторы [90, 66, 53, 130], приводя примеры региональных вариаций долговременных значений  $b$ , пытаются дать физическую интерпретацию этих различий. Так, в работе [130] отмечается, что величина  $b$  зависит от скорости деформации и прочности пород: в более раздробленных подвижных участках значение  $b$  оказывается больше. Действительно, чтобы понять, насколько наблюдаемые изменения закономерны, важно выяснить возможную причину их различий: связь со средой и режимом внешнего воздействия, которые в реальных условиях различаются. Результаты опытов по разрушению образцов различных горных пород [199, 23—25] подтверждают сильную зависимость угла наклона графиков повторяемости от прочностных и упругих параметров пород, а также от структуры и режима внешнего воздействия.

Дискуссия по этому вопросу нашла отражение и в теоретических работах. Большинство таких работ, опираясь на общие закономерности дробления [57], содержали в том или ином виде обоснование, истолкование или подтверждение универсальности (постоянства) параметра  $b$  и независимости его от физических условий [185, 45]. В более поздних работах [60, 61, 18] исследователи приходят к заключению, что закономерности дробления подвержены влиянию физических условий, и возможные колебания углового коэффициента в пространстве связывают с различием режима тектонических сил и механических свойств среды.

Авторы работ [193, 188—191, 183] продолжают исследование вариаций параметра  $b$  в пространстве. В работах [193, 184] региональные отличия оценок  $b$  подтверждены оценками доверительных интервалов, но у авторов этих работ остаются сомнения в правильности выделения некоторых сейсмоактивных районов, в неполноте и разнородности данных. По-видимому, четкое выделение зон в решении вопросов о стабильности и различии параметра  $b$  в пространстве имеет решающее значение. Так, для блока гло-

бального масштаба, в пределы которого входит и центральная часть Средиземноморского пояса, оценка  $b$  близка к единице [184], в то время как для разных сейсмоактивных участков этого региона (районов Турции, Ирана, Кавказа) значения  $b$  существенно изменяются: от 0,5 до 1,3 (см. разд. 2.3). При изменении параметра  $b$  от района к району в пределах 0,45–1,40 среднее значение  $b$  для Земли в целом равно  $0,90 \pm 0,02$  [181], т.е. значения  $b \approx 1,0$ , конечно, возможны и объяснимы для больших районов, но такие усредненные оценки не могут быть полезны для определения  $M_{\max}$  в достаточно малом районе. Необходимо более детальное изучение распределения параметра  $b$  в пространстве.

Подводя итоги обсуждения, отмечаем, что выявление действительных различий долговременных средних значений  $b$  от района к району, возможно зависящих от характера тектоники районов, остается не решенной до конца задачей. Причин незавершенности дискуссии много: недостаточность в некоторых случаях статистического материала; не всегда обоснованное выделение зон, что приводит к формальному осреднению значения  $b$  для существенно разных районов; отсутствие оценок естественных флюктуаций параметра  $b$ , возможная зависимость оценок  $b$  от метода обработки [247].

Как уже отмечалось, вопрос о стабильности или различии долговременных средних значений  $b$  в пространстве непосредственно связан с вопросами оценки максимального возможного землетрясения. Некоторые исследователи считают, что районы с пониженными значениями параметра  $b$  наиболее опасны [248, 22, 53, 130]. Так, Велкнер, проводя изучение сейсмичности Японии, заключает, что площади с  $b \leq 0,6$  должны считаться особенно опасными, так как вероятность попадания в эти районы землетрясений более высоких магнитуд будет сравнительно больше. Авторы работ [53, 130] также приходят к выводу, что районы с высоким уровнем высвобожденной энергии имеют низкий коэффициент  $b$ . Таким образом, вопрос о значимости различий параметра  $b$  в пространстве становится стержневым вопросом настоящего исследования. Для его решения необходимы следующие условия: однородность, представительность и полнота материала, обоснованность выделения сейсмоактивных зон, а также единые методы обработки исходных данных.

### 1.3. МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРА $M_{\max}$

Проблема оценки максимального возможного землетрясения в конкретном районе является важной задачей сейсмического районирования. Вполне надежных методов оценки  $M_{\max}$  до сих пор не существует. Уже достаточно ясно, что из-за малой статистики по сильным землетрясениям эта проблема не может быть решена на современном этапе при использовании только сейсмологических данных. Для ее решения привлекаются комплексные данные: геофизические (в том числе и сейсмологические), геологические, геодезические и другие, делаются попытки осмыслить физику процесса возникновения землетрясения и связать этот процесс со свойствами среды и размерами очага.

Определение  $M_{\max}$  по комплексным данным для центральной части Средиземноморского пояса осложняется отсутствием или неполнотой сведений о геофизических полях, структурно-тектонических, геодезических и геоморфологических данных на зарубежную территорию. Комплексное исследование проблемы  $M_{\max}$  в этом регионе — дело будущего. Задача настоящей работы — проанализировать существующие методы оценки

$M_{\max}$  по сейсмологическим данным и определить роль и возможности этих данных в решении проблемы  $M_{\max}$ .

В практике сейсмического районирования оценка максимального возможного землетрясения в конкретном районе ( $M_{\max}$ ) иногда заменяется либо оценкой магнитуды максимального наблюдаемого землетрясения за доступный изучению период времени ( $M_{\max \text{набл}}$ ), либо оценками по разным методам средних значений максимальных магнитуд землетрясений, возможных в определенный период времени ( $M'_{\max}$ ). В результате использования рассмотренных ниже методов получают два рода оценок:  $M_{\max}$  и  $M'_{\max}$ . Некоторые из методов дают обе оценки. Для отличия оценок  $M'_{\max}$ , определенных разными методами, будем оговаривать метод, по которому сделана оценка.

Методы оценок  $M'_{\max}$  и  $M_{\max}$ , основанные на использовании: 1) графиков повторяемости ( $M'_{\max}$ ), 2) графиков Бенюффа ( $M_{\max}$ ,  $M'_{\max}$ ) и 3) теории экстремальных значений ( $M'_{\max}$ ), применяются в настоящей работе и рассмотрены в гл. 5 с использованием фактических данных. Там же обсуждаются недостатки и ограничения методов. Эти методы основаны на использовании уже известных закономерностей сейсмического режима и свойств статистического распределения землетрясений.

Ниже обсуждаются методы 4)–6) оценок  $M_{\max}$  и  $M'_{\max}$  по сейсмологическим данным, которые по той или иной причине не могли быть использованы в настоящей работе, но в основе которых заложены возможности более полного использования имеющихся сейсмологических данных и оригинальные подходы к решению проблемы оценки  $M_{\max}$ .

Установление закономерностей сейсмического режима требует детального и многостороннего изучения совокупности землетрясений с постепенным переходом от сейсмогеографии через сейсмостатистику к физике явления, от изучения общих свойств сейсмического процесса к частным деталям и его проявлениям во времени и в пространстве. Поэтому наряду с работами по сейсмостатистике набирает силу другое направление — попытка физически осмыслить процесс образования землетрясения и связать его с размерами очага, со свойствами среды и закономерностями ее разрушения.

4) Метод оценки  $M_{\max}$ , предложенный Шебалиным [127], представляет собой попытку связать максимальные землетрясения с размерами области подготовки: толщиной сейсмогенного слоя  $h$ , км и длиной сейсмотектонической зоны  $L$ , км. Смысл этого метода состоит в том, что объем очага искомого максимального землетрясения  $M_{\max}$  не должен выходить за пределы объема сейсмогенного слоя, ограниченного двумя измерениями:  $h$ ,  $L$ . Из-за отсутствия достоверных оценок глубин на обширной территории центральной части Средиземноморского пояса мы не имели возможности воспользоваться этим методом.

5) В связи с представлением о сейсмическом цикле [124] кроме оценок наиболее вероятных величин магнитуд сильнейших землетрясений ( $M_{\max}$ ), которые для Курило-Камчатской области принимаются равными  $M \geq 7\frac{3}{4}$ , появилась необходимость оценок максимальных магнитуд возможных на различных стадиях цикла. В этом случае оценка  $M'_{\max}$  (в определенный период времени) связана с разными стадиями цикла.

На основе использования графиков распределения наиболее вероятных магнитуд сильнейших землетрясений и накопления сейсмической энергии в течение цикла, полученных путем сопоставления этих оценок в областях многих очагов сильных Курило-Камчатских и Японских землетрясений в разные отрезки времени до и после катастрофических событий, предложена грубая схема оценок  $M'_{\max}$  на определенных стадиях цикла.

Подобного рода оценки для центральной части Средиземноморского пояса станут возможны, когда в пределах этого региона будут четко выделены районы и определены циклы в них.

6) Интересна работа [79], в которой ориентировочные оценки  $M_{\max}$  основаны на изучении закономерностей размещения сильных землетрясений в пространстве с учетом *типа сейсмического режима*. В результате детальных исследований сейсмического режима в Гармском районе отмечается, что места возникновения сильных землетрясений тяготеют к промежуточным зонам между минимальными ( $n_{\min}$ ) и максимальными ( $n_{\max}$ ) зонами плотности сейсмического фона ( $K = 7 \div 9$ ). Сильные землетрясения располагаются на периферии зон  $n_{\min}$  либо в местах сочленения зон  $n_{\min}$  и  $n_{\max}$ . Авторы [79] предлагают по двум характеристикам сейсмичности — плотности сейсмического фона  $\bar{n}$  и временным изменениям уровня сейсмического фона  $n(t)$  — определить тип сейсмического режима, проверить его пространственную устойчивость и тогда оценивать ориентировочную величину  $M_{\max}$  в зависимости от типа сейсмического режима области.

В настоящей работе этот метод не может быть использован из-за малой детальности сейсмологических наблюдений в изучаемом регионе.

7) В настоящей работе особое внимание уделено анализу наиболее распространенного метода оценки  $M_{\max}$  и  $K_{\max}$ , используемого в СССР [92—106]. В основе этого метода лежит зависимость  $M_{\max}$  наблюдаемого землетрясения от различных геолого-геофизических факторов:

$$M_{\max} = f(\Phi_i),$$

где  $\Phi_i$  — сейсмологические, геофизические, геологические, геодезические и другие факторы [104]. В гл. 5 будет рассмотрено существо зависимости максимального возможного землетрясения от среднего долговременного уровня сейсмической активности в области его подготовки, которая является составной частью всего метода. Из всех факторов именно этой зависимости придается наибольший вес в тех случаях, когда данные о сейсмичности предствительны. В некоторых работах [47, 133] отмечается также хорошее совпадение оценок  $M_{\max}$  по другим факторам.

В основу метода [93, 94, 96, 98] положено два важных предположения: наклон графиков повторяемости близок к постоянному во всех регионах; где слабые землетрясения встречаются чаще, там возникают и максимальные землетрясения.

Относительно этой методики существует два мнения: в работах [96—98, 103, 105], развивающих этот метод, говорится об универсальности зависимости  $M_{\max} = f(A)$  для всех регионов Земли; в работах [35, 168, 14, 15, 28, 80] обсуждаются отклонения от этой зависимости и приводятся конкретные примеры несоответствия этой зависимости случаям возникновения сильных ( $K \geq 18$ ) землетрясений [168, 14, 15, 28]. При использовании зависимости  $M_{\max} = f(A)$  для прогноза  $M_{\max}$  в районах с пониженным уровнем сейсмической активности значения максимальных возможных землетрясений занижаются, что может привести к ошибке типа "пропуск цели" при сейсмическом районировании.

В настоящей работе (см. гл. 5) проводится анализ зависимости  $M_{\max} = f(A)$  при  $b = \text{const} \approx 1,0$  на конкретном материале о сильнейших землетрясениях континента Евразии и делается попытка выяснить возможные причины несоответствия реальных землетрясений этой зависимости. Как уже упоминалось, существенное значение при этом может иметь вопрос о различии параметра  $b$  в разных районах.

Попытаемся решить этот вопрос на примере обширного региона — центральной части Средиземноморского пояса.

## ОБЗОР СЕЙСМИЧНОСТИ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

### 2.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧНОСТИ РЕГИОНА

Средиземноморский геосинклинальный складчатый пояс протягивается через весь континент Евразии: от Пиренейского полуострова до Индонезийского архипелага [74]. Положение изучаемого региона в пределах Средиземноморского складчатого пояса (рис. 1) определяет его название. Центральная часть Средиземноморского пояса включает территории Кавка-

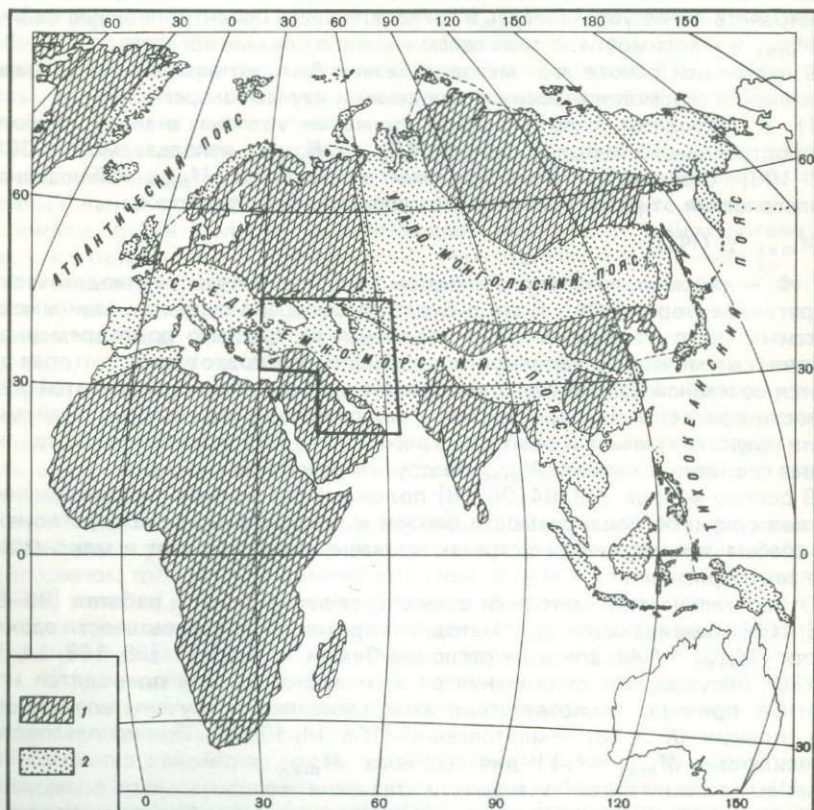


Рис. 1. Положение изучаемого района в пределах Средиземноморского пояса

Схема складчатых поясов дана по Муратову [74]: 1 — древние платформы; 2 — геосинклинальные складчатые пояса

Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений центральной части Средиземноморского пояса за 1900—1978 гг.

Классификация землетрясений по глубине, точности и магнитуде: 1—10 при  $h < 100$  км; 11—13 при  $h \geq 100$  км; 1—5 за 1900—1972 гг.; 6—1900—1963 гг.; 7—9—1964—1972 гг.; 10—1913—1972 гг.; 14 — землетрясения с  $M \geq 5,8$  после 1973 г. Цифра у кружка обозначает год события; 39 — 1939 г.



за, Туркмении, Турции и Ирана. Координаты углов рамки района следующие (по часовой стрелке):  $45^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{E}$ ;  $45^{\circ}\text{N}-66^{\circ}\text{E}$ ;  $24^{\circ}\text{N}-66^{\circ}\text{E}$ ;  $24^{\circ}\text{N}-42^{\circ}\text{E}$ ;  $32^{\circ}\text{N}-42^{\circ}\text{E}$ ;  $32^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{E}$ .

Представление об общей сейсмичности изучаемого района дают обзорные карты эпицентров землетрясений: за период 1904—1960 гг. — [131] и за 1961—1969 гг. — [250], а за 1900—1978 гг. — карта, составленная автором (рис. 2). Довольно четкая полоса эпицентров прослеживается вкострости главного Кавказского хребта, уходя в Турцию и далее к о-ву Кипр. Приахбадский район является составной частью высокосейсмичной зоны хр. Копетдаг, большая часть которой находится на территории Ирана. Особенности сейсмического режима южных районов СССР — Закавказья и Копетдага не могут быть поняты с достаточной полнотой без учета данных по зарубежной территории. Совместное рассмотрение сейсмичности Кавказа, Туркмении, Турции и Ирана — обширной территории, включающей участки с различным характером сейсмического режима, позволит уяснить также некоторые вопросы сейсмического режима, такие, как выявление действительных различий значений параметра  $b$  в пространстве и оценка максимальных возможных землетрясений в зонах с различным характером сейсмического режима.

## 2.2. ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ РЕГИОНА С НАЧАЛА XX в.

Изучение сейсмичности этой обширной территории проводилось крайне неравномерно. Первые сейсмические станции на территории России появились в начале XX в., в то время как первые сейсмические станции на территории Турции и Ирана начали функционировать значительно позже. В связи с этим история изучения сейсмичности довольно четко разделяется на два периода: первый (1900—1959 гг.), характеризующийся отсутствием региональных сетей станций (кроме территории СССР), без которых затруднено изучение региональной сейсмичности; второй (1960—1976 гг.), отмеченный бурным развитием сейсмологии вообще и, в частности, оживлением сейсмологических исследований в Турции и становлением сейсмологии в Иране.

Первый период (1900—1959 гг.) изучения сейсмичности района по инструментальным данным неразрывно связан с историей мировой сейсмологии, с развитием сети сейсмических станций Европы и мира. Первым международным сейсмологическим центром явилось Центральное сейсмологическое бюро в Страсбурге, которое с 1904 г. начало выпускать бюллетени землетрясений [164].

Важным событием, позволившим положить начало систематическому изучению мировой сейсмичности, явилась публикация с 1918 г. Международного сейсмологического бюллетеня (ISS) [186]. Рис. 3 дает представление о сейсмической сети по данным ISS в 1924 г.

Мировая сводка землетрясений [181] с классификацией землетрясений по магнитуде (шкала магнитуд была опубликована в 1935 г.) положила начало изучению различных сейсмических районов Земли. В ней содержатся также сведения по сейсмичности СССР, Турции и Ирана.

Рассмотрим более детально вопрос об изучении сейсмичности в этот период по районам.

**Кавказ, Туркмения (1900—1959 гг.).** Первые региональные сейсмические станции в России появились в 1911—1912 гг. Данные наблюдений публиковались в бюллетенях отдельных сейсмических станций — Баку, Иркутск, Макеевка, Свердловск, Ташкент, Тбилиси (Тифлис).

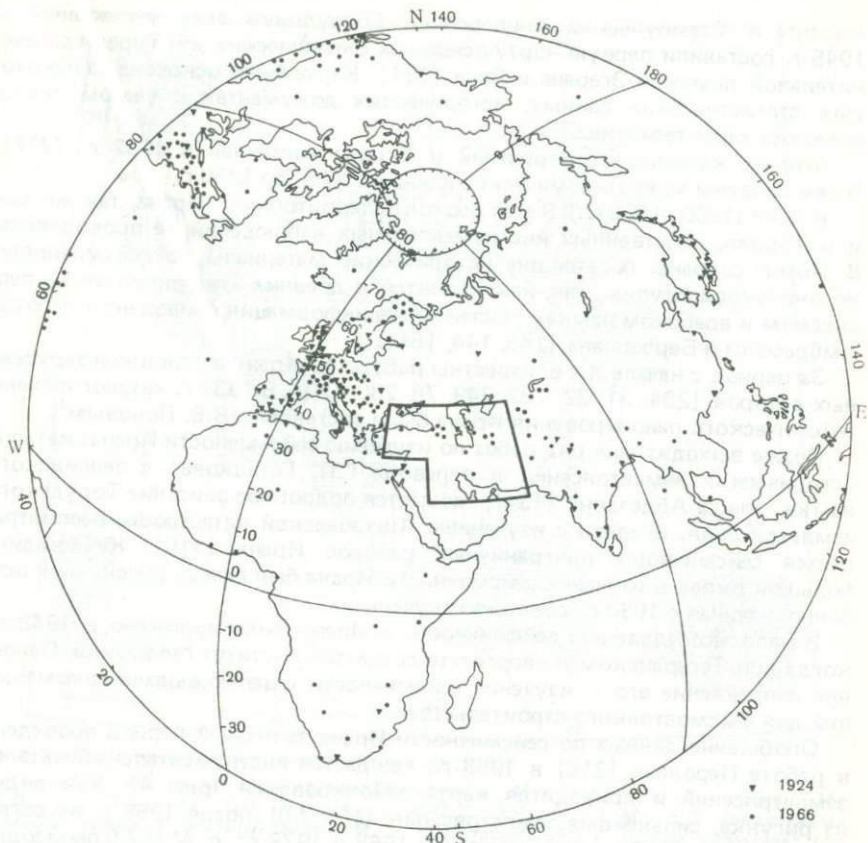


Рис. 3. Сеть сейсмических станций мира, используемая в ISS и ISC в 1924 и в 1966 г. Контуром обозначена центральная часть Средиземноморского пояса

Некоторые станции, оборудованные приборами без затухания, функционировали и раньше.

С 1928 г. началась публикация сводных бюллетеней телесеизмических станций СССР, в которых приводились также данные и о сильнейших событиях земного шара. Таким образом, в СССР уже в этот период появилась база для более детального изучения сейсмичности, что привело к обобщению накопленного материала и составлению в 1936 г. первой схемы сейсмического районирования территории СССР [41]. Впервые для практических целей антисейсмического строительства сейсмическое районирование было выполнено в Сейсмологическом институте АН СССР в 1937 г. Вторая карта сейсмического районирования была утверждена в 1951 г. Уточненная карта сейсмического районирования 1957 г. [67] составлена на основании имевшихся к тому времени сейсмологических, сейсмогеологических и инженерно-сейсмологических данных.

Турция (1900–1959 гг.). Начало систематического изучения сейсмичности в Турции вызвано сильнейшим землетрясением 1939 г. в Ерзинкане ( $M = 8$ ). В 1940 г. были основаны Геологический департамент МТА (Meden Teknik, Ankara), в настоящее время Mineral Research and Exploration

Institute и Стамбульский университет. Сотрудники этих учреждений в 1945 г. составили первую карту основных сейсмических зон Турции с пояснительной запиской Эгерена и Лана [171]. Карта была основана на некоторых статистических данных, исторических документах с учетом тектонических характеристик.

Первый каталог землетрясений в Турции составлен в 1952 г. [217]. В нем собраны макросейсмические данные с XI в. до 1950 г.

И р а н (1900—1959 гг.). В этот период на территории Ирана, так же как и в Турции, собственных инструментальных наблюдений не проводилось. В Иране собраны богатейшие исторические материалы по сейсмичности, но они малодоступны, так как хранятся в древних манускриптах на персидском и арабском языках. Частично эта информация приведена в работах Амбрасейса и Бербаериана [143, 144, 161].

За период с начала XX в. известны работы по Ирану в основном зарубежных авторов [204, 31, 32, 132, 249, 76, 230, 123]. В 1937 г. каталог и схема сейсмического районирования Ирана были составлены В.В. Поповым<sup>1</sup>.

Позже выходит еще ряд работ по изучению сейсмичности Ирана: каталог исторических землетрясений в переводе Г.П. Горшкова<sup>2</sup> с персидского языка; книга Абдальяна [134], где дается подробное описание Турудского землетрясения. В связи с изучением Ашхабадской катастрофы рассматривается сейсмичность приграничных районов Ирана [110]. Как видим, большой вклад в изучение сейсмичности Ирана был сделан русскими и особенно, начиная с 1930 г., советскими учеными.

Начало исследованию сейсмичности в Иране было положено в 1948 г., когда при Тегеранском университете создается институт геофизики. Основное направление его — изучение сейсмичности с целью выдачи рекомендаций для сейсмостойкого строительства.

Обобщение данных по сейсмичности Ирана за первый период проведено в работе Пероначи [216] в 1958 г., где дается инструментальный каталог землетрясений и приводится карта районирования (рис. 4). Как видно из рисунка, сильнейшие землетрясения ( $M > 7,0$ ) после 1958 г. не согласуются с картой. Так, землетрясения 1968 и 1978 гг. с  $M \approx 7,5$  произошли в районах, где согласно карте возможны землетрясения с  $M = 5,3 \div 6,9$ ; землетрясение 1962 г. с  $M = 7,2$  произошло в асейсмичном районе.

**Второй период (1960—1976 гг.)** характеризуются бурным развитием сейсмологии вообще. Появляется ряд фундаментальных работ, мировых сводок сильных землетрясений и региональных каталогов [3, 224, 170, 34, 173, 193].

Интерпретации сейсмичности региона в целом посвящено всего несколько работ советских и зарубежных исследователей [122, 52, 210]. Необходимо отметить ряд работ [54, 55, 120—122, 109, 139, 141, 146—154], касающихся общих вопросов сейсмичности и описания сильнейших землетрясений изучаемой территории. В работах [122, 208, 210, 219] приведены карты сейсмичности, освещающие степень изученности региона в целом и отдельных его частей за разные годы. На карте эпицентров землетрясений за период 1913—1954 гг., составленной Соловьевой [122] по данным работ [159, 244, 186], не дана классификация по магнитудам, тем не менее карта представляет интерес с точки зрения фактического распределения сейсмических событий за этот малоизученный период в разных частях ис-

<sup>1</sup> Попов В.В. К вопросу о сейсмичности Малой Азии, Ирана и Афганистана. — Фонды ИФЗ АН СССР. М., 1937.

<sup>2</sup> Горшков Г.П. Землетрясения Ирана. Туркменский филиал АН СССР. Геологический институт. — Бюро антисейсмического строительства (фонды). Ашхабад, 1943.

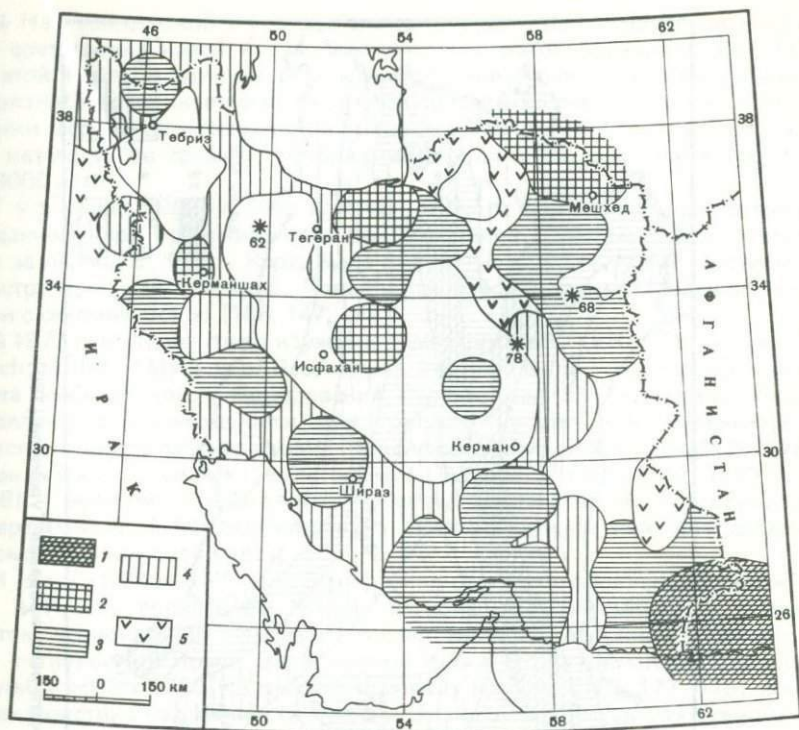


Рис. 4. Карта сейсмической опасности Ирана по [216]

1 — возможность возникновения землетрясений с  $M = 7,8 \div 8,5$ ; 2 — то же с  $M = 7,0 \div 7,7$ ; 3 — с  $M = 6,0 \div 6,9$ ; 4 — с  $M = 5,3 \div 5,9$ ; 5 — с  $M < 5,3$ . Звездочками отмечены сильные землетрясения ( $M > 7,0$ ) после 1958 г. Цифра указывает год события: 78 — 1978 г.

следуемого региона. В работе Соловьевой дается схема сейсмического районирования стран Ближнего и Среднего Востока, которая, как показали последующие сильные землетрясения, также не свободна от ошибок типа "пропуск цели".

В работе Новрузи [210] заново переопределены гипоцентры землетрясений с 1950 по 1965 г. и дана сеймотектоническая характеристика района Ирана, Турции, Кавказа, Гиндукуша.

Отметим успехи развития сейсмологии по районам.

Кавказ, Туркмения (1960—1976 гг.). Результаты систематического изучения сейсмичности в СССР нашли отражение в карте сейсмического районирования [111]. В этот период на территории Кавказа и Туркмении улучшается качество и детальность регистрации землетрясений за счет роста региональных сетей и чувствительности аппаратуры. Представительными для района являются землетрясения с  $M \approx 3,5$  ( $K = 10 \div 11$ ) [46, 112, 133]. Благодаря высокому уровню изученности, густой сети сейсмических станций этот район становится полигоном для проверки научных идей, апробации новых методов. И в настоящем исследовании сейсмологические данные по этому району явились эталоном при корреляции магнитуд землетрясений и оценке точности координат гипоцентров.

Новым шагом в обобщении материала является каталог под редак-

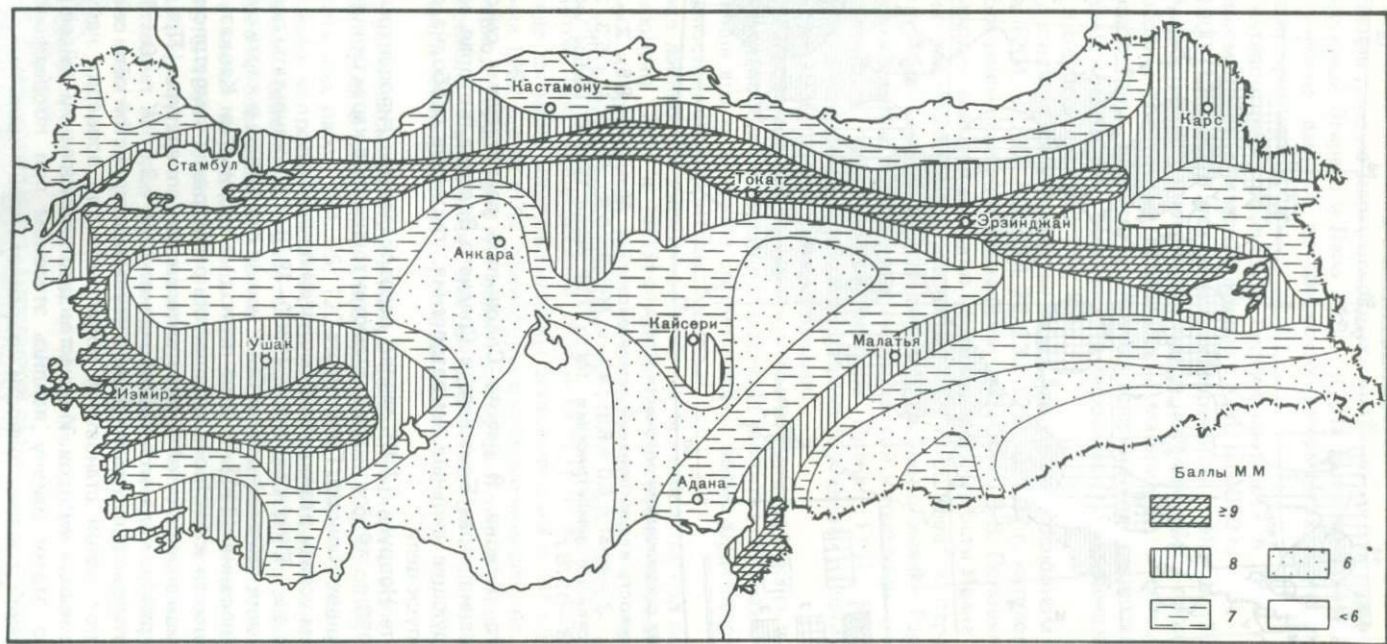


Рис. 5. Карта сейсмического районирования Турции по [169]

цией Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалина [81], данные которого учитывались при составлении новой карты сейсмического районирования СССР [112]. На этой карте, в отличие от предшествующих, показаны зоны наиболее вероятного возникновения очагов разрушительных землетрясений, сделаны оценки вероятности сотрясений и предложено деление зон балльности на три категории по средней повторяемости сотрясений: один раз в 100, 1000 и 10000 лет.

**Т у р ц и я** (1960—1976 гг.). Начало второго периода в Турции отмечено созданием карты сейсмического районирования с учетом данных, собранных за период с 1945 г. Карта была составлена в 1963 г. Министерством реконструкций и переселений. Появляются работы по сопоставлению тектоники с сейсмичностью [196, 147, 142].

В 1972 г. в Институте по изучению землетрясений — ERI (Earthquake Research Institut of Ministry of Reconstruct. and Res.) была составлена новая карта сейсмического районирования Турции (рис. 5). Территория Турции разделена по интенсивности землетрясений на пять зон. Интенсивность дается по шкале балльности ММ (Модифицированной Меркалли). В 1975 г. издан каталог сильных землетрясений Турции за период 1913—1970 гг. [136] с новыми определениями магнитуд землетрясений. Геологическим департаментом МТА запланировано начало исследований для создания сейсмотектонической карты.

**И р а н** (1960—1976 гг.). Этот период отмечен становлением сейсмологии в Иране: появлением первых региональных сейсмических станций, ростом национальных кадров. Начинают выходить сборники о сейсмической активности в Иране, выпускаемые Институтом геофизики Тегеранского университета [220]. В работах иранских авторов [205, 177—179] дается характеристика сейсмичности Ирана и делаются первые попытки сейсмического районирования. В книге Кударзи [59] приведены данные об исторических землетрясениях Ирана и сводка землетрясений за период 1905—1970 гг. Магнитуды землетрясений в этой работе не унифицированы и не переопределялись. В работе [161] составлены карты инструментальных и макросейсмических эпицентров землетрясений, дающие представление об общей сейсмотектонической обстановке Ирана за период 1900—1976 гг. Классификация по магнитуде на этих картах дана с интервалом  $\Delta M = 1$ .

Большое внимание уделено вопросам переопределения и уточнения координат гипоцентров землетрясений за различные периоды, оценке их достоверности и выявлению в связи с этим особенностей сейсмичности разных сейсмоактивных районов Ирана [145, 231, 162, 149].

На карте сейсмической опасности Ирана [206] (рис. 6) приведены изолинии интенсивности по шкале ММ с указанием повторяемости определенной интенсивности от 20 до 2500 лет. По данным этой карты в районе землетрясения 1978 г. сотрясения в 8—9 баллов (ММ) могут повторяться 1 раз в 500 и 2500 лет соответственно.

Подводя итоги изучения сейсмичности центральной части Средиземноморского пояса в 20-м столетии, отмечаем, что для Кавказа, Туркмении, Турции уже существуют каталоги сильных землетрясений за весь период, отвечающие современным требованиям, с определениями координат гипоцентров и магнитуд [136а, 81]; для Ирана такого каталога пока нет.

На базе данных о сейсмичности в последнее десятилетие пересмотрены имеющиеся и созданы новые карты сейсмической опасности и сейсмического районирования территории СССР (Кавказа и Туркмении) [112], Турции и Ирана (см. рис. 5 и 6). Карты построены по разной методике, в разной шкале интенсивности, поэтому в приграничных районах сходи-

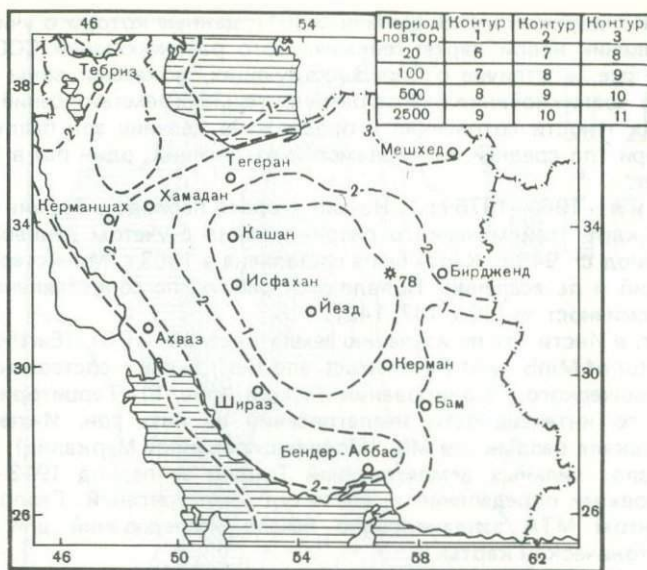


Рис. 6. Карта контуров интенсивности землетрясений Ирана по [206]  
Звездочкой отмечено землетрясение 1978 г. с  $M = 7,5$

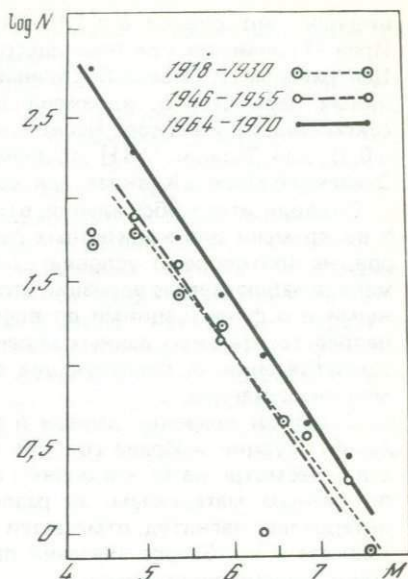
мость контуров плохая. Это обстоятельство лишний раз говорит о необходимости более внимательного изучения сейсмичности региона в целом и оценок параметров сейсмического режима сейсмоактивных районов Кавказа, Туркмении, Турции и Ирана, на которых базируется сейсмическое районирование этих территорий.

### 2.3. СВЕДЕНИЯ О РЕГИОНАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ СРЕДНИХ ЗНАЧЕНИЙ ПАРАМЕТРА $b$ И ИХ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ВО ВРЕМЕНИ ДЛЯ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

По данным о параметрах сейсмического режима Кавказа, Туркмении, Турции и Ирана, полученным из работ различных авторов, попытаемся осветить два вопроса: об изменении долговременных средних параметров сейсмического режима в пространстве и об относительной стабильности этих параметров во времени для конкретного района. Для параметра  $A$  в различных регионах Земли оба эти вопроса многократно обсуждались [92, 36, 124, 188 и др.], поэтому основное внимание будет уделено параметру  $b$ .

В работе [193] получены сравнительно высокие значения параметра  $b$  для Большого и Северного Кавказа:  $b = 1,17 \pm 0,23$  (период наблюдений 1901–1955 гг., интервал магнитуд 4,9–6,2,  $N = 151$ ). Повышенные значения параметра  $b$  для Кавказа в целом и его сейсмоактивных участков подтверждены другими авторами (в пределах указанных выше доверительных интервалов). По данным Ананьина [111], для Северного Кавказа  $\gamma = 0,60$  (в пересчете по (5)  $b = 1,08$ ). Чуть ниже, но удивительно постоянные значения  $\gamma = 0,5$  ( $b = 0,9$ ) получены для Кавказа в целом, а также Грузии и Джавахетского нагорья за различные периоды наблюдения в

Рис. 7. Магнитудно-частотная связь для землетрясений Турции в различные интервалы времени [1366]



работах [46, 112]. Авторы склоняются к мысли, что параметр  $\gamma$  (или  $b$ ) является универсальным параметром сейсмического режима. Вопрос о флюктуациях параметров сейсмического режима во времени для конкретного района обсуждается также в работе [89]. Наклон графика повторяемости землетрясений Кавказа за 1900–1970 гг. и десятилетие (1931–1940 гг.) практически постоянен ( $\gamma = 0,54$ ,  $b = 0,98$ ), хотя это десятилетие отмечено несколько повышенной сейсмической активностью.

В работе [193] получены значения  $b$  для разных участков Турции:  $b = 0,49 \pm 0,09$  ( $N = 86$ ,  $M = 4,9 \div 7,3$ );  $b = 0,80 \pm 0,27$  ( $N = 58$ ,  $M = 4,9 \div 6,6$ ).

В целом для Турции значения  $b$  понижены. Подобные оценки, полученные в результате анализа нового каталога [136а] Турции ( $35,5^\circ \text{N} - 42,5^\circ \text{N}$ ;  $25,5^\circ \text{E} - 45,0^\circ \text{E}$ ), приводятся в работе [1366]. Здесь на примере графиков повторяемости землетрясений за различные периоды (рис. 7) обсуждается вопрос о флюктуациях параметров  $A$  и  $b$  во времени и приводятся значения  $b$ .

Годы	$b$
1918–1930	0,68
1946–1955	0,73
1964–1970	0,78

Некоторое увеличение параметра авторы объясняют развитием сети сейсмических станций и возможными флюктуациями сейсмичности Турции. Второе предположение вызывает сомнение, так как в целом для Турции, как отмечают авторы, представительны землетрясения с  $M \approx 5,5$ , а наклон за ранние периоды (как видно из рис. 7) уменьшается за счет учета точек с  $M \approx 4 \frac{3}{4} \div 5 \frac{1}{4}$ . Так что первое объяснение более вероятно.

Пониженные значения  $b$  для Турции (0,4–1,0) подтверждаются картой параметра  $b$  в работе [246].

Для Туркмении в целом и Ашхабадского района значения углового коэффициента несколько понижены:  $b = 0,81$ ;  $\gamma = 0,45$ . Данные приведены из работы [111] за период 1951–1962 гг. по интервалу  $K = 8 \div 13$ .

Региональное распределение параметра  $b$  в пределах изучаемого полигона в основном подтверждается картой параметра  $b$  из работы [190]: для Кавказа  $b$  варьирует в пределах 0,9–1,3; для Турции – 0,5–0,9; для Туркмении – 0,7–1,0. Отмечены высокие значения  $b$  (0,9–1,3) для хр. Загрос в Иране и пониженные (0,5–0,8) в Центральном и Северо-Восточном Иране.

Как уже упоминалось, при оценке параметра  $b$  возникает вопрос о четком выделении однородных сейсмоактивных районов. Объединение участков с различным характером сейсмического режима в единый сейсмоактивный район является причиной неверных оценок  $b$ . Становится оче-

видным, что оценка  $b = 1,18$  [188], полученная для обширного района Иран—Туркмения, включающего участки с пониженными (Туркмения, Центральный и Северо-Восточный Иран) и высокими (хр. Загрос) значениями параметра  $b$ , искажена за счет осреднения разных по характеру сейсмичности участков. Несколько завышенная оценка параметра  $b$  ( $0,9 \pm \pm 0,1$ ) для Турции [181] объясняется включением в этот район участков Эгейского моря и Кавказа, для которых значения  $b$  повышены.

Подводя итоги обсуждения, отметим, что факты устойчивости параметра  $b$  во времени для конкретных районов, взятые из работ различных авторов, не противоречат условию стабильности сейсмического режима во времени, а наблюдаемые вариации этого параметра объясняются не действительными его флюктуациями во времени, а причинами другого рода: учетом непредставительных данных за ранние сроки и более полным учетом слабых землетрясений за последующие сроки, связанным с развитием сети сейсмических станций.

С другой стороны, данные о параметре  $b$  для районов Кавказа, Туркмении, Турции и Ирана говорят о возможном его изменении в пространстве. Несмотря на то что оценки параметра  $b$  различных авторов получены по разным материалам, за различные периоды наблюдений, по разным интервалам магнитуд, отмечается согласованность в основном: для районов Кавказа и хр. Загрос значения параметров  $b$  наиболее высокие, для Турции и Туркмении понижены.

Таким образом необходимо на унифицированном, однородном материале определить параметры  $A$  и  $b$  сейсмоактивных зон Кавказа, Туркмении, Турции и Ирана и оценить значимость их различий. Возможно, что различия в максимальных землетрясениях, отмеченных за XX в., в некоторых из этих районов (Кавказ  $M_{\max} = 6,9$ , Турция  $M_{\max} = 8,0$ ) также не случайны.

В результате обсуждения вопросов о параметрах сейсмического режима и сейсмичности центральной части Средиземноморского пояса (см. гл. 1, 2) определяются основные задачи, которые рассматриваются в настоящей работе.

1. Принципиальное значение при оценке параметров сейсмического режима имеют два вопроса: 1) о действительном различии долговременных средних значений параметра  $b$  в разных районах и 2) об эффективности использования зависимости  $M_{\max} = f(A)$  при  $b = \text{const} \approx 1,0$  для оценок максимальных возможных землетрясений.

1. Как показал анализ имеющихся данных, параметр  $b$  в пространстве изменяется. Наша задача сводится к оценке значимости этих различий для некоторых участков. Необходимыми условиями решения этой задачи являются следующие: материал должен быть унифицированным, представительным, собран за сравнительно длительные и единые отрезки времени для разной силы землетрясений; параметр  $b$  должен рассчитываться для достаточно широкого и сопоставимого диапазона магнитуд по единому методу для конкретных зон, достаточно однородных как по геолого-тектоническим признакам, так и по характеристикам сейсмичности.

2. В работе сделана попытка оценить роль и возможность сейсмологических данных в решении общей проблемы  $M_{\max}$ . Рассматривается существо зависимости  $M_{\max} = f(A)$  при  $b = \text{const}$ , которая является составной частью метода, применяемого в СССР для оценки  $M_{\max}$ . Вопрос об эффективности использования зависимости  $M_{\max} = f(A)$  при  $b = \text{const}$  возникает из-за несоответствия реальных землетрясений этой зависимости. В результате анализа сейсмологических данных выявляются возможные причины этих

несоответствий и на основе получения значимых различий параметра  $b$  ставится задача расчета варианта зависимости  $M_{\max} = f(A, b)$ .

II. Как уже отмечалось, при сопоставлении карт сейсмической опасности зарубежных территорий Турции и Ирана, приведенных выше, и карты сейсмического районирования Кавказа и Туркмении отмечается плохая сходимость контуров сейсмической опасности в приграничных районах, так как карты составлены разными методами, в разных шкалах балльности. Это обстоятельство говорит о необходимости более внимательного изучения сейсмичности данного региона для создания согласованной карты сейсмической опасности пограничных территорий Кавказа, Туркмении, Турции и Ирана. Получение долговременных средних параметров сейсмического режима сейсмоактивных зон Кавказа, Туркмении, Турции и Ирана в результате изучения сейсмичности по унифицированным материалам и единой методике обработки даст возможность использовать их для оценки сейсмической опасности этих территорий с единых позиций.

Вопросам характеристики исходных данных и их унификации, имеющим первостепенное значение при решении рассматриваемых задач, посвящена гл. 3.

### Глава 3

## ХАРАКТЕРИСТИКА И УНИФИКАЦИЯ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ О СЕЙСМИЧНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

### 3.1. ОСНОВНЫЕ ИСТОЧНИКИ.

#### КАРТА ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗА 1900–1978 гг.

**Основные источники.** Основными источниками, представляющими сейсмичность района на единых магнитудных уровнях, являются: мировые сводки сильных землетрясений ( $M \geq 6\frac{1}{2}$ ) за различные периоды времени с начала века [181, 170, 224, 34] и бюллетени USCGS [226] и ISC [165] за последние 10–15 лет, содержащие данные о менее сильных землетрясениях ( $m \geq 4\frac{1}{2}$ ). В бюллетенях ISS [186] за период 1918–1963 гг. данные о магнитудах землетрясений не приводятся. Как упоминалось выше, для Кавказа, Туркмении и Турции уже существуют каталоги сильных землетрясений за XX в., отвечающие современным требованиям, с определениями координат гипоцентров и магнитуд [193, 136а, 81]. Для Ирана такого сводного каталога нет. Магнитуды иранских землетрясений не переопределялись и не унифицированы. Автором настоящей работы по архивным материалам (бюллетеням сейсмических станций России и СССР и зарубежных сейсмических станций) впервые определены магнитуды ряда сильных землетрясений, в основном для интервала  $M = 5,7\text{--}6,0$  за ранний период (до 1961 г.) для Ирана. Составлен сводный каталог сильных землетрясений для всего региона за 1900–1979 гг. (см. прил.).

В основу изучения сейсмичности центральной части Средиземноморского пояса положены данные этого каталога за 1900–1972 гг. с  $M \geq 5,8$  и данные бюллетеней ISC [165] о менее сильных землетрясениях за 1964–1972 гг. Сильные землетрясения за 1973–1978 гг., приведенные в каталоге, использованы для контроля расчетов, построений и выводов.

Карта эпицентров землетрясений центральной части Средиземноморского пояса (см. рис. 2), составленная автором, дает общее представление о сейсмичности региона за весь период 1900–1978 гг. В целях наглядности

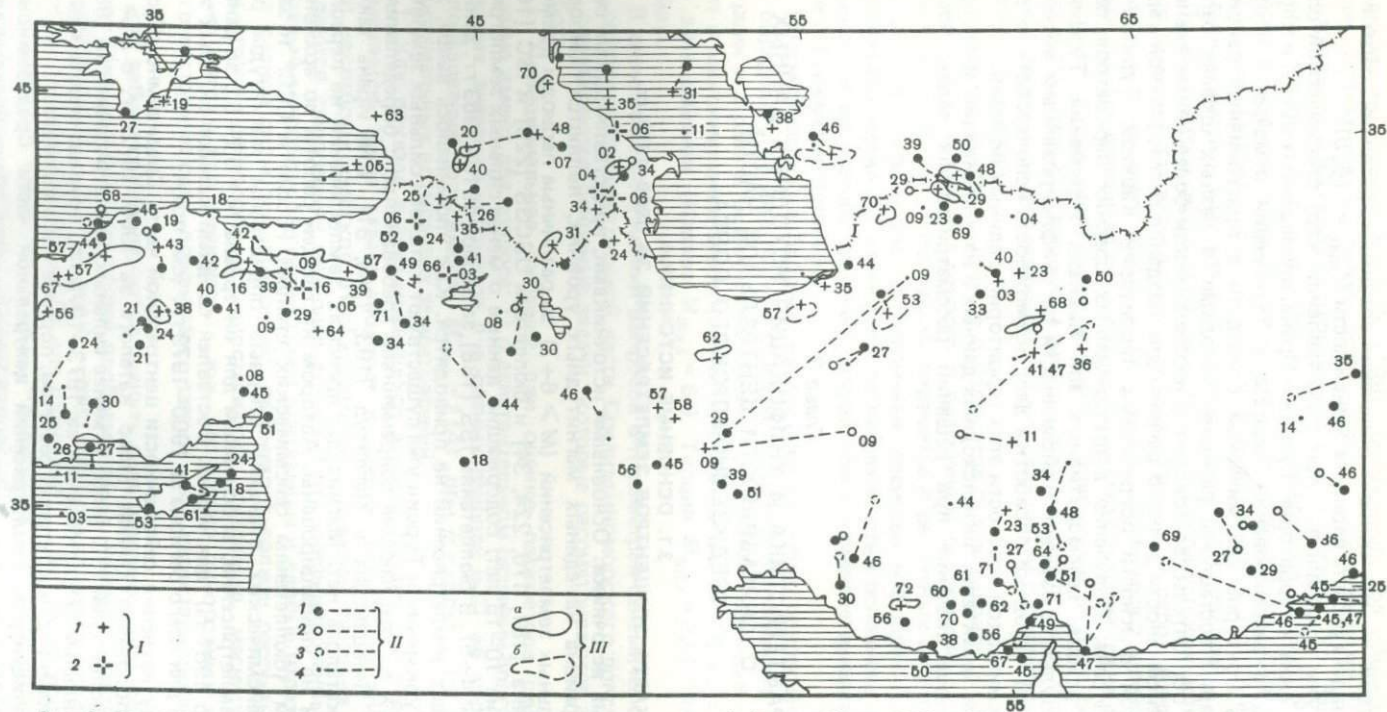


Рис. 8. Сопоставление координат эпицентров сильных землетрясений ( $M \geq 5,7$ ) за 1900–1972 гг. по макросейсмическим и инструментальным данным различных источников

I — макросейсмические эпицентры: 1 — уверенные, 2 — неуверенные; II — инструментальные эпицентры по данным: 1 — [186] и [165], 2 — [181]; 3 — [113], 4 — прочие. Цифры при эпицентрах указывают год землетрясения; III — границы областей максимальных разрушений, уверенные (a) и неуверенные (б)

на этой карте в местах группирования землетрясений оставлены только сильнейшие землетрясения, которые произошли в данном месте за этот срок. Для расчетов и построений использованы карта эпицентров землетрясений за 1900—1972 гг. и годовые карты эпицентров землетрясений за 1964—1972 гг.

Землетрясения на карте эпицентров (см. рис. 2) классифицируются по магнитудам, точности и глубинам. Сильные землетрясения с  $M \geq 5,8$  приведены в соответствии с каталогом (см. прил.) в магнитудах  $M_{LH}$ , менее сильные ( $M = 5,7 \div 4,3$ ) только за 1964—1972 гг. в магнитудах  $m_{PV}$  по данным бюллетеней ISC.

Особым знаком на карте показаны землетрясения с  $M \leq 5,6$  за период 1913—1963 гг. по данным работ [159, 244, 181, 186] и землетрясения с  $M = 4 \div 4,2$  за 1964—1972 гг., для которых в основном не проводилось оценок магнитуд, глубин, классификации по точности определений координат. Эти землетрясения указывают районы умеренной сейсмичности ( $M \leq 5,6$ ), которые не проявили себя по сильным землетрясениям за период 1900—1978 гг. Данные о землетрясениях с  $M = 5,7$  с начала века (см. прил.) на карте показаны также только в районах умеренной сейсмичности. Полно они представлены на рис. 8.

Вопросы точности определения координат гипоцентров, представительности материала и унификации магнитуд рассмотрены в разд. 3.2—3.4.

Общий характер распределения сейсмичности центральной части Средиземноморского пояса уже рассматривался. Классификация землетрясений по магнитудам позволяет дать общую энергетическую характеристику сейсмичности региона и оценить характер сейсмичности отдельных его регионов.

В центральной части Средиземноморского пояса выделяется около 4% сейсмической энергии Земли. Здесь отмечены сильнейшие землетрясения: 1939 г. в Турции и 1945 г. на территории Пакистана с  $M = 8$  и  $M = 8\frac{1}{4}$  соответственно. Эти землетрясения, имеющие близкие значения магнитуд, произошли в районах с разным уровнем сейсмической активности, как это видно из рис. 2.

Максимальными землетрясениями для Туркмении и Кавказа, отмеченными за 1900—1972 гг., являются Ашхабадское землетрясение 1948 г. с  $M = 7,3$  и Шемахинское землетрясение 1902 г. с  $M = 6,9$ , для Ирана — землетрясение 1968 г. ( $34^\circ N - 58,8^\circ E$ ) с  $M = 7,5$  в Восточном Иране.

На картах эпицентров землетрясений изучаемого региона нетрудно заметить, что некоторые группы эпицентров различаются не только по количеству землетрясений, но и по соотношению землетрясений разных магнитуд, а также по отмеченному в них максимальному землетрясению. Так, в Северо-Восточной Анатолии (Турция) много сильных землетрясений ( $M \geq 6,8$ ) и сравнительно мало менее сильных ( $5 \leq M \leq 6,7$ ); отмеченное максимальное землетрясение имеет  $M = 8,0$ . В хр. Загрос (Иран) сильных землетрясений ( $M \geq 6,8$ ) значительно меньше и много умеренных ( $M \geq 5$ ); отмечено максимальное землетрясение с  $M = 7,4$ . Количественно это соотношение оценивается параметром  $b$  графика повторяемости землетрясений.

Итак, в результате рассмотрения карты эпицентров землетрясений можно отметить, что в соседних сейсмоактивных районах произошли существенно разные максимальные землетрясения, а районы, в которых отмечены сильнейшие землетрясения ( $M = 8 \div 8\frac{1}{4}$ ), не идентичны по уровню сейсмической активности; на карте эпицентров выделяются участки с существенно разным характером сейсмичности, который, возможно, найдет отражение в количественных оценках параметров сейсмического режима (не только  $A$ , но и  $b$  и  $M_{\max}$ ).

Для количественных оценок параметров сейсмического режима и выделения сейсмоактивных зон вопросы точности определения координат гипоцентров и представительности данных о землетрясениях являются основными при характеристике исходного материала.

### 3.2. ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Точность определения координат эпицентров землетрясений в разные периоды повышалась по мере развития сети сейсмических станций, поэтому исходный материал о разной силы землетрясениях за 1900—1972 гг. проанализируем по периодам, которые определяются основными этапами развития сети: 1900—1936 гг., 1937—1963 гг., 1964—1972 гг. Ввиду ограниченности материала оценки, сделанные по выборочным данным для определенного периода, условно будем относить к периоду в целом.

Для ориентировочной оценки точности, с которой определялись координаты эпицентров сильных землетрясений в разные периоды, используем разницу в координатах, полученную при сопоставлении инструментальных определений с макросейсмическими.

1900—1936 гг. С начала века вообще трудно говорить о точности в современном ее понимании, не имея подтверждения с места события. Ярким примером точности, которая имела место при изучении сейсмичности в ранний период, является землетрясение 1909 г. в Иране ( $M = 7,4$ ).

Об этом землетрясении впервые сообщает Б.Б. Голицын [31]. По данным о моментах вступления первой фазы на сейсмических станциях "Пулково", "Тифлис", "Иркутск" он дает координаты  $36^{\circ} \text{N} - 56^{\circ} \text{E}$  (см. рис. 8). Чуть позже им были получены запоздалые сведения из Тегерана, из которых следует, что землетрясение произошло в окрестностях Бурудширда (Боруджерд), географические координаты которого  $33,9^{\circ} \text{N} - 48,8^{\circ} \text{E}$  [32]. Разница в координатах больше  $7^{\circ}$ . Координаты этого землетрясения по мировым каталогам [181, 170] приведены в табл. 1. Все имеющиеся данные проанализированы вновь и уточнены полевыми исследованиями спустя более 60 лет после события [238]. Окончательные координаты эпицентра этого землетрясения ( $33,5^{\circ} \text{N} - 49^{\circ} \text{E}$ ) соответствуют плейсто-сейстовой области землетрясения. Итак, если за ранние годы нет привязки по макросейсмическим данным, нельзя уверенно говорить о положении эпицентра по разным причинам: из-за несовершенства приборов, неправильной идентификации первой фазы, удаленности и одностороннего расположения сейсмических станций мировой сети относительно изучаемого региона.

С целью оценки точности определения координат эпицентров землетрясений за период 1900—1936 гг. собрано всего 12 землетрясений с  $M \geq 5,7$ , для которых найден макросейсмический материал. Эти данные приведены в табл. 1 и на рис. 8. В табл. 1 и в первой строке для каждого землетрясения подчеркнуты макросейсмические или подтвержденные макросейсмикой инструментальные эпицентры землетрясений (графы 5, 6), в графе 7 — значения, соответствующие максимальной разности координат землетрясений  $d^{\circ}$  различных источников относительно подчеркнутых в графах 5, 6. Эти значения показывают, что за период 1900—1936 гг. средняя ошибка определения координат эпицентров землетрясений порядка  $1,5^{\circ}$ .

Из-за отсутствия уверенных макросейсмических данных остается сомнение в координатах землетрясения 1916 г. ( $M = 7,1$ ) в Северо-Восточной Анатолии (в табл. 1 не включено). Его координаты по различным источни-

Таблица 1

Сопоставление координат эпицентров землетрясений по макросейсмическим и инструментальным данным различных источников за период 1900–1936 гг.

№ п/п	Год	Месяц	Число	Координаты		$d^\circ$	Источники
				$\varphi^\circ$ N	$\lambda^\circ$ E		
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1909	I	23	33,5	49	—	[239]
				36	56	7,0*	[31]
				33,9	48,8	0,4	[32]
				33	53	4,0	[181]
2	1911	IV	18	33	50	1,0	[170]
				31,2	56,9	—	[161]
				32	56	0,9	[181]
3	1919	XII	25	44,6	34,9	—	[81]
				45,5	36	1,1	[186]
				44,5	35,0	0,1	Л**
4	1920	II	20	42	44,1	—	[81]
				42	46	1,9	[186]
5	1923	IX	22	29,8	56,2	—	[161]
				29,5	56	0,3	[181]
6	1925	I	9	41,2	42,8	—	[81]
				41	44	1,2	[186]
				41,0	43,0	0,2	[3]
7	1926	X	22	40,7	43,7	—	[81]
				40,5	45	1,3	[186]
				40,7	43,8	0,1	[3]
8	1929	V	1	37,8	57,8	—	[239,81]
				37,4	58	0,4	[170]
				38	56,8	1,0	[186]
9	1930	V	6	38,2	44,7	—	[239]
				38	44,5	0,2	[181]
				37	44	1,2	[186]
				38,1	44,6	0,1	[81]
10	1931	IV	27	39,2	46	—	[81]
				38,7	46,1	0,6	[186]
				39,3	46,0	0,1	[69]
11	1935	V	1	40,4	43,4	—	[69, 81]
				39,6	43,1	0,8	[186]
12	1936	VI	30	32,9	59,2	—	[141]
				33,5	60,5	1,3	[186]

\* Для вычисления средней ошибки значение не использовалось.

\*\* Левицкая А.Я. Землетрясения Крымской зоны. — Фонды ИФЗ.

кам:  $40,3^\circ \pm 0,2^\circ$  N —  $36,8^\circ \pm 0,2^\circ$  E [136a];  $39,5^\circ$  N —  $38,2^\circ$  E (бюллетень сейсмической станции (с/с) "Ташкент") и  $41^\circ$  N —  $37^\circ$  E [193]. Максимальная разность  $1,5^\circ$  в этом случае подтверждает среднюю ошибку, полученную выше.

Таким образом, за ранний период (1900–1936 гг.) точными (в пределах  $0,2^\circ$ ) можно считать только те координаты сильных землетрясений

Таблица 2

Сопоставление координат эпицентров землетрясений по макросейсмическим и инструментальным данным различных источников за период 1937–1963 гг.

№ п/п	Год	Месяц	Число	Координаты		$d^\circ$	Источники
				$\varphi^\circ$ N	$\lambda^\circ$ E		
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1938	II	14	40,5	53,5	—	[181, 81]
				40,8	53,5	0,3	[186]
2	1940	V	7	41,7	43,8	—	[3, 81]
				42,2	43,7	0,5	[186]
3	1943	XI	26	41	34	—	[147]
				40,5	34	0,5	[186]
				41,4	33,8	0,4	[193]
4	1944	II	1	41	32,4	—	[173]
				41,5	32,4	0,5	[186]
5	1946	XI	4	39,5	54,9	—	[128]
				40	54,6	0,5	[186]
				39,8	54,5	0,4	[3]
6	1948	X	5	38	58,3	—	[128, 81]
				37,9	58,6	0,3	[186]
7	1953	II	12	35,4	55,1	—	[210]
				35,8	55	0,4	[186]
8	1967	V	26	40,7	31,2	—	[173]
				40,7	30,9	0,3	[186]

( $M \geq 5,7$ ), которые подтверждены макросейсмическими данными. Точность определения координат эпицентров по инструментальным данным при отсутствии макросейсмике невелика, в среднем порядка  $1,5^\circ$ .

1937–1963 гг. В табл. 2 приведено сопоставление инструментальных координат по данным ISS с более точными макросейсмическими и в некоторых случаях инструментальными координатами, подтвержденными макросейсмическими данными, для землетрясений магнитудной группы с  $M \geq 5,7$ . Случаи, для которых максимальная разность в координатах не превосходит  $0,2^\circ$ , в расчеты не включены. По-видимому, при определении координат этих землетрясений были известны сведения по макросейсмике. Так, в ISS для землетрясения 1939 г. наряду с инструментальными данными приводятся также и макросейсмические.

По восьми землетрясениям этого периода средняя ошибка определения координат  $0,4^\circ$ .

1964–1972 гг. В 1964 г. начали выходить бюллетени Международного сейсмологического центра в Эдинбурге (ISC) [165]. Число сейсмических станций за период 1924–1966 гг. (см. рис. 3) возросло более чем в 3 раза. Рост сети сейсмических станций и увеличение чувствительности аппаратуры повысили точность определения координат эпицентров землетрясений по инструментальным данным. Сопоставление макросейсмических и инструментальных по ISC эпицентров для 23 землетрясений с  $M \geq 5,8$  центральной части Средиземноморского пояса за период 1964–1972 гг. показало, что разница в координатах не превышает  $0,2^\circ$ . Несомненно, что точность определения координат эпицентров землетрясений зависит от силы (магнитуды) толчка.

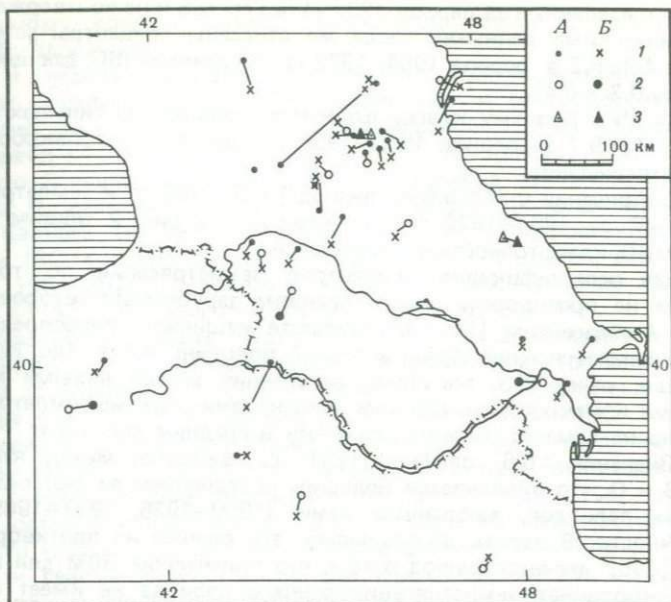


Рис. 9. Разброс в определении координат эпицентров землетрясений по данным ISC (А) и СБ (Б) за период 1964–1967 гг. на примере Кавказа  
 1 –  $M = 4,3 \div 4,7$ ; 2 –  $M = 4,8 \div 5,2$ ; 3 –  $M = 5,3 \div 5,7$

Вопрос о точности определения координат менее сильных землетрясений ( $M \leq 5,7$ ) можно решать на примере землетрясений Кавказа, для которых в этот период имеются определения координат по данным Мировой сети сейсмических станций (ISC) и сети сейсмических станций СССР, которые приведены в сейсмическом бюллетене (СБ) [113]. В этом случае за эталон условно приняты более точные определения координат по региональным сетям станций в бюллетенях СССР.

На рис. 9 приведены координаты эпицентров землетрясений Кавказа по данным ISC и СБ 1964–1967 гг. В результате анализа для различных магнитудных групп получены средние оценки точности:  $M = 5,3 \div 5,7$  (2 случая) –  $\sim 0,2^\circ$ ;  $M = 4,8 \div 5,2$  (11 случаев) –  $0,3^\circ$ ;  $M = 4,3 \div 4,7$  (20 случаев) –  $0,4^\circ$  (разброс велик:  $0-2^\circ$ ). Расхождение координат в  $\sim 2^\circ$  относится к землетрясению 1 мая 1964 г. (07 ч 49 мин 05 с,  $M \approx 4,3$ , класс точности А по данным СБ). В определении координат (ISC) участвовало всего восемь сейсмических станций мира без сейсмических станций СССР. Станции расположены в азимутах  $332-5^\circ$  и  $103-117^\circ$  на эпицентральных расстояниях  $22-74^\circ$ .

Таким образом, анализируя исходные данные за период 1900–1972 гг. (см. рис. 2), получаем довольно грубую оценку точности определения координат эпицентров землетрясений в зависимости от силы для разных периодов наблюдений:

**Класс А  $\pm 0,2^\circ$ .** К этому классу относятся координаты сильных землетрясений ( $M \geq 5,7$ ) за весь период наблюдений, если они подтверждены макросейсмическими данными, а также координаты землетрясений с  $M \geq 5,3$  за период 1964–1972 гг., определенные ISC.

**Класс В  $\pm 0,4^\circ$ .** К этому классу относятся координаты землетрясений

с  $M \geq 5,7$ , определенные за период 1937—1963 гг. ISS и не подтвержденные макросейсмическими данными. Сюда же отнесены эпицентры землетрясений с  $M = 4,3 \pm 5,2$  в период 1964—1972 гг. по данным ISC, дающие среднюю ошибку  $0,3^\circ - 0,4^\circ$ .

Класс С  $\pm 1,5^\circ$ . К этому классу относятся координаты сильных землетрясений с  $M \geq 5,7$  за период 1900—1936 гг., не имеющие макросейсмического подтверждения.

Для землетрясений с  $M \leq 5,6$  за период 1913—1963 гг. и землетрясений с  $M = 4 \pm 4,2$  за 1964—1972 гг., отмеченные на рис. 2 общим условным знаком 10, класс точности не оценивался.

Настоящая классификация эпицентров землетрясений по точности в основном не противоречит исследованиям зарубежных авторов [210, 162, 145]. Амбрасейсом [145] в результате машинного переопределения очагов 824 землетрясений Ирана в первой половине XX в. (до 1951 г.), определенных ранее ISS, получено: расстояния между новыми инструментальными и макросейсмическими эпицентрами этих же землетрясений существенно не изменились и по-прежнему в среднем достигают  $\sim 60$  км ( $\sim 0,6^\circ$ ). Значения  $\pm 0,6^\circ$  за 1900—1951 гг. находятся между классами точности В и С, что объясняется большим осреднением за счет объединения разных периодов, выбранных нами (1900—1936, 1937—1965) для оценки точности. В целом, по-видимому, эти оценки не противоречивы. В работе [145] делается вывод о том, что применение ЭВМ для переопределения координат землетрясений раннего периода не имеет смысла из-за низкого качества исходных данных.

Переопределение положения эпицентров землетрясений для всего региона за последующий период (1950—1965 гг.) в работе [210] также показало, что новые координаты существенно не отличаются от координат в ISS и ISC, для которых выше проведена оценка точности. Особо рассмотрим вопрос об оценке глубин землетрясений в изучаемом регионе.

**О глубинах очагов землетрясений.** Данные о глубинах очагов землетрясений для центральной части Средиземноморского пояса довольно неоднородны.

Для точного определения глубины очагов землетрясений необходимы наблюдения сейсмических станций, расположенных на расстояниях порядка глубины очага. Расстояние между сейсмическими станциями в изучаемом регионе, как правило, значительно превышает эту величину, и поэтому точное определение глубин очагов затруднительно. В этих случаях глубина определяется по стандартной методике в соответствии с графиком Джеффриса—Буллена. Такого рода данные о глубинах приводятся в бюллетенях ISS по крайней мере с 1922 г., затем с 1964 г. в бюллетенях ISC. Учитывая расположение и удаленность станций относительно изучаемого района, а также ограниченность контроля сейсмических станций с юга, трудно говорить об оценке точности глубин по телесейсмическим данным, приведенным в международных сводках ISS и ISC. В подобных случаях, по-видимому, возможно только грубое подразделение землетрясений по глубине: земная кора и глубже.

Для некоторых землетрясений в земной коре глубина очагов указывается точнее на основе наблюдений близко расположенных к очагу станций или обработки подробных данных о поверхностном эффекте землетрясения (макросейсмические оценки). Источниками определения глубин такого рода являются бюллетени сети сейсмических станций СССР, различные региональные бюллетени и затем частные, довольно немногочисленные определения глубин сильных землетрясений, полученные при детальном обследовании (макросейсмические глубины). Наиболее точными,

по-видимому, следует считать глубины, полученные при макросейсмических обследованиях.

Как и следовало ожидать, определения глубин по телесейсмике отличаются от определения глубин по региональным сейсмическим станциям (очевидно, из-за плохой точности определения глубин по телесейсмическим данным). Так, в детальных работах по Кавказу [12, 46] отмечается, что большая часть землетрясений региона находится на глубинах  $\sim 10$  км. По данным ISC за период 1964—1972 гг. большая часть землетрясений Кавказа находится на глубине 40 км. Сопоставление глубин по данным ISC, с одной стороны, и СБ и [50] — с другой, для Кавказа за период 1964—1972 гг. показало, что для 13 землетрясений из 21 оценки глубин по ISC завышены относительно оценок в СБ и [50].

В специальной работе Новрузи [210], используя времена пробега в ISS, USCGS и [164], переопределил гипоцентры землетрясений изучаемого региона за период 1950—1965 гг. Оценки глубин, полученные им, практически не отличаются от оценок, полученных в ISS и ISC. Тем не менее несовпадение определений глубин по телесейсмическим данным и региональным сетям (что также подтверждено для Ирана) вынуждает нас согласиться с оценкой, данной в работе Амбрасейса и др. [154]: определение глубин остается открытым вопросом, по крайней мере при изучении сейсмичности Ирана. По-видимому, переопределение глубин по данным мировой сети сейсмических станций для Ирана, так же как и переопределение координат эпицентров землетрясений раннего периода, не имеет смысла из-за отсутствия необходимых условий (достаточного количества сейсмических станций и их равномерного распределения).

Низкая точность определения глубин по телесейсмическим данным и несистематичность более точных определений для региона в целом позволили провести на карте эпицентров (см. рис. 2) самую грубую классификацию землетрясений по глубине, принятую на мировых картах эпицентров, выпускаемых Береговой геодезической службой США: нормальные  $h < 100$  км и промежуточные  $h \geq 100$  км.

Самая большая глубина в изучаемом регионе, определенная ISC для слабого землетрясения в хр. Загрос в Иране,  $h = 225$  км. Глубоких очагов ( $h > 300$  км) в изучаемом регионе не отмечено. Промежуточные землетрясения проявили себя в районе о-ва Кипр, в Каспийском море; они отмечены по границе Ирана с Пакистаном и почти на всем протяжении хр. Загрос (см. рис. 2). Заметим, что в [186а] наличие промежуточных землетрясений в хр. Загрос подвергается сомнению.

Более подробные данные о глубинах землетрясений с указанием источника приведены в "Каталоге" и на глубинных разрезах сейсмоактивных зон центральной части Средиземноморского пояса (см. рис. 22).

### 3.3. ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЗНЫЕ ПЕРИОДЫ ВРЕМЕНИ

Оценка представительности проводится для сильных землетрясений ( $M \geq 5,8$ ) за 1901—1970 гг. и для менее сильных — за 1964—1970 гг. Именно этот материал использован для последующих построений и расчетов параметров сейсмического режима.

Естественно, что представительность землетрясений меняется с увеличением числа сейсмических станций и повышением чувствительности аппаратуры. По данным "Каталога сильных землетрясений" составлена табл. 3, из которой видно, что землетрясения группы  $M_{LH} = 5,8 \div 6,2$  в районе,

Таблица 3

Распределение землетрясений центральной части Средиземноморского пояса с  $M \geq 5,8$  ( $h < 100$  км) по магнитудам и периодам времени (с учетом афтершоков)

Период	Магнитуды				
	5,8–6,2	6,3–6,7	6,8–7,2	7,3–7,7	7,8–8,3
1901–1910	(4)	3	2	1	—
1911–1920	(2)	2	2	—	—
1921–1930	22	1	4	1	—
1931–1940	16	3	2	—	1
1941–1950	24	8	3	4	1
1951–1960	12	4	4	—	—
1961–1970	12	5	4	1	—
$T_{\text{набл}}$ , год	50	70	70	70	70
$\Sigma N$	86	26	21	7	2
$\bar{N}$	1,720	0,371	0,30	0,10	0,0286
$\bar{N}_{\Sigma}$	2,590	0,7996	0,4286	0,1286	0,0286

Примечание. В скобках даны непредставительные землетрясения.  $T_{\text{набл}}$  — период наблюдения, год;  $\Sigma N$  — сумма землетрясений по магнитудным интервалам;  $\bar{N}$  — число землетрясений, нормированное к году;  $\bar{N}_{\Sigma}$  — накопленное число землетрясений, нормированное к году.

Таблица 4

Распределение землетрясений центральной части Средиземноморского пояса ( $h < 100$  км) по годам и магнитудам  $m_{PV}$  за 1964–1970 гг. по [165] (с учетом афтершоков)

$m_{PV}$	1964 г.	1965 г.	1966 г.	1967 г.	1968 г.	1969 г.	1970 г.	$\Sigma$
3,9	—	—	1	—	—	—	—	1
4,0	—	—	—	—	1	—	2	3
4,1	—	—	—	—	1	—	3	4
4,2	—	—	1	—	—	—	5	6
4,3	—	1	1	6	1	—	4	13
4,4	—	3	5	4	5	3	6	26
4,5	3	3	6	8	8	4	7	39
4,6	6	5	8	9	10	12	18	68
4,7	5	4	9	11	12	10	13	64
4,8	10	2	4	5	10	7	15	53
4,9	5	4	4	12	10	9	5	49
5,0	3	4	5	5	11	5	6	39
5,1	10	3	2	3	4	2	3	27
5,2	2	—	3	2	4	2	2	15
5,3	5	—	4	—	2	—	1	12
5,4	2	—	1	1	3	1	1	9
5,5	1	—	—	—	—	1	2	4
5,6	2	—	—	2	—	—	1	5
5,7	—	1	1	—	2	—	1	5
5,8	1	—	1	—	1	—	—	3
5,9	—	—	1	—	2	—	—	3
6,0	—	—	—	1	—	—	—	1
6,1	—	—	—	—	—	1	—	1

Рис. 10. График распределения числа землетрясений, нормированного к году ( $\bar{N}$ ), по магнитудам  $m_{PV}^{ISC}$  за 1964–1970 гг. для центральной части Средиземноморского пояса

ограниченном координатами  $45^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{E}$ ,  $45^{\circ}\text{N}-66^{\circ}\text{E}$ ,  $24^{\circ}\text{N}-66^{\circ}\text{E}$ ,  $24^{\circ}\text{N}-45^{\circ}\text{E}$ ,  $34^{\circ}\text{N}-45^{\circ}\text{E}$ ,  $34^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{E}$ , представительны только с 1921 г. Очевидно, за более ранние сроки такие землетрясения собраны не полностью. Особенно беден землетрясениями период войн 1914–1919 гг., что, возможно, объясняет пропуск даже более сильных ( $M = 6,3 \div 6,7$ ) землетрясений. Данные ISC о землетрясениях с 1964 г. представлены в табл. 4 и на рис. 10. Они позволяют оценить представительность более слабых толчков. Из рис. 10 следует, что в этот период без существенных пропусков регистрируются землетрясения с  $m_{PV} \geq 4,9$ .

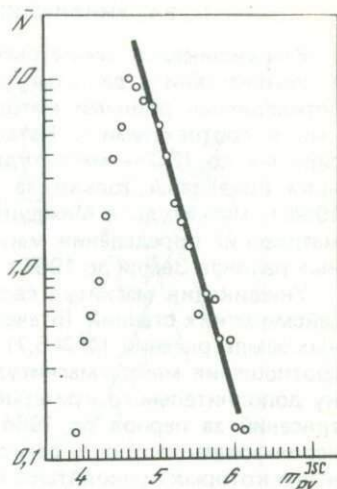
В табл. 5 представлены данные о регистрации мировой сетью землетрясений с магнитудой  $m_{PV} = 4,9$  в самом удаленном участке центральной части Средиземноморского пояса – Южном Иране за 1964–1970 гг. Большой разброс в числе сейсмических станций  $N$ , возможно, объясняется погрешностью в определении  $m_{PV}$ . В среднем землетрясение с  $m_{PV} = 4,9$  на юге Ирана регистрируется 58 сейсмическими станциями на расстоянии  $\sim 110^{\circ}$ , т. е. пропуск таких землетрясений маловероятен.

Таким образом, для изучаемого района в целом представительными являются сильные землетрясения ( $M_{LH} \geq 6,3$ ) за период с начала века, землетрясения с  $M_{LH} = 5,8 \div 6,2$  с 1921 г., а с 1964 г. землетрясения с  $m_{PV} \geq 4,9$ .

Таблица 5

Данные [165] о числе сейсмических станций  $N$  и максимальной дальности регистрации  $\Delta$  для землетрясений с  $m = 4,9$  на юге Ирана (южнее  $30^{\circ}\text{N}$ )

Год	Месяц	Число	Время, ч мин	Координаты		$\Delta^{\circ}$	$N$
				$\varphi^{\circ}\text{N}$	$\lambda^{\circ}\text{E}$		
1964	III	21	10 25	27	54	85	15
	VII	9	03 38	28,9	52,8	111	44
	X	18	21 25	27,8	54,9	118	59
1965	III	17	07 18	27,7	56,6	85	32
	VI	21	01 30	28,3	55,9	113	51
1966	IX	2	11 12	27,7	52,4	124	31
	XII	2	03 07	28,2	53,6	128	82
1967	I	29	03 53	26,5	55,3	127	91
	II	1	01 07	26,6	55,3	127	114
	III	25	22 26	28,6	60,4	84	26
1968	III	26	04 42	29,9	51,5	120	52
1969	IV	14	13 13	27,8	54,7	126	83
	XI	15	23 58	26,7	53,6	87	46
1970	IV	1	23 54	28	56,7	117	88



### 3.4. УНИФИКАЦИЯ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Классификация землетрясений по магнитудам (см. рис. 2) проведена в соответствии с данными различных источников, магнитуды в которых определялись разными методами. Для сильных землетрясений, приведенных в соответствии с Каталогом, оценены магнитуды  $M_{LH}$ , для менее сильных по ISC — магнитуды  $m_{PV}$ . Данные о менее сильных землетрясениях приведены только за 1964—1972 гг. Это объясняется тем, что до 1964 г. магнитуды в Международной сводке (ISS) не оценивались и систематическое определение магнитуд землетрясений с  $M < 6 \div 7$  для различных районов Земли до 1964 г. отсутствуют.

Унификация магнитуд сводилась к определению по данным бюллетеней сейсмических станций (отечественных и зарубежных) магнитуд  $M_{LH}$  сильных землетрясений ( $M \geq 5,7$ ) за 1923—1961 гг. (см. прил.), к установлению соотношения между магнитудами  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$  за 1964—1970 г. и поиску дополнительного критерия для массового определения магнитуд землетрясений за период до 1964 г. В качестве такого критерия предлагается использовать дальность регистрации  $\Delta$  и число сейсмических станций  $N$ , данные о которых приводятся в бюллетенях ISS и ISC.

#### 3.4.1. Новый критерий для определения магнитуд землетрясений по дальности регистрации $\Delta$ и числу сейсмических станций $N$

В работах [119, 9] предложена корреляция магнитуд землетрясений  $M_{LH}$  с максимальной дальностью регистрации  $\Delta$ , а в работах [224, 125] — с числом станций  $N$ , зарегистрировавших землетрясение. Ниже приводится более сложный критерий, учитывающий одновременно и дальность регистрации  $\Delta$ , и число сейсмических станций  $N$ , зарегистрировавших волну  $P$ . В 60-е годы было установлено несколько сейсмических станций очень высокой чувствительности. Чтобы уменьшить их влияние на определения  $\Delta$  (эти станции регистрируют волны  $P$  от слабых землетрясений на больших расстояниях), отбрасывались данные трех последних станций, как это предложено на основании дополнительного анализа в работе [9].

Преимущество предлагаемого критерия по сравнению с оценкой магнитуд только по дальности регистрации  $\Delta$  заключается в возможности более дробного деления на магнитудные группы [88]. Как видно из рис. 11, критерий  $\Delta$ ,  $N$  может оказаться чувствительным к различиям в 0,5  $M$  вместо 1,5  $M$  по критерию  $\Delta$ . Первые результаты обработки данных по корреляции как  $M_{LH}$ , так и  $m_{PV}$  с  $\Delta$  и  $N$  приведены в [16].

Корреляция магнитуд  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$  с дальностью регистрации и числом сейсмических станций изучаемого региона проведена по выборке из 38 землетрясений за 1964—1970 гг.

Данные, иллюстрирующие зависимости  $M_{LH}^{СССР}(\Delta, N)$  и  $m_{PV}^{ISC}(\Delta, N)$ , представлены на рис. 12, 13. По этим данным могут быть построены номограммы [4, 126]. Сводная номограмма для определения магнитуд как  $M_{LH}$ , так и  $m_{PV}$  по  $\Delta$  и  $N$  представлена на рис. 14.

Как следует из рис. 12 и 13, точность оценки магнитуд землетрясений по номограмме не превосходит 0,2—0,3 магнитуды. Проверка оценок  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$  землетрясений на контрольных выборках дала удовлетворительные результаты. Номограмма (рис. 14) использована для массового определения магнитуд землетрясений центральной части Средиземноморского пояса по данным о  $\Delta$  и  $N$  за период 1961—1963 гг., когда не проводилось систематических определений магнитуд землетрясений с  $M < 6$ . Магнитуды, определенные по критерию дальности регистрации и числу

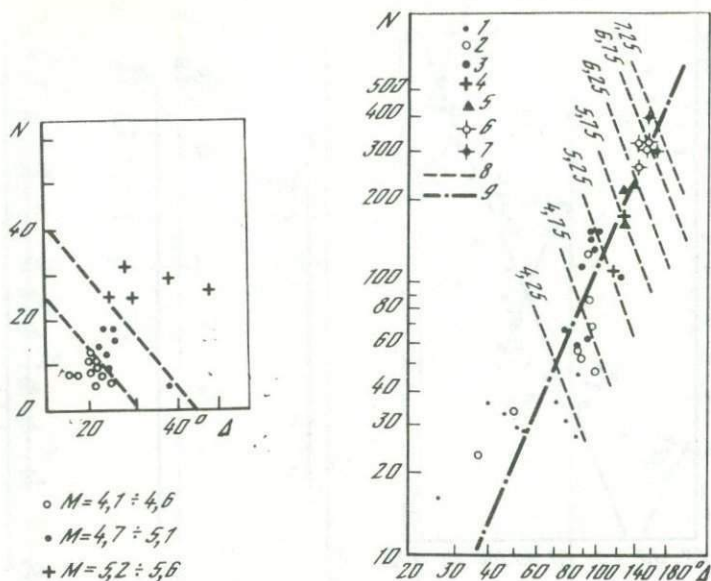


Рис. 11. Эффективность применения критерия  $\Delta, N$  по сравнению с критерием  $\Delta$  для определения магнитуд

При  $\Delta = 25 \div 30^\circ$  только по дальности регистрации  $\Delta$  магнитуда оценивается в широком интервале  $M = 4,1 \div 5,6$ . Использование  $N$  разграничивает этот интервал на три группы по  $0,5 M$  [89]

Рис. 12. Данные, иллюстрирующие зависимость  $M_{LH}^{СССР}(\Delta, N)$  за 1964–1970 гг. 1–7 — магнитудные группы  $M_{LH}$ : 1 —  $4,0 \div 4,2$ ; 2 —  $4,3 \div 4,7$ ; 3 —  $4,8 \div 5,2$ ; 4 —  $5,3 \div 5,7$ ; 5 —  $5,8 \div 6,2$ ; 6 —  $6,3 \div 6,7$ ; 7 —  $6,8 \div 7,2$ ; 8 — границы магнитудных групп; 9 — линия регрессии  $N$  по  $\Delta$

сейсмических станций, отмечены особым знаком на карте эпицентров землетрясений (см. рис. 21).

Использование нового критерия для оценок магнитуд землетрясений за более ранние периоды (до 1961 г.) требует дополнительного анализа, либо подобного проведенному в [198], либо прямого анализа по десятилетиям, как это сделано выше. В настоящей работе проводится анализ только зависимости  $M_{LH}(\Delta, N)$  (за неимением данных об  $m_{PV}$ ) по следующим десятилетиям: 1921–1930, 1931–1940, 1941–1950, 1951–1960 гг.

Заметим, что в ISS регистрируются землетрясения мира на разных магнитудных уровнях не всегда равномерно и недостаточно полно. За ранние годы это в основном землетрясения на уровне  $M_{LH} \approx 6$ , за 1940–1960 гг. иногда регистрируются землетрясения на уровне  $M_{LH} = 4,8 \div 5,0$ , но в то же время встречаются существенные пропуски землетрясений с  $M \approx 5,5$  и даже  $M \approx 6$ . Тем не менее нами сделана попытка представить эти данные в виде номограмм для грубой оценки магнитуд  $M_{LH}$  землетрясений за указанные десятилетия. Для увеличения магнитудного интервала, кроме землетрясений центральной части Средиземноморского пояса, используются сильнейшие землетрясения Евразии: 1927 г. с  $M = 8,3$  в Китае; 1950 г. с  $M = 8,7$  в Индии и др. Подробный анализ данных по десятилетиям представлен в [87]. В настоящей работе приводятся средние значения  $\Delta$  и  $N$  по магнитудным группам в разные периоды (табл. 6) и номограммы по десятилетиям (рис. 15). Всего использовано 268 событий.

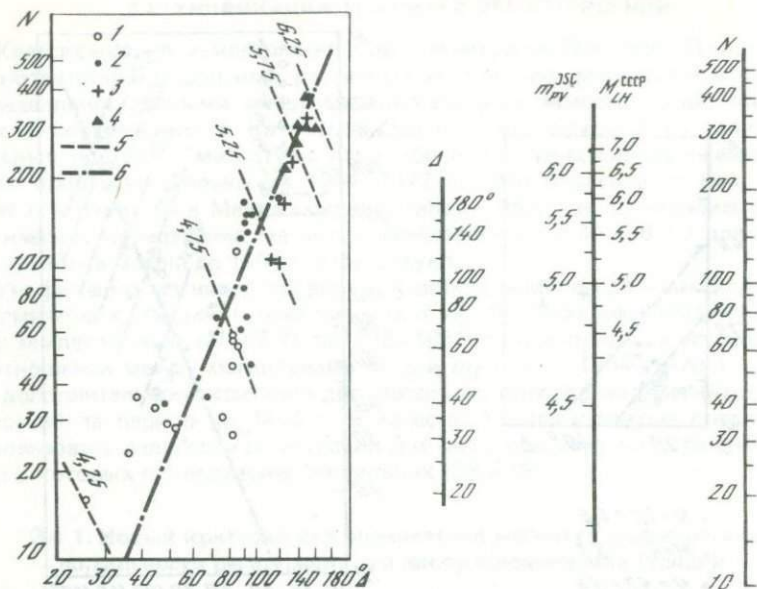


Рис. 13. Данные, иллюстрирующие зависимость  $m_{PV}^{ISC}$  ( $\Delta$ ,  $N$ ) за 1964–1970 гг. 1–4 – магнитудные группы  $m_{PV}$ : 1 –  $4,3 \div 4,7$ ; 2 –  $4,8 \div 5,2$ ; 3 –  $5,3 \div 5,7$ ; 4 –  $5,8 \div 6,2$ ; 5 – границы магнитудных групп; 6 – линия регрессии  $N$  по  $\Delta$

Рис. 14. Номограмма для определения магнитуд  $M_{LH}^{CCCP}$  и  $m_{PV}^{ISC}$  землетрясений по  $\Delta$  и  $N$  за период 1961–1970 гг.

Заметим, что при оценке средних значений  $\Delta$  и  $N$  для определенной магнитуды разброс точек большой. Причин этого разброса много: неуверенные оценки магнитуд землетрясений, возможная неполнота учета сейсмических станций в ISS, положение района относительно сети сейсмических станций, от которого также зависят параметры  $\Delta$ ,  $N$ . Использовать

Таблица 6

Средние значения  $N$  и  $\Delta$  по магнитудным группам в разные периоды времени

Магнитудная группа	1921–1930 гг.		1931–1940 гг.	
	$N$	$\Delta^\circ$	$N$	$\Delta^\circ$
4,0	—	—	5	22 (1c)
4,5	—	—	10	25
5,0	14	53 (1c) *	19	35
5,5	28	75	48	60
6,0	70	110	95	102
6,5	90	130	130	135
7,0	105	144	—	—
7,5	137	142 (1c)	—	—
8,0	—	—	160	146 (1c)
8,5	148	174 (1c)	—	—

\* (1c) — одно событие.

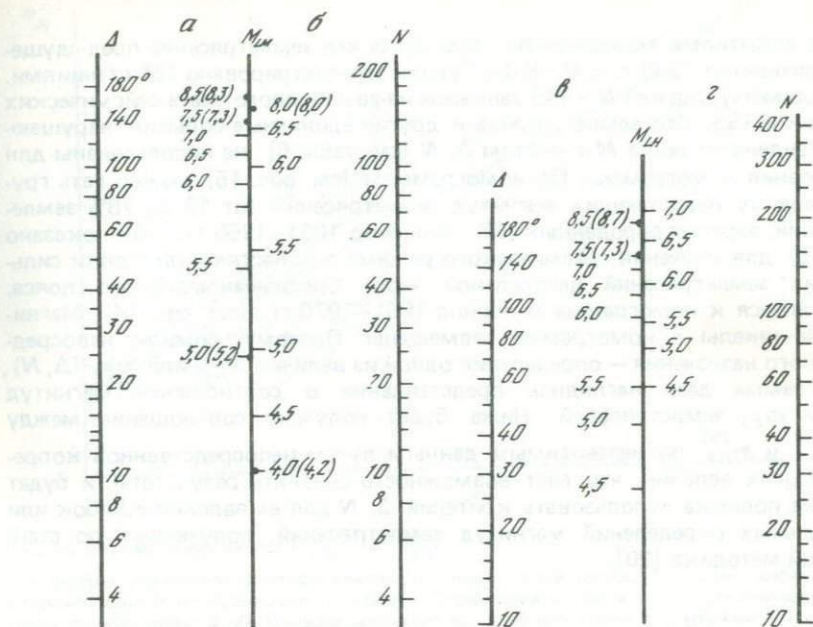


Рис. 15. Номограмма для оценки магнитуд землетрясений  $M_{LH}$  по критерию  $\Delta, N$  за периоды 1921–1930 гг. (а), 1931–1940 гг. (б), 1941–1950 гг. (в) и 1951–1960 гг. (г). Точками показаны единичные события

единичные значения для номограммы надо очень осторожно, так как они могут нарушить несомненную тенденцию увеличения  $M$  с ростом  $\Delta, N$ , на которой основаны оценки  $M$ . Так, землетрясение 1945 г. в Аравийском море с  $M = 8 \frac{1}{4}$  зарегистрировано 145 сейсмическими станциями, а Ашхабадское землетрясение 1948 г. с  $M = 7,3$  – 175 сейсмическими станциями (см. табл. 6). Резкое увеличение сейсмических станций за три года между

1941–1950 гг.		1951–1960 гг.		1961–1970 гг.	
$N$	$\Delta^\circ$	$N$	$\Delta^\circ$	$N$	$\Delta^\circ$
–	–	–	–	28	56
20	35	55	60	60	80
35	55	70	85	99	94
45	70	90	100	146	130
75	125	130	120	210	150
96	133 (1c)	225	135	310	152
138	138	300	145	400	170
175	132 (1c)	–	–	–	–
145	139 (1c)	–	–	–	–
232	168 (1c)	–	–	–	–

этими событиями маловероятно, тем более что землетрясение предыдущего десятилетия 1939 г. с  $M = 8,0$  в Турции зарегистрировано 160 станциями. По-видимому, оценка  $N = 145$  занижена из-за неполного учета сейсмических станций в ISS. Это землетрясение и другие единичные события, нарушающие тенденцию роста  $M$  с ростом  $\Delta$ ,  $N$  (см. табл. 6), не использованы для построения номограммы. По номограммам (см. рис. 15) можно дать грубую оценку недостающих магнитуд землетрясений (от 13 до 78% землетрясений, зарегистрированных ISS, за период 1921–1960 гг., как показано в [87]) для изучения сейсмического режима в областях подготовки сильнейших землетрясений центральной части Средиземноморского пояса.

Вернемся к номограмме за период 1961–1970 гг. (см. рис. 14). Магнитудные шкалы в номограмме совмещены. Поэтому, помимо непосредственного назначения — определения одной из величин  $M_{LH}$  или  $m_{PV}$  ( $\Delta$ ,  $N$ ), номограмма дает наглядное представление о соотношении магнитуд  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$  землетрясений. Ниже будет получено соотношение между  $M_{LH}^{СССР}$  и  $m_{PV}^{ISC}$  по независимым данным путем непосредственной корреляции этих величин, что даст возможность сравнить результаты, и будет сделана попытка использовать критерий  $\Delta$ ,  $N$  для выявления ошибок или аномальных определений магнитуд землетрясений, полученных по стандартной методике [20].

#### 3.4.2. Соотношение между магнитудами $M_{LH}^{СССР}$ и $m_{PV}^{ISC}$ землетрясений

Вопросам корреляции магнитуд  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$  как для всего мира, так и для отдельных регионов посвящено много работ [181, 11, 168, 167, 64].

На корреляционных графиках обычно наблюдается большой разброс точек, поэтому необходимо изучать корреляционные соотношения в каждом регионе. Для центральной части Средиземноморского пояса была проведена корреляция магнитуд  $M_{LH}^{СССР}$  и  $m_{PV}^{ISC}$ . На рис. 16 представлены значения  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$  для 177 землетрясений за 1964–1970 гг.

Точность определений  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$  примерно одинакова [166]. В подобных случаях имеет смысл провести линию, соответствующую ортогональной регрессии [63] вида

$$m = aM + \beta. \quad (6)$$

Угловой коэффициент  $a$  этого уравнения определяется из условия

$$\operatorname{tg} 2a = \frac{2 \sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})(m_i - \bar{m})}{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2 - \sum_{i=1}^N (m_i - \bar{m})^2}, \quad (7)$$

при этом

$$\bar{M} = \frac{\sum_{i=1}^N n_i M_i}{N}, \quad (8)$$

$$\bar{m} = \frac{\sum_{i=1}^N n_i m_i}{N}, \quad (9)$$

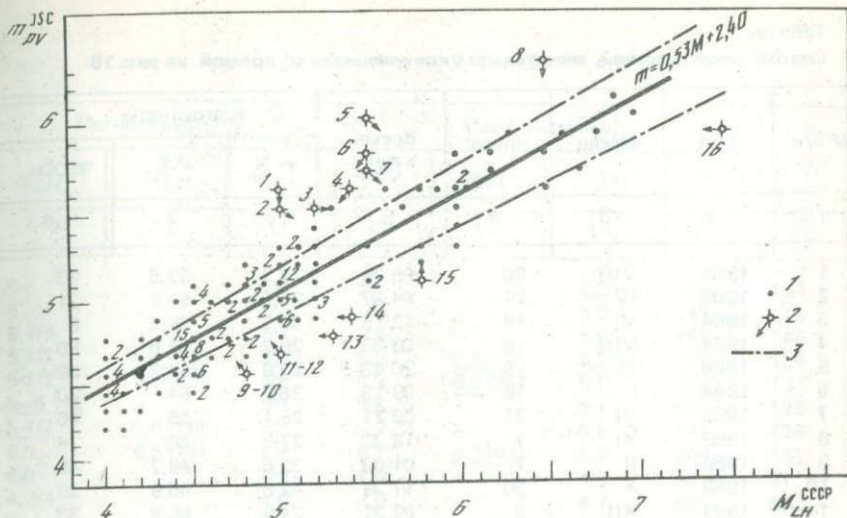


Рис. 16. Взаимосвязь между  $M_{LH}^{CCCP}$  и  $m_{PV}^{ISC}$

1 — цифры указывают на число землетрясений в одной точке; 2 — точки, значительно отклоняющиеся от уравнения регрессии. Стрелками указана тенденция перемещения точек по критерию  $\Delta$ ,  $N$ . Оценки магнитуд по  $\Delta$ ,  $N$  для точек с номерами 1–16 см. в табл. 7; 3 — 1%-ный доверительный интервал

где  $N$  — число землетрясений,  $n_i$  — наблюдаемое число  $M_i$  и  $m_i$  соответственно.

По нашей выборке ( $N=177$ ) получены значения  $\bar{M}=4,90$ ,  $\bar{m}=5,00$ .

Коэффициент  $\beta$  определяется из соотношения

$$\beta = \bar{m} - a\bar{M}. \quad (10)$$

Уравнение прямой имеет вид

$$m_{PV}^{ISC} = 0,53 M_{LH}^{CCCP} + 2,40, \quad (11)$$

или

$$M_{LH}^{CCCP} = 1,88 m_{PV}^{ISC} - 4,53. \quad (12)$$

Зависимость (11), полученная в результате прямой корреляции величин  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$ , не противоречит соотношению магнитуд на номограмме (см. рис. 14, 16). Так,  $M_{LH}$  совпадает с  $m_{PV}$  приблизительно при  $M_{LH} = 5$ ;  $M_{LH} = 6,5$  в пределах точности определений соответствует значению  $m_{PV} \approx 6$ , т. е. результаты, полученные независимо, взаимно подтверждают.

Разброс точек на корреляционном графике довольно велик (см. рис. 16). Причинами разброса могут быть погрешности определения магнитуд как  $m_{PV}$ , так и  $M_{LH}$ . Амплитуды поверхностных волн сильно зависят от глубины очага, и следовало бы вводить соответствующие поправки в магнитуды  $M_{LH}$ , однако из-за малой точности определения глубин очагов в пределах земной коры (5–70 км) эффект влияния глубины очага на значения  $M_{LH}$  не учитывался и не строились корреляционные графики с учетом глубины очага; не учитывался экранирующий эффект крупных неоднородностей и разрывов в земной коре на амплитуды поверхностных волн и на  $M_{LH}$ . Неоднородности в строении верхней мантии Земли существенно влияют на

Таблица 7

Список землетрясений, значительно уклоняющихся от прямой на рис. 16

№ п/п	Год	Месяц	Число	Время, ч мин	Координаты		
					$\varphi^{\circ} N$	$\lambda^{\circ} E$	$h$ , км
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1964	VIII	20	05 39	28,2	52,6	33
2	1969	IV	29	04 37	29,6	51,5	21
3	1964	VI	14	12 15	38,1	38,5	8
4	1964	VIII	19	09 33	28,2	52,6	50
5	1966	IX	18	20 43	27,9	54,3	39
6	1964	I	19	09 13	26,8	54	33
7	1965	VI	21	00 21	28,1	56	40
8	1969	XI	7	18 33	27,8	60	74
9	1969	II	7	01 03	32,6	48,2	45
10	1966	X	30	17 39	42,8	45,9	39
11	1969	XII	3	02 31	24,9	65,6	33
12	1969	I	26	02 25	36,8	54,5	17
13	1970	IV	4	10 58	37	59,5	0
14	1970	III	17	23 19	34	59,7	25
15	1967	I	29	07 56	26,5	55,2	34
16	1968	VIII	31	10 47	34,2	59,1	25

Примечание.  $M_{LH}^*$  и  $m_{PV}^*$  — магнитуды переопределены автором по данным СБ и ISC соответственно. Подчеркнуты значения, использованные для корреляции.

амплитуды объемных волн и на  $m_{PV}$ . В данной работе не рассматриваются причины аномально больших или аномально малых определений  $M_{LH}$  или  $m_{PV}$ . Нам хотелось бы найти некий дополнительный критерий, который позволил бы выявить и оценить эти аномалии в каждом конкретном случае. В качестве такого дополнительного критерия рассматривается критерий дальности регистрации  $\Delta$  и числа сейсмических станций  $N$ . Магнитуда по  $\Delta$ ,  $N$  — это средняя оценка, слабо зависящая от влияния среды. Разность между магнитудами  $M_{LH}$  и  $M_{\Delta,N}$ ,  $m_{PV}$  и  $m_{\Delta,N}$  может указать на аномальное влияние среды или на ошибку в определении той или иной магнитуды.

Возможность использования критерия  $\Delta$ ,  $N$  для выявления и оценки аномалий в магнитудах как  $M_{LH}$ , так и  $m_{PV}$  проверена на примере землетрясений, наиболее сильно отклоняющихся от уравнения регрессии (см. рис. 16). Подробные данные об этих землетрясениях приведены в табл. 7. В графах 11 и 14 табл. 7 даны оценки магнитуд по критерию  $\Delta$ ,  $N$ , сделанные по номограмме (рис. 14). На рис. 16 стрелками указана тенденция перемещения точек по этим оценкам. По направлению стрелок на рис. 16 можно видеть, в каких магнитудах получено аномальное определение. Вертикальные стрелки — это значительные аномалии в определениях  $m_{PV}$ , горизонтальные — в  $M_{LH}$ , наклонные — и в тех и в других. Поясним сказанное на примере землетрясения № 14 (см. рис. 16 и табл. 7).

На рис. 16 горизонтальной стрелкой указана тенденция перемещения значения магнитуды  $M_{LH}$  по критерию  $\Delta$ ,  $N$ . Значение  $m_{PV}^{ISC}$  не противоречит оценке  $m_{\Delta,N}$ , а значение  $M_{LH}^{СССР}$  значительно превышает оценку  $M_{\Delta,N}$  и попадает за пределы доверительного интервала на рис. 16. Землетрясения

Магнитуды $M_{LH}$			Магнитуды $m_{PV}$				$\Delta^\circ$
$M_{LH}^{СССР}$	$M_{LH}^*$	$M_{\Delta,N}$	$m_{PV}^{ISC}$	$m_{PV}^*$	$m_{\Delta,N}$	$N$	
9	10	11	12	13	14	15	16
5	—	5,2	5,6	—	5,2	104	124
5	—	5,4	5,5	—	5,3	145	119
5 1/4	—	5,7	5,5	—	5,6	166	146
5 1/2	5,4 (13)	5,3	5,3	5,6 (10)	5,2	120	124
5 1/2	5,5 (23)	5,8	5,9	6,0 (35)	5,6	224	131
5-5 1/2	—	5,1	5,8	—	5,1	98	126
5 1/2	5,6 (16)	5,7	5,7	—	5,5	181	128
6,5	6,5 (18)	6,4	6,1	6,3 (49)	5,9	300	151
4,8	—	4,7	4,6	—	4,8	69	91
4 3/4	—	4,5	4,6	—	4,7	53	88
5	—	4,6	4,7	—	4,8	58	86
5	—	4,7	4,7	—	4,8	78	77
5,3	—	4,8	4,8	—	4,9	87	82
5,4 (6)	—	4,9	4,9	—	4,9	91	85
5 3/4	—	5,6	5,1	—	5,4	167	127
7,5 (17)	—	6,4	5,9	—	5,9	298	149

№ 13 и 16, находящиеся в том же районе, также выходят за пределы доверительного интервала вследствие аномально высоких значений  $M_{LH}$ . В данном случае аномальные значения  $M_{LH}^{СССР}$ , по-видимому, получены из-за одностороннего расположения сейсмических станций СССР по отношению к району землетрясений. Действительно, оценки  $M_{LH}$  для землетрясения № 16, по данным [164] и USCGS, ниже (7,1—7,4).

Как видно из табл. 7 и рис. 16, все "аномальные землетрясения" по критерию  $\Delta$ ,  $N$  перемещаются в пределы доверительного интервала средней зависимости (11), а направление стрелок указывает, для какой из магнитуд получено аномальное значение. Установление причины аномалии в каждом конкретном случае требует специального анализа и выходит за рамки настоящей работы. Итак, новый критерий помогает выявить и оценить аномальные значения магнитуд  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$ . Выявление аномалий, возможно, связанных с неоднородностями земной коры или этажностью очагов землетрясений, может оказаться полезным при изучении строения Земли и определении глубин землетрясений.

Как уже отмечалось, зависимость  $M_{LH}(m_{PV})$  подтверждается соотношением магнитуд на номограмме. Эту зависимость предстоит проверить при пересчете графика повторяемости землетрясений центральной части Средиземноморского пояса, построенного в системе магнитуд  $m_{PV}$ , в график повторяемости землетрясений в магнитудах  $M_{LH}$ .

### 3.5. Построение графиков повторяемости в единой шкале магнитуд и оценка повторяемости землетрясений в центральной части Средиземноморского пояса

Для расчета долговременных средних значений параметров сейсмического режима  $A$  и  $b$  необходим надежный график повторяемости землетрясений, построенный в возможно большем диапазоне магнитуд и за возможно больший срок наблюдений.

Полученное нами соотношение между  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$  (12) позволяет объединить материал и увеличить диапазон магнитуд  $M_{LH}$  до 4–8. Но прежде чем использовать это соотношение, необходимо проверить его эффективность для данного района путем пересчета графика повторяемости землетрясений из системы магнитуд  $m_{PV}$  в систему магнитуд  $M_{LH}$ .

Графики повторяемости, полученные пересчетом, уже строились в работе [11]. На рис. 17 приведены результаты пересчета  $m_{PV}$  за 1964–1970 гг. в  $M_{LH}$  по двум различным уравнениям. Исходные данные для построения графика приведены в табл. 3 и 4. На рис. 17 данные о землетрясениях за 1964–1970 гг., классифицируемые в магнитудах  $m_{PV}$ , представлены в виде накопленных повторяемостей  $N_{\Sigma}$ . Представительные данные об  $M_{LH}$ , приведенные в соответствии с табл. 3 за 1901–1970 гг., при пересчете по различным уравнениям будут служить контрольными точками. Результат пересчета будет тем лучше, чем ближе окажутся пересчитанные значения к контрольным точкам и в целом к прямой, аппроксимирующей эти точки.

Пересчет магнитуд  $m_{PV}$  в  $M_{LH}$  по уравнению (12) на рис. 17 дает лучшее совпадение с графиком повторяемости для  $M_{LH}$  за длительный период наблюдений, чем пересчет по уравнению

$$M_{LH} = 1,4 m_{PV} - 2,1, \quad (13)$$

полученному в работе [11] для всей Земли. Это обстоятельство является дополнительным подтверждением правильности уравнений (11), (12) для региона центральной части Средиземноморского пояса и необходимости региональных корреляций магнитуд.

Методика определения  $m_{PV}$  для сильных землетрясений недостаточно совершенна. В связи с этим для сильных землетрясений ( $M \geq 5,7$ ) за основу взяты значения  $M_{LH}$  из каталога (см. прил.), для менее сильных сделан пересчет из  $m_{PV}$  в  $M_{LH}$  по уравнению (12).

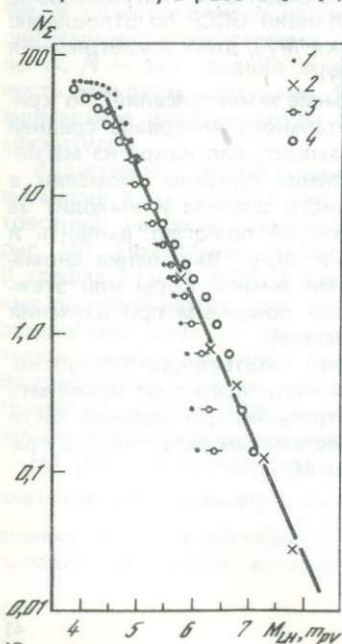


Рис. 17. Пересчет графика повторяемости землетрясений центральной части Средиземноморского пояса из системы магнитуд  $m_{PV}^{ISC}$  в систему магнитуд  $M_{LH}^{СССР}$  по разным уравнениям  
1 — значения  $m_{PV}$  за 1964–1970 гг.; 2 — значения  $M_{LH}$  за 1901–1970 гг.; 3 — значения  $M_{LH}$ , полученные пересчетом по уравнению (13); 4 — значения  $M_{LH}$ , полученные пересчетом по уравнению (12)

Таблица 8

Таблица к графикам повторяемости для центральной части Средиземноморского пояса в единой шкале магнитуд  $M_{LH}$ 

Годы	Магнитуды						
	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0
1901–1910	—	—	(2+2*)	3	2	1	—
1911–1920	—	—	(2)	2	2	—	—
1921–1930	—	—	17+5*	1	4	1	—
1931–1940	—	—	14+2*	3	2	—	1
1941–1950	—	—	17+7*	7+1*	3	3+1*	1
1951–1960	—	—	7+5*	4	4	—	—
1961	—	—	1	—	1	—	—
1962	—	—	1	—	1	—	—
1963	—	—	1	1	—	—	—
1964	9+11*	5+4*	1	—	—	—	—
1965	10+1*	3	—	—	—	—	—
1966	8+3*	6+2*	1+1*	—	1	—	—
1967	12+7*	3+1*	2	—	1	—	—
1968	15+10*	5+4*	2+1*	1	—	1	—
1969	14+4*	3	—	1	—	—	—
1970	12+2*	5	1*	2	—	—	—
$T_{\text{набл}}$	7	7	50	70	70	70	70
$\Sigma N_{c/a}$	118	41	86	26	21	77	2
$\Sigma N_{b/a}$	80	30	64	25	21	6	2

П р и м е ч а н и е. В скобках даны непредставительные землетрясения. Звездочкой отмечены афтершоки.

Таблица 9

Окно для выделения афтершоков по [176]

$M$	$L$ , км	$T$ , сут	$M$	$L$ , км	$T$ , сут
2,5	19,5	6	5,5	47	290
3,0	22,5	11,5	6,0	54	510
3,5	26	22	6,5	61	790
4,0	30	42	7,0	70	915
4,5	35	83	7,5	81	960
5,0	40	155	8,0	94	985

В табл. 8 приведены представительные данные о землетрясениях ( $h < 100$  км) для центральной части Средиземноморского пояса в единой шкале магнитуд  $M_{LH}$ , которые являются исходным материалом для построения графиков повторяемости землетрясений различными методами (см. рис. 18 и 20) с учетом (с/а) и без учета (б/а) афтершоков. В этой и в последующих таблицах к графикам повторяемости землетрясений, а также на самих графиках землетрясения магнитудных групп 4,3–4,7; 4,8–5,2; 5,3–5,7, ..., 8,3–8,7 отнесены к средним значениям магнитуд в этих группах: 4,5; 5,0; 5,5; ...; 8,5 соответственно. Афтершоки, отмеченные в табл. 8, выделены по окну Гарднера–Кнопова [176], приведенному в табл. 9.

На основании самых общих представлений о сейсмическом режиме и

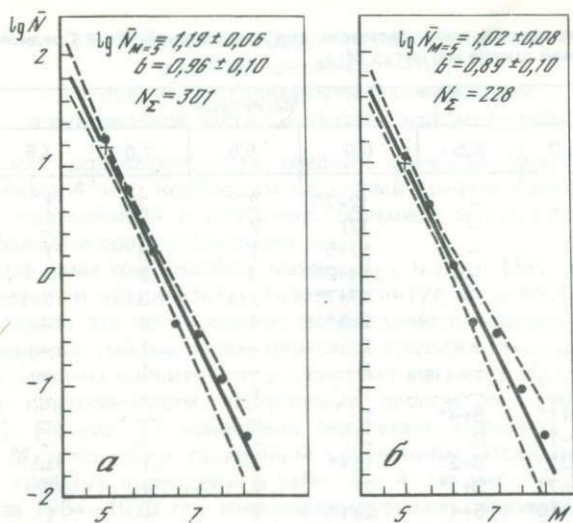


Рис. 18. Графики повторяемости землетрясений центральной части Средиземноморского пояса в единой магнитудной шкале (см. табл. 8), рассчитанные по методу максимального правдоподобия

*a* — с учетом афтершоков; *b* — без учета афтершоков. Пунктиром показаны 99%-ные доверительные зоны

графиках повторяемости [107, 45] можно допустить, что сейсмический режим стабилен во времени, и провести вычисление параметров  $A_{M=5}$  и  $b$ . Необходимо также найти доверительные пределы при заданном уровне надежности. Иначе трудно оценить реальную точность определения повторяемости наиболее сильных землетрясений, которая представляет основной интерес при такого рода расчетах.

Прежде чем проводить расчеты, определяется характер линий, аппроксимирующих графики повторяемости землетрясений. В настоящей работе, учитывая представительность данных, в основном анализируются графики повторяемости сильных землетрясений в интервале магнитуд 5–8.

Как показали теоретический анализ графиков повторяемости и данные мировых каталогов сильных землетрясений [83, 72], имеющихся сведений недостаточно, чтобы судить о нелинейности региональных графиков в области сильных землетрясений. "Загиб" имеет место для  $M > 6$  только по мировой статистике, установить "загиб" в отдельных районах для сильных землетрясений не удается в силу недостаточности данных. Таким образом, нет оснований отказываться от аппроксимации графиков повторяемости в виде прямой линии. Если в дальнейшем по мере накопления данных удастся доказать криволинейность графика повторяемости, то оценки, сделанные для прямой в области сильных землетрясений, будут преувеличены.

Существуют разные методы оценивания основных параметров сейсмического режима. В настоящей работе расчеты параметров графиков повторяемости проводятся по двум методам: максимального правдоподобия (МП) и наименьших квадратов (НК).

Об оценке и сравнении параметров сейсмического режима по методу максимального правдоподобия. Одной из последних фундаментальных работ, посвященных анализу существующих методов оценивания и опре-

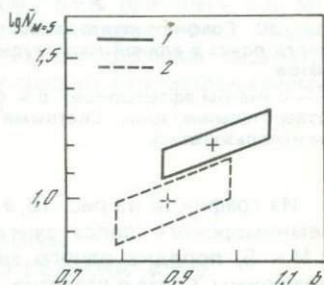
делению пределов их применяемости, является работа Молчана [72]. Автором разработана и реализована на ЭВМ новая методика оценивания и сравнения параметров сейсмичности в реальных условиях (произвольной изученности, группирования и возможных ошибок наблюдений), в основе которой лежат оценки максимального правдоподобия.

В настоящей работе эта методика использована для оценивания и сравнения параметров сейсмического режима  $a$  ( $\lg N_{M=5}$  или  $A_{M=5}$  в случае нормирования по площади) и  $b$ , полученных с учетом и без учета афтершоков, центральной части Средиземноморского пояса в целом, а также для сравнения параметров сейсмического режима основных сейсмоактивных зон региона с целью оценки значимости различий параметра  $b$  в пространстве (см. гл. 4).

Для расчетов использованы исходные данные, приведенные в табл. 8. Расчет параметров  $a$  и  $b$  проведен по программе GAMMA-3 [83] по методу МП. В результате обработки получены оценки параметров  $a$  и  $b$ , 99%-ные доверительные зоны прямых графиков повторяемости (рис. 18) и совместные 99%-ные доверительные области параметров  $a$  и  $b$  (рис. 19).

Рис. 19. 99%-ные доверительные области параметров  $a$  (при  $M = 5$ ) и  $b$  графиков повторяемости землетрясений центральной части Средиземноморского пояса, рассчитанных по методу максимального правдоподобия

1 — с учетом афтершоков; 2 — без учета афтершоков



На рис. 18 приведены графики повторяемости центральной части Средиземноморского пояса, рассчитанные по методу МП для случаев с афтершоками и без афтершоков, не нормированные по площади. Как видно из рис. 18 и 19, при 99%-ном доверительном уровне графики повторяемости землетрясений с учетом афтершоков и без учета афтершоков по уровню активности значительно различаются. Значения параметра  $b$  для графиков повторяемости землетрясений без афтершоков несколько понижены, но значимых различий этого параметра для рассматриваемых случаев при 99%-ном доверительном уровне не получено.

Оценка параметров сейсмического режима по методу наименьших квадратов. Исходные данные для расчета параметров  $a$  и  $b$  и 95%-ных доверительных зон прямых графиков повторяемости землетрясений центральной части Средиземноморского пояса по методу наименьших квадратов [48] приведены в табл. 8, а графики — на рис. 20. Оценки параметров  $a$  и  $b$  графиков повторяемости землетрясений для региона в целом сведены в табл. 10.

Как видно из сравнения соответствующих оценок параметров  $a$  и  $b$ , существенных различий по двум методам не получено. При оценке долгосрочных средних параметров сейсмического режима за сравнительно длительные сроки, чтобы не исказить характера сейсмического режима за счет удаления афтершоков, так как наличие или отсутствие афтершоков также определяют характер сейсмического режима, лучше использовать графики повторяемости землетрясений с учетом афтершоков. По этим графиками для всего региона в целом значения  $b$  в среднем близки к единице (независимо от метода).

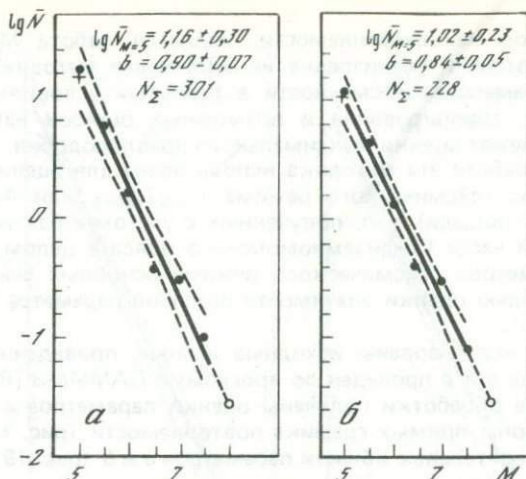


Рис. 20. Графики повторяемости землетрясений центральной части Средиземноморского пояса в единой магнитудной шкале, рассчитанные по методу наименьших квадратов

а — с учетом афтершоков; б — без учета афтершоков. Пунктиром показаны 95%-ные доверительные зоны. Светлыми кружками обозначены данные, которые в расчетах не использовались

Из графиков на рис. 18, а и 20, а следует, что в центральной части Средиземноморского пояса ежегодно происходит более десяти землетрясений с  $M = 5$ , порядка одного землетрясения с  $M = 6$ , а землетрясения с  $M = 7$  возможны 3 раза в столетие.

Унификация материала, собранного за разные периоды, а также оценка его точности и представительности являются основными вопросами, от решения которых в значительной степени будут зависеть последующие построения и выводы. При анализе этих вопросов получены следующие результаты:

1. С целью унификации магнитуд предложена корреляционная зависимость между магнитудами  $m_{PV}^{ISC}$  и  $M_{LH}^{CCCP}$  для центральной части Средиземноморского пояса. При пересчете графиков повторяемости из системы магнитуд  $m_{PV}$  в  $M_{LH}$  эта зависимость дает лучшее совпадение, чем зависимость, полученная для всего мира, что доказывает необходимость проведения подобных корреляций по регионам.

2. Предложен новый критерий  $\Delta, N$ , который использован для

Таблица 10

Оценки параметров  $a$  и  $b$  графиков повторяемости землетрясений центральной части Средиземноморского пояса по двум методам с учетом (с/а) и без учета (б/а) афтершоков

Метод определения	$\lg \bar{N}_{M=5}$		$b$	
	с/а	б/а	с/а	б/а
МП	$1,19 \pm 0,06$	$1,02 \pm 0,08$	$0,96 \pm 0,10$	$0,89 \pm 0,10$
НК	$1,16 \pm 0,30$	$1,02 \pm 0,23$	$0,90 \pm 0,07$	$0,84 \pm 0,05$

определения магнитуд землетрясений как  $M_{LH}$ , так и  $m_{PV}$  за период 1961—1963 гг., а также для выявления аномалий в оценках  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$ . Критерий оказался более чувствительным для определения магнитуд, чем существующий только по дальности регистрации  $\Delta$ . Получены номограммы для грубых массовых оценок магнитуд землетрясений за период 1921—1960 гг., что дает возможность изучения сейсмического режима в областях подготовки сильнейших землетрясений центральной части Средиземноморского пояса. Подобные корреляции для других районов Евразии (особенно Индии и Китая) позволят уточнить имеющиеся номограммы, а также раздвинуть рамки работ по изучению сейсмического режима в областях подготовки сильнейших землетрясений.

3. Представительными землетрясениями для изучаемого района являются землетрясения с  $M \geq 6,3$  за период с начала века, с  $M \geq 5,8$  — с 1921 г. и более слабые  $5,7 \geq M \geq 4,9$  — с 1964 г.

4. Получены однородные, достаточно долговременные (70 лет для сильных и 7—9 лет для менее сильных) представительные данные для достаточно большого интервала магнитуд ( $M = 5 \div 8$  при шаге 0,5  $M$ ), которые могут быть использованы для решения поставленных задач: выделения сейсмоактивных зон, оценки значимости различий параметра  $b$  в пространстве и получения долговременных средних параметров сейсмического режима основных сейсмоактивных зон.

#### Глава 4

### СЕЙСМОАКТИВНЫЕ ЗОНЫ И ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА $A$ И $b$ ОСНОВНЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

#### 4.1. МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН

В практике современного сейсмического районирования выделение сейсмоактивных зон проводится по совокупности сейсмологических и геолого-геофизических данных [111]. В настоящей работе выделение сейсмоактивных зон проведено по сейсмологическим данным с привлечением для коррекции геолого-тектонических данных и результатов дешифрирования космических снимков. Такой подход определяется, с одной стороны, общей направленностью работы и поиском дополнительных сейсмологических критериев для выделения зон, с другой — отсутствием или неполнотой детальных геолого-геофизических данных на зарубежную территорию.

##### 4.1.1. Выделение сейсмоактивных зон по сейсмологическим данным. Использование карты параметра $b$

Многими авторами отмечаются определенные закономерности пространственного распределения землетрясений, их пространственное группирование. Анализ карт эпицентров землетрясений центральной части Средиземноморского пояса (см. рис. 2, 21) показал, что землетрясения (как сильные, так и слабые) происходят по всей территории региона, но распределяются неравномерно и имеют тенденцию к пространственному группированию. Отмечается приуроченность эпицентров землетрясений

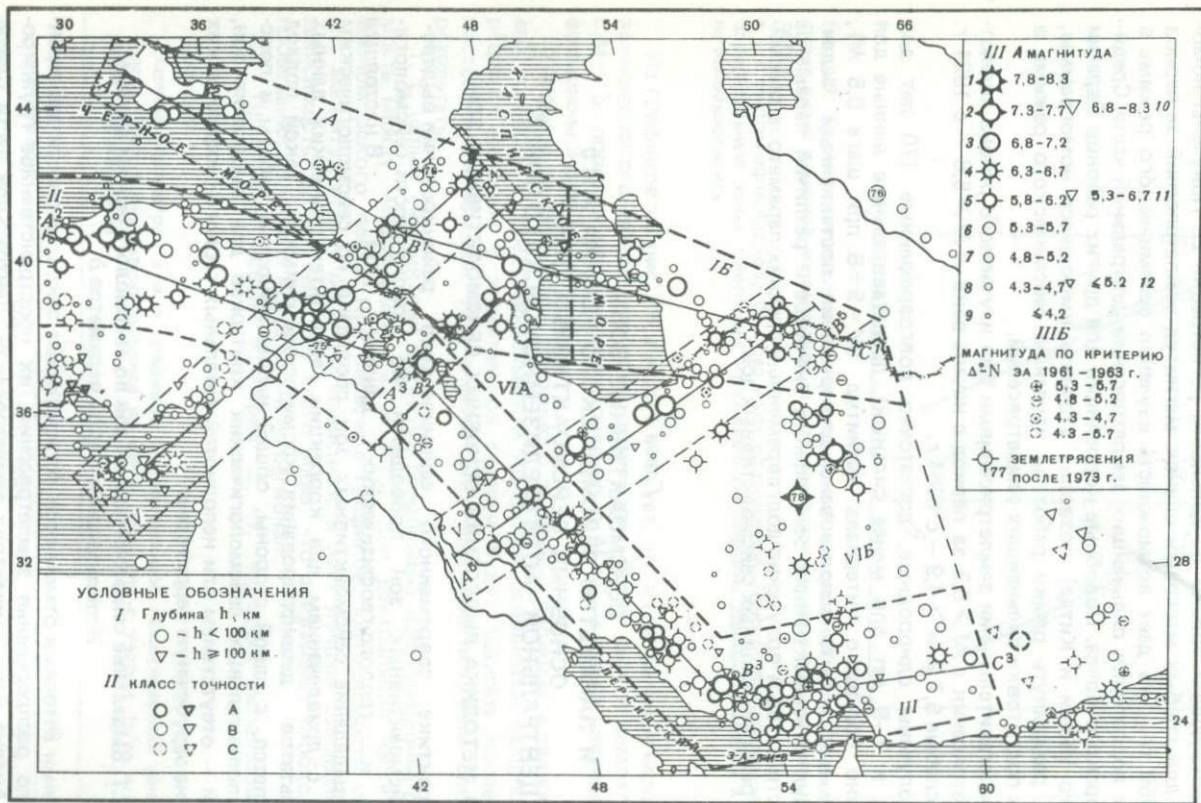


Рис. 21. Сейсмоактивные зоны центральной части Средиземноморского пояса

Линии с индексами — оси глубинных профилей зон. Жирным пунктиром обозначены границы основных сейсмоактивных зон. Карта эпицентров землетрясений построена за 1900–1972 гг. I–II — классификация землетрясений по глубине и точности соответственно; III — по магнитуде. IIIA: 1–9 — магнитуды при  $h < 100$  км (1–5 — за 1900–1972 гг., 6–9 — за 1964–1972 гг.), 10–12 — при  $h \geq 100$  км; IIIB — магнитуды по критерию  $\Delta^2 N$  за 1961–1963 гг.

к довольно узким зонам, разделяющим асейсмичные блоки. На карте хорошо прослеживается сгущение (группирование) эпицентров в Северо-Восточной Анатолии, в хр. Загрос. "Сейсмический мостик" связывает два, казалось бы, различных в сейсмическом отношении региона: Кавказ и Копетдаг. Ярко выражены поперечные направления: первое протягивается от о-ва Кипр через Джавахетское нагорье, второе — от Копетдага через хр. Эльбурс на хр. Загрос. Выделяются и другие менее четкие "сейсмические линии" — сейсмические линеаменты.

Как уже отмечалось, некоторые из групп на карте эпицентров землетрясений (см. рис. 2, 21) различаются по характеристикам сейсмичности: не только по числу землетрясений на единицу площади (плотности) и по максимальному наблюдаемому землетрясению, но и по соотношению землетрясений разных магнитуд (параметру  $b$ ). Это свидетельствует о различии характера сейсмичности разных участков, который определяется совокупностью количественных характеристик: плотностью эпицентров землетрясений, высвобожденной энергией и соотношением землетрясений разных магнитуд (параметром  $b$ ). Эти характеристики могут быть представлены картами плотности эпицентров землетрясений, максимальной высвобожденной энергии и картой параметра  $b$ .

В основу выделения сейсмоактивных зон положены следующие данные о сейсмичности: 1) распределение эпицентров землетрясений в пространстве; 2) карта плотности эпицентров землетрясений; 3) карта максимальной высвобожденной энергии; 4) карта параметра  $b$ .

**Пространственное распределение сейсмичности.** Предварительно сейсмоактивные зоны выделяются по карте эпицентров землетрясений за 1900—1972 гг. с дополнительным анализом линейно вытянутых сейсмоактивных зон по глубинам и устойчивости зон во времени. Затем зоны проверяются по количественным характеристикам сейсмичности (плотности эпицентров землетрясений, высвобожденной энергии, параметру  $b$ ). Сейсмоактивные зоны генетически связаны между собой, и поэтому можно говорить только об условных границах между ними.

На рис. 21 дается вариант условных контуров пяти генетически связанных, но своеобразных по характеру сейсмичности сейсмоактивных зон, намеченных по распределению эпицентров землетрясений: I — Крым—Кавказ—Копетдаг (IA — Кавказ, IB — Копетдаг); II — Северо-Восточная Анатолия; III — Загрос; IV — Кипр—Джавахетское нагорье — Дагестан; V — Эльбурс и районы пересечения с зонами Загрос и Копетдаг. Зоны I—III вытянуты по простиранию крупных складчатых сооружений этого участка Средиземноморского пояса (см. рис. 29), зоны IV, V являются поперечными по отношению к простиранию первых трех зон.

Отметим районы Северо-Западного (VIA), Северо-Восточного и Центрального Ирана (VIB), имеющие своеобразный характер сейсмичности по сравнению с линейно вытянутыми зонами (I—V). Так, районы Восточного и Центрального Ирана названы Амбрасейсом [144] районами "спорадической" сейсмичности в отличие от "непрерывной", особенно ярко выраженной в зоне хр. Загрос.

Картина распределения сейсмичности на площади дополняется глубинными разрезами линейно вытянутых сейсмоактивных зон. Глубинные разрезы этих зон (I—V), построенные по данным ISC за 1964—1972 гг., представлены на рис. 22. Заглубленные землетрясения ( $100 > h \geq 50$  км) отмечаются в акваториях Каспийского и Средиземного морей (разрезы I, IV). Зона хр. Загрос по всему профилю трассируется землетрясениями с глубинами порядка  $h \geq 100$  км. Интересно отметить, что для районов пересечения зон характерно наличие промежуточных ( $h \geq 100$  км) очагов





Рис. 23. Карта эпицентральных районов землетрясений центральной части Средиземноморского пояса за I—XIX вв.

IA — эпицентральные районы землетрясений, оставивших повреждения и разрушения за I—XVII вв.; IB — то же, но проявившихся в современной сейсмичности; II — эпицентры землетрясений за XVIII—XIX вв. с указанием максимальной балльности и магнитудной группы (пересчет по Карнику [193])

землетрясений. На рис. 21 это районы Эрзинджан—Эрзрум—Муш (пересечение зон II и IV), Тбилиси (I, IV), Багдад—Карманшах (III—V).

Важное значение при сейсмическом районировании имеет вопрос, в какой мере зоны, выделенные по данным о современной сейсмичности (~70 лет), устойчивы во времени. В связи с этим большой интерес представляют исторические материалы за длительный период. Карта эпицентральных районов древних землетрясений, составленная по материалам работ [142—144, 161, 122, 133], Горшкова и др., представлена на рис. 23.

Сопоставление исторических данных с современной сейсмичностью позволяет выявить не только относительную устойчивость пространственного распределения сейсмичности во времени, но и районы с низкой частотой повторения сильных землетрясений.

Исторические данные (усл. знак IA на рис. 23) в основном подтверждают зоны I—V (см. рис. 21), выделенные по данным о сейсмичности за период 1900—1972 гг. Некоторые несоответствия, возможно, объясняются тем, что на исторической карте показаны районы сотрясений различных пунктов, а не зоны возникновения очагов землетрясений.

Другие районы (усл. знак IB на рис. 23), такие, как часть Аравийской платформы и восточное побережье Средиземного моря, а также район Северо-Западного Ирана (VI/A) в период 1900—1972 гг., оказались мало сейсмичными или асейсмичными (см. рис. 21), хотя в прошлом в этих районах отмечались разрушительные землетрясения. По-видимому, это районы с низкой частотой повторения сильных землетрясений.

Таким образом, исторические материалы в большинстве случаев (зоны

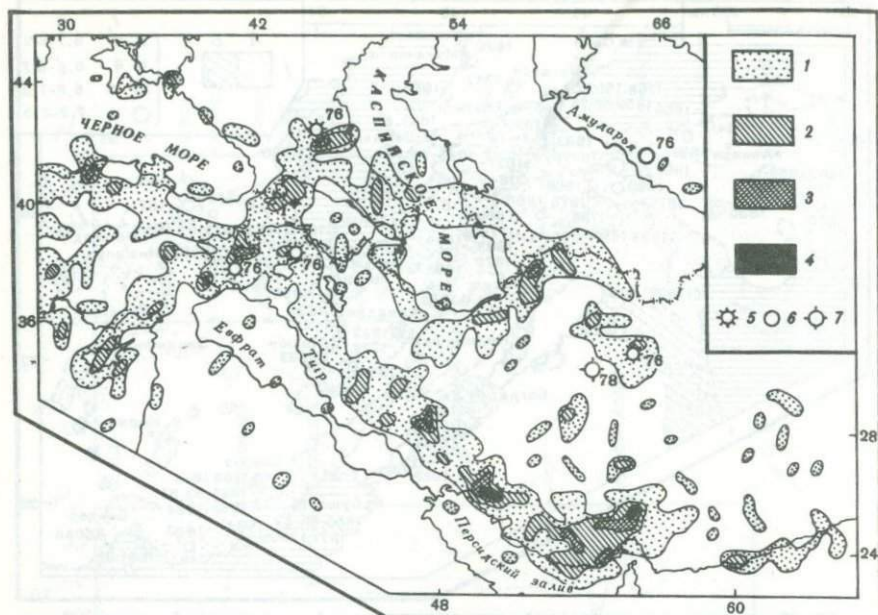


Рис. 24. Карта плотности эпицентров землетрясений центральной части Средиземно-морского пояса за 1900–1972 гг.

1–4 – количество эпицентров землетрясений на площади 2500 км<sup>2</sup>: 1 – 1÷2, 2 – 3÷4, 3 – 5÷6, 4 – 7; 5–7 – сильные землетрясения за 1973–1978 гг. с  $M \geq 6,3$ : 5 – 6,3÷6,7, 6 – 6,8÷7,2, 7 – 7,3÷7,7

I–V) являются существенным аргументом стабильности во времени зон со сравнительно высокой частотой повторения землетрясений, выделенных по современной сейсмичности (~70 лет). В других случаях по историческим данным выделяются районы, где частота повторения землетрясений мала. Это районы "спорадической сейсмичности", которые с помощью исторических данных необходимо выявлять и изучать наряду с районами "непрерывной сейсмичности".

**Карта плотности эпицентров землетрясений.** Исходным материалом для карты плотности (рис. 24) явилась карта эпицентров землетрясений, построенная по данным о сильных  $M \geq 5,8$  землетрясениях за 1900–1963 гг. и годовым картам эпицентров землетрясений с  $M \geq 4$  за 1964–1978 гг. Карта плотности построена по методике [89, 21]. На карте особенно ярко выделяются зоны хр. Загрос (III) и Кипр–Джавахетское нагорье–Дагестан (IV) (см. рис. 21). Северо-Восточная Анатолия (II) по плотности эпицентров землетрясений уступает двум предыдущим. Хорошо видно (см. рис. 24), что сейсмичность Кавказа складывается из двух линейно вытянутых пересекающихся зон различных направлений: главного Кавказского и поперечного, причем первая зона на западе распадается на отдельные сейсмоактивные участки (Чхалтинский, Анапский, Керченский).

Из сопоставления карты плотности, построенной по данным за 1900–1972 гг., с последующими (1973–1978 гг.) сильными ( $M \geq 6,3$ ) землетрясениями видно, что землетрясения с  $M \approx 6,5$  тяготеют к периферийным частям несколько повышенной плотности (усл. знак 2, рис. 24), а более сильные землетрясения ( $M \geq 6,8$ ) произошли за пределами изоли-

ний плотности, в районах с низким уровнем сейсмической активности. В общих чертах на карте плотности хорошо прослеживаются сейсмоактивные зоны, выделенные по распределению эпицентров в пространстве.

**Карта высвобожденной энергии.** На рис. 25 картирована энергия, высвобожденная при максимальном землетрясении в конкретном районе за определенный срок, в отличие от суммарной высвобожденной энергии, методика картирования которой приведена в [43]. Для перехода от магнитуды к энергии использовалась формула (2). Карта (см. рис. 25) построена по данным о сильных землетрясениях ( $M \geq 5,8$ ) за 1900–1972 гг. На этой карте, безусловно, наиболее яркая зона Северо-Восточной Анатолии (II), затем Копетдаг–Эльбурс (V) (см. рис. 21). Хорошо проявился сейсмический линеймент, трассируемый сильными землетрясениями, по Араксу (см. рис. 2), уходящий далее в Иран.

Как видно из рис. 25, землетрясения с  $M \approx 6,5$  последующего периода (1973–1978 гг.) произошли в районах, где за предыдущие 70 лет уже выделялась значительная сейсмическая энергия. Наиболее сильные из землетрясений ( $M \geq 6,8$ ) 1976 и 1978 гг. произошли в районах, где за период 1900–1972 гг. не отмечено землетрясений с  $M \geq 5,8$ .

Сопоставляя рис. 21, 24 и 25, отмечаем: общая конфигурация и местоположение изолиний плотности и высвобожденной энергии не противоречат в основном условным границам зон на рис. 21; по этим характеристикам некоторые из зон, безусловно, различны. Отмечаем также, что данных о сейсмичности (распределение в пространстве, плотность эпицентров землетрясений и максимальная высвобожденная энергия) недостаточно для выделения однородных сейсмоактивных зон. При использовании только этих данных остаются неопределенности, которые в некоторых случаях приводят к парадоксу. Так, допуская, что максимальная магнитуда землетрясения, отмеченная в зонах (см. рис. 21) за период 1900–1972 гг., является максимальной для всей зоны и землетрясение такой силы возможно в любой ее точке, мы получим для Кавказа (зона IA)  $M_{\max} = 6,9$ , а для поперечной зоны IV, также включающей территорию Кавказа,  $M_{\max} = 8,0$ . Из-за недостаточности использованных данных возможны, по-видимому, в некоторых случаях и другие варианты границ сейсмоактивных зон. Для более уверенного выбора зон, исключающего указанные выше противоречия и неопределенности, используем дополнительную характеристику сейсмичности — параметр  $b$ .

**Карта параметра  $b$**  является новым элементом в методике районирования территории и выделения сейсмоактивных зон [85, 218].

В основу построения карты параметра  $b$  положены данные о сильных землетрясениях ( $M \geq 5,8$ ) за 1900–1972 гг. и о менее сильных ( $5,7 \geq M \geq 4,5$ ) за 9 лет (1964–1972 г.). Как показал специальный анализ, землетрясения с  $M \geq 4,5$  представительны только для северной части изучаемого района; южнее  $32^\circ$  с.ш. полностью регистрируются землетрясения с  $M \geq 5$ .

Карта параметра  $b$  центральной части Средиземноморского пояса построена следующим образом. Для каждой площадки  $4^\circ \times 4'$ , которая передвигалась по карте эпицентров с шагом в  $2^\circ$ , строился график повторяемости землетрясений. При этом общее количество землетрясений  $N \geq 15$ , а минимальное количество точек на графике повторяемости равно трем. Всего построено 72 графика (см. прил. 3). Наиболее характерные из них для районов Турции, Кавказа, Туркмении и различных участков Ирана приведены на рис. 26. Карта, построенная в результате интерполяции значений параметра  $b$ , приведена на рис. 27. Все изолинии проведены пунктиром, учитывая неполноту имеющихся к настоящему времени данных. Тем не менее на карте получено довольно четкое районирование территории по

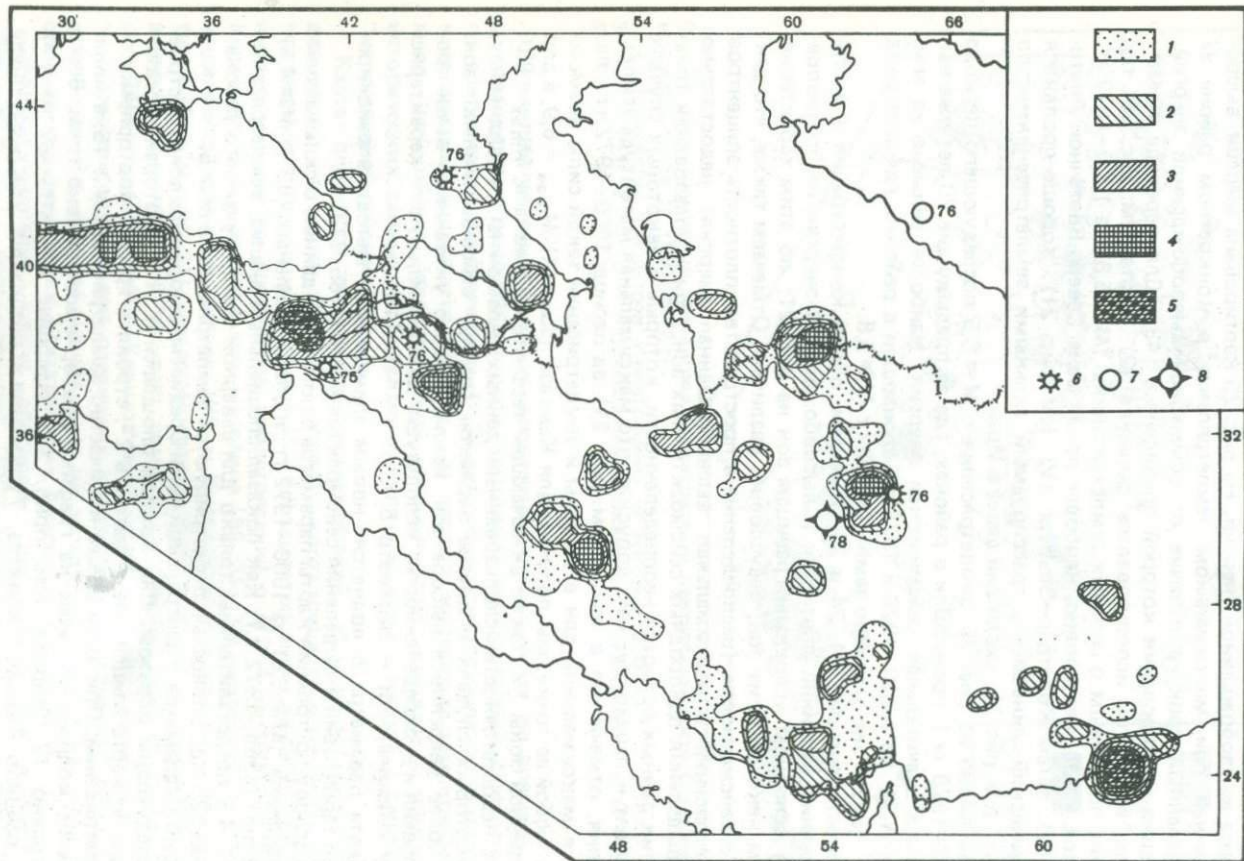


Рис. 25. Карта высвобожденной энергии центральной части Средиземноморского пояса за 1900–1972 гг. 1–5 – высвобожденная энергия (в эргах) на площади 2500 км<sup>2</sup>: 1 –  $2,5 \cdot 10^{20}$ , 2 –  $1,6 \cdot 10^{20}$ , 3 –  $8 \cdot 10^{21}$ , 4 –  $4 \cdot 10^{22}$ , 5 –  $2,5 \cdot 10^{23}$ ; 6–8 – сильные землетрясения за 1973–1978 гг. (см. усл. обозн. 5–7 на рис. 24)

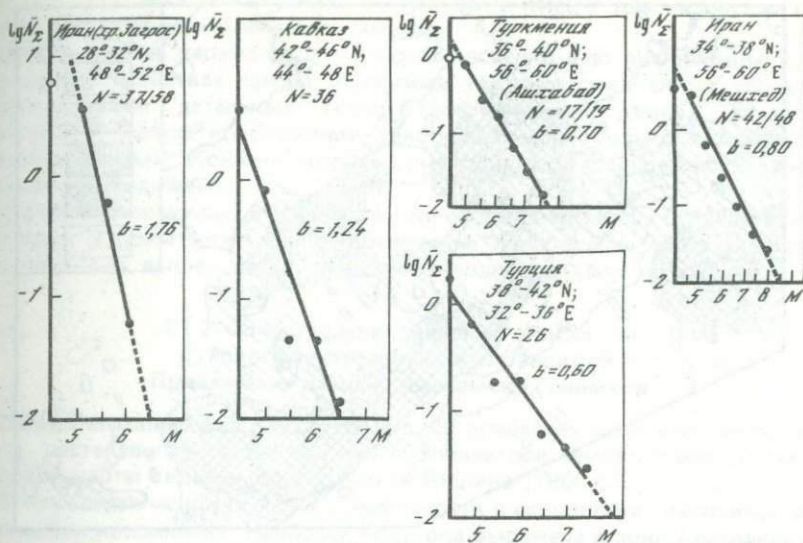


Рис. 26. Графики повторяемости землетрясений для площадок  $4^{\circ} \times 4^{\circ}$   
 $N$  — число землетрясений; в числителе — представительные данные, в знаменателе — общее количество землетрясений

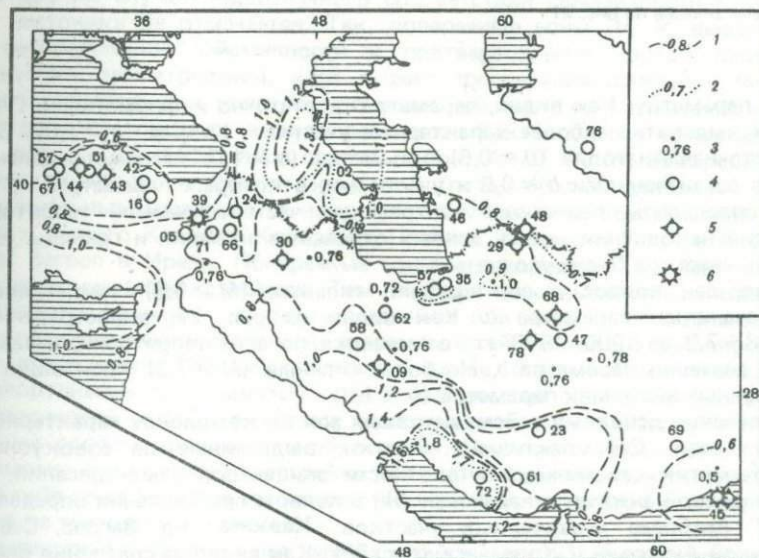


Рис. 27. Карта параметра  $b$  и сильные землетрясения  
 1 — основные изолинии параметра  $b$  с шагом  $0,2$ ; 2 — дополнительные изолинии;  
 3 — одиночные значения  $b$ ; 4–6 — сильные землетрясения за 1900–1978 гг.: 4 —  $M = 6,8 \div 7,2$ ; 5 —  $M = 7,3 \div 7,7$ ; 6 —  $M = 7,8 \div 8,3$

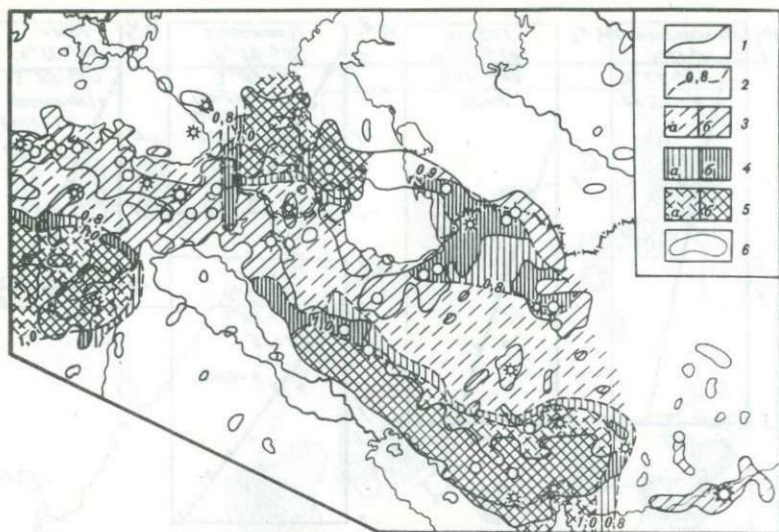


Рис. 28. Районирование территории по совокупности характеристик сейсмичности 1 — изолинии плотности эпицентров землетрясений; 2 — изолинии параметра  $b$ ; 3—5 — значения параметра  $b$ ; а — участки значений параметра  $b$ , где плотность не определена; б — участки, ограниченные изолинией плотности; 3 —  $b < 0,8$ ; 4 —  $b = 0,8 \div 1,0$ ; 5 —  $b > 1,0$ ; 6 — значения  $b$  не определены. Высвобожденная энергия заменена эпицентрами максимальных землетрясений с  $M \geq 6,3$ , нанесенных согласно условным знакам на рис. 21

этому параметру. Как видно, параметр  $b$  достаточно информативен. Он помогает выделить наиболее характерные участки: Кавказ ( $b \geq 1,0$ ), Северо-Восточная Анатолия ( $b \approx 0,6$ ), хр. Загрос ( $b \geq 1,0$ ). Менее определенная полоса со значениями  $b \approx 0,8$  и участками, в которых параметр  $b$  не удалось определить, пересекает центральную часть изучаемой территории. По мере накопления новых данных отдельные значения и границы отдельных участков будут уточняться.

Интересен вопрос о соотношении сильных ( $M \geq 6,8$ ) землетрясений со значениями параметра  $b$ . Как видно из рис. 27, землетрясения с  $M = 6,8 \div 7,2$  за 1900—1978 гг. отмечаются по всей территории, независимо от значения параметра  $b$ . Но более сильные ( $M \geq 7,3$ ) произошли при пониженных значениях параметра ( $b < 1,0$ ).

**Выделение основных сейсмоактивных зон по комплексу характеристик сейсмичности.** Сейсмоактивные участки, выделенные по совокупности характеристик сейсмичности (плотности эпицентров землетрясений, высвобожденной энергии и параметру  $b$ ), в первом приближении определяют "ядра" наиболее характерных участков: Кавказа, хр. Загрос, Северо-Восточной Анатолии и Копетдага (рис. 28). Как видно из сравнения рис. 28 и 21, в некоторых случаях изолинии параметра  $b$  дробят зоны, выделенные по распределению и плотности эпицентров, на участки с разным значением  $b$ . Так, зона I (см. рис. 21) явно разбивается на два "ядра" — Кавказ ( $b \geq 1,0$ ) и Копетдаг ( $b \approx 0,7 \div 0,8$ ). Поперечные зоны Кипр—Джавахетское нагорье — Дагестан (IV) и Загрос—Эльбурс—Копетдаг (V) также разбиваются на участки с разными значениями  $b$ . Сравнительно однородными по параметру  $b$  оказались зоны IA, IB, II, III, обобщенные условными контурами

(см. рис. 21). Назовем эти зоны основными и именно для них будем оценивать параметры сейсмического режима.

Использование параметра  $b$ , который косвенно дает информацию о механических свойствах среды и режиме тектонических сил в условиях недостаточности детальных геолого-геофизических данных, помогает выделить в первом приближении однородные зоны только по сейсмологическим данным. Конечно, коррекция по другим геолого-геофизическим данным необходима.

Уточним с помощью имеющихся геолого-тектонических данных основные зоны и попытаемся найти объяснение поперечным зонам, которые, как показано выше, могут оказаться неоднородными по параметру  $b$ .

#### 4.1.2. Сопоставление сейсмоактивных зон с геолого-тектонической обстановкой.

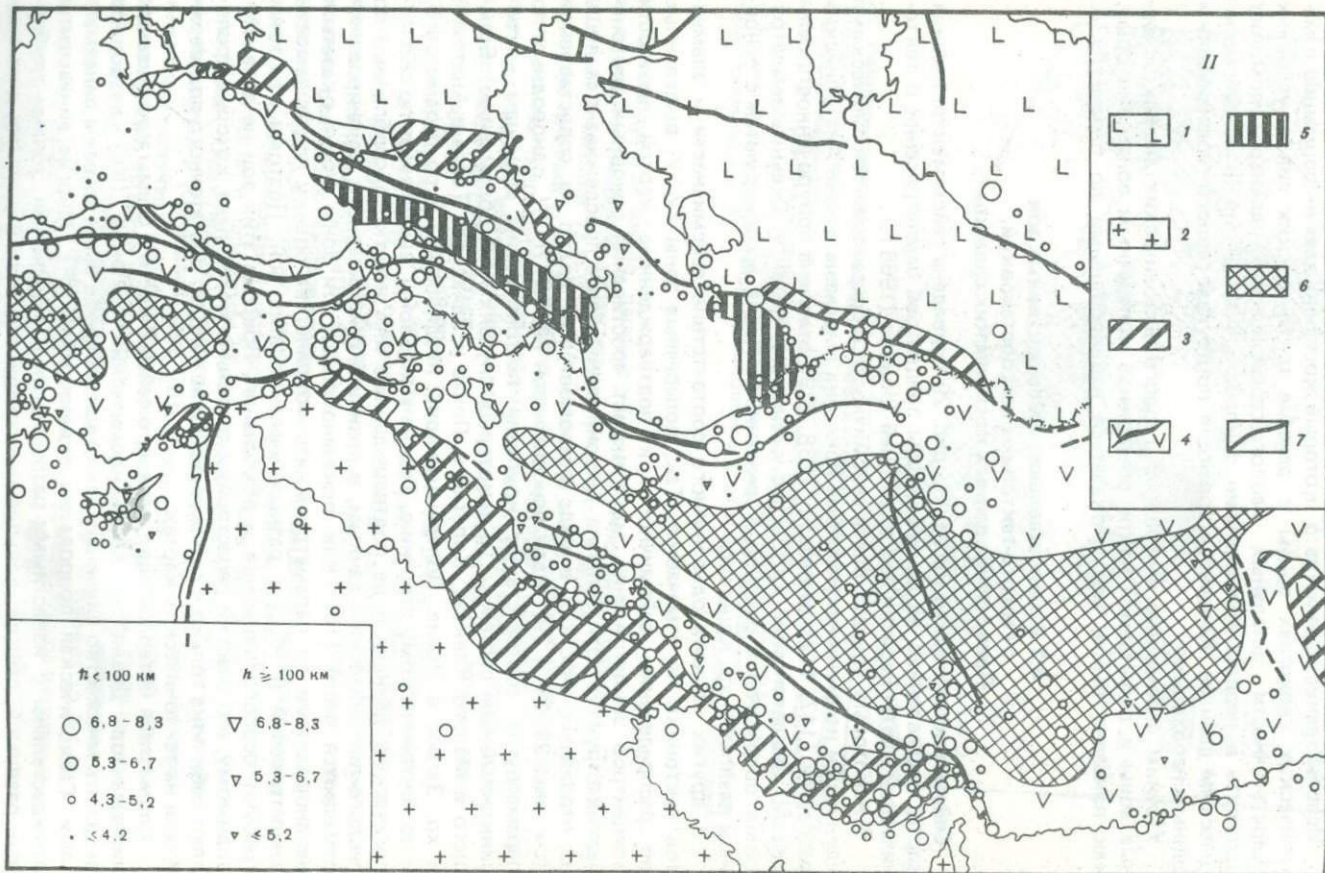
##### Привлечение данных космических снимков

**Сейсмотектоническая карта.** На рис. 29 приведена сейсмотектоническая карта, составленная на основе карты эпицентров землетрясений и тектонической карты Евразии под редакцией Яншина (1966 г.).

В некоторых случаях связь сейсмичности с основными тектоническими единицами несомненна. Наиболее ярко она выражена в зоне Анатолийских разломов [147, 142]. В работах [238, 239] отмечена приуроченность сильнейших землетрясений хр. Загрос к главному надвигу. Сильные землетрясения пограничных районов Туркмении и Ирана ассоциируются с основным разломом хр. Копетдаг.

В других случаях однозначного соответствия сейсмичности и элементов тектоники не отмечается. Так, поперечные зоны IV, V, выделенные по распределению сейсмичности и подтвержденные картой плотности эпицентров землетрясений, идут вкострест простираения основных тектонических структур. Эти зоны на тектонической карте прослеживаются лишь на отдельных участках в виде разломов. Как видно из сопоставления (см. рис. 21, 28 и 29), ядра основных зон IA, IB, II, III, однородных по параметру  $b$ , соответствуют крупным тектоническим единицам — геосинклинальным системам (в некоторых случаях и их обрамлению) Большого и Малого Кавказа, Копетдага, Понта и Западного Тавра в Анатолии и хр. Загрос в Иране. Поперечные зоны неоднородны и по параметру  $b$ , и по тектоническому строению. Тем не менее зоны, выделенные по сейсмологическим данным и не подтвержденные или нечетко обособленные по геолого-тектоническим данным, в практике сейсмического районирования отмечаются часто [10]. Как показано выше, эти зоны могут оказаться неоднородными по параметру  $b$ , что повлияет на оценку повторяемости землетрясений и  $M_{\max}$  в разных участках этих зон. Поэтому эти зоны требуют особого внимания и объяснения. Природа этих зон не ясна. По-видимому, это участки перестройки тектонического плана, которые проявляют себя пока только в сейсмичности и не находят достаточного подтверждения на тектонических картах.

**Совместная интерпретация данных о сейсмичности и схемы космических линеаментов.** Дешифрирование космических снимков (КС) позволило выделить множество линейных узких зон, которые были названы линеаментами. Геологическая природа их разнообразна [91]. Многие линеаменты отождествлены с известными разрывными нарушениями, зонами глубинных разломов, смятия, повышенной трещиноватости и другими дизъюнктивными тектоническими нарушениями. Однако выявилось много линеаментов, которым не соответствуют известные структуры земной коры.



При совместном анализе результатов дешифрирования с геолого-геофизическими данными такие линеаменты во многих случаях были подтверждены на отдельных отрезках небольшими разрывами и резкими границами аномалий геофизических полей (гравитационных и магнитных). Очевидно, в этих зонах идут процессы перестройки тектонического плана, что подтверждается и наличием сейсмичности в разных участках линеаментов. Возможно, такие зоны потенциально сейсмоопасны на всем протяжении.

Связи линеаментов, выделенных по космическим снимкам, с очагами землетрясений посвящен ряд работ [115, 30, 65, 58, 56, 200, 135, 2, 51 и др.].

Практика совместной интерпретации КС, сейсмологических и других геолого-геофизических данных [1] свидетельствует о возможности выявления неизвестных до сих пор потенциально активных районов. Нанесение на КС эпицентров исторических землетрясений позволяет выявлять неизвестные ранее разломы и картировать поперечные направления.

В настоящей работе сопоставление сейсмичности и тектонических линеаментов проводится с целью подтверждения и возможного объяснения поперечных зон, выделенных по распределению эпицентров землетрясений и не находящихся отражения на тектонических картах, а также поиска дополнительных критериев сейсмической опасности.

Схема тектонических линеаментов центральной части Средиземноморского пояса (рис. 30) приведена из работы [17]. На основе изучения КС с АМС "Зонд-7" при самых высоких уровнях генерализации ( $10^8$ ,  $10^7$ ) было дешифрировано несколько наиболее протяженных линеаментов, часть из них была подтверждена при более низких уровнях генерализации по КС ERTS-1 (Earth Research Telemetric System). На схеме выделены линеаменты северо-западного и северо-восточного простирания, субмеридиональные и субширотные.

Северо-западные линеаменты: Драва-Сирханский (Д—С) — прослежен на протяжении 3000 км, Зонгулдак-Евфрат-Катарский (З—Е—К), Северо-Персидский (С—П), Урмия-Ормузский (У—О), Кавказский (К), Северо-Кавказский (С—К), Копетдагский (К—Д), Амударьинский (А—Д).

Северо-восточные линеаменты: Искандерон-Махачкалинский (И—М), Пальмиро-Апшеронский (П—А), Багдад-Пехлеванский (Б—П), Эльбурский (Э), Менд-Муллалы (М—М), Нал-Кашгарский (Н—К).

Субмеридиональные линеаменты: Хартум-Акаба-Ясунский (Х—А—Я), Бенадир-Джибути-Урмия (Б—Д—У), Кампанкыр-Ходжарский (К—Х), Джусалы-Тахтабазарский (Д—Т).

Субширотные линеаменты: Северо-Анатолийский (С—А), Бахадор-Бахария-Рибатский (Б—Б—Р), Макранский (МР), Герирудский (ГР).

Преобладающими являются северо-западные и северо-восточные линеаменты, секущие во многих случаях основные складчатые структуры. Некоторые линеаменты соответствуют хорошо известным зонам глубинных разломов: Северной Анатолии (Северо-Анатолийский), Копетдага (Копетдагский), хр. Загрос (Урмия-Ормузский).

*Схема тектонических линеаментов и сейсмоактивные зоны.* Как видно из сопоставления (см. рис. 21 и 30), все линейно

Рис. 29. Сейсмотектоническая карта

I — классификация землетрясений по магнитуде и глубине; II — элементы тектоники: 1 — молодая платформа; 2 — древняя платформа; 3 — краевые прогибы; 4—6 — области Альпийской (Средиземноморской) складчатости: 4 — альпийские складчатые сооружения с указанием главнейших антиклинориев, 5 — межгорные прогибы, 6 — зоны срединных массивов; 7 — основные разломы

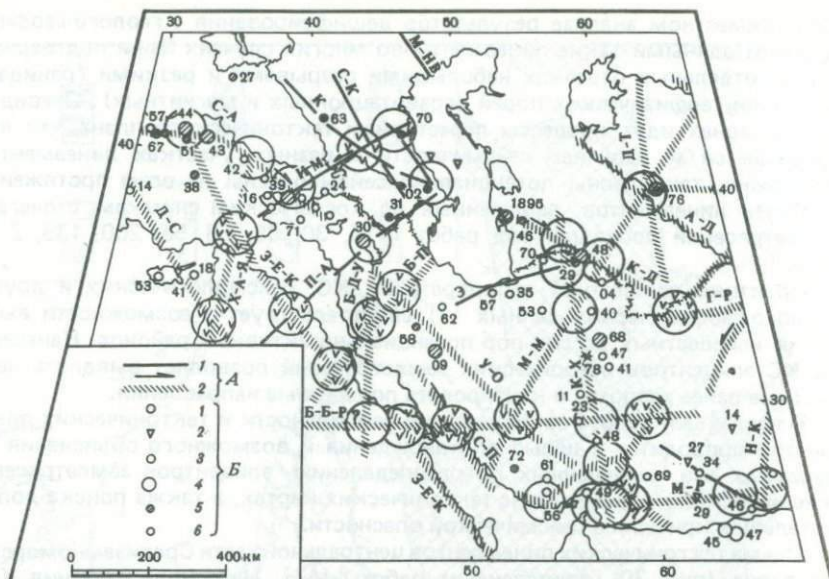


Рис. 30. Схема тектонических линейментов и распределение очагов сильных землетрясений ( $M \geq 6,3$ ) центральной части Средиземноморского пояса

*A* — тектонические линейменты: 1 — уровень генерализации  $10^7$ ; 2 —  $10^8$ ; стрелка указывает направление движений по геологическим данным. Кругами ( $R = 100$  км) обозначены районы пересечения линейментов; круги, заполненные галочками, — районы, где в прошлом происходили катастрофические землетрясения; круги со знаком ? — районы, не отмеченные сильными землетрясениями ни в современной сейсмичности, ни по историческим данным. *B* — эпицентры землетрясений. Цифры указывают год землетрясений (02 — 1902 г.). 1 — глубина очага до 70 км; 2 — 70–300 км; 3 —  $M = 6,3 \div 7,2$ ; 4 —  $M = 7,3 \div 8,2$ ; 5 — точность определения координат эпицентра  $0,2^\circ - 0,4^\circ$ ; 6 — точность —  $0,5^\circ - 1,0^\circ$ . Звездочкой отмечено землетрясение 1978 г. с  $M = 7,5$  в Восточном Иране

вытянутые зоны, выделенные по распределению сейсмичности, подтверждаются линейментами, которые отождествляются либо с известными зонами разломов, либо с зонами смятия или повышенной трещиноватости.

Основные, однородные по параметру *b* зоны (I*A*, I*B*, II, III) определяются линейментами: Кавказским (К), Копетдагским (К–Д), Северо-Анатолийским (С–А) и Урмия-Ормузским (У–О), которые соответствуют известным зонам разломов.

Поперечные, неоднородные по параметру *b* зоны (IV, V) подтверждаются линейментами северо-восточного направления: Искандерон-Махачкалинским (И–М) и Эльбурсским (Э) соответственно. Более детальный анализ показал, что эти линейменты в основном отождествляются с зонами повышенной трещиноватости, включающими на отдельных отрезках небольшие разрывы, а также участки известных разрывных нарушений, соответствующие общему направлению линейментов. Линейменты, подтверждающие неоднородные по параметру *b* поперечные зоны, которые выделяются только по распределению сейсмичности и не находят достаточного подтверждения на тектонической карте, несут новую информацию. Ориентация этих линейментов может указать возможное направление развития сейсмичности. По-видимому, такого рода линейменты выявляют более

молодую динамику, которая не находит отражения на тектонических картах.

Специального сопоставления общей сейсмичности (см. рис. 2) со схемой линеаментов не проводилось. Но нельзя не отметить, что некоторые из линеаментов на отдельных участках или в целом оказались асейсмичны за период наблюдения. Возможно, совместная интерпретация линеаментов с другими геолого-геофизическими, в том числе историческими, данными по сейсмичности объяснит это явление. Частично этот вопрос обсуждается при сопоставлении схемы тектонических линеаментов и сильных землетрясений.

Итак, космические снимки дают новый вид информации, который при соответствующей интерпретации с другими геолого-геофизическими и сейсмологическими данными может представлять интерес для целей сейсмического районирования. Совершенно незаменимы космические снимки в труднодоступных и малоизученных районах, где выделение сейсмоактивных зон традиционными методами затруднено. Линеаменты, выделенные по КС, помогают расчленить обширную сейсмоактивную территорию на крупные зоны, которые, как показал анализ, в общих чертах подтверждают зоны, выделенные по сейсмичности.

*Схема тектонических линеаментов и сильные ( $M \geq 6,3$ ) землетрясения.* В подавляющем большинстве случаев (см. рис. 30) очаги сильных землетрясений возникали на линеаментах и в зонах их пересечения. Участки пересечения линеаментов в ряде случаев сближаются, образуя сложный тектонический узел. К таким сложным узлам относятся восточная часть Анатолии, район к югу от оз. Урмия, юг Ирана, район Копетдага. За последние 70–80 лет часто происходили сильные землетрясения в зонах пересечения линеаментов, расположенных в западной и восточной Турции, на юге Ирана, в районе Копетдага (1929, 1939, 1942, 1943, 1944, 1948, 1960, 1966, 1970, 1971 гг.). Из 33 узлов, выделенных на рис. 30, 17 отмечены сильными ( $M \geq 6,3$ ) землетрясениями за 1900–1972 гг.; 16 — узлы, где за этот период не произошло сильных землетрясений. До 1976 г. малоактивным был узел в районе Газли; практически асейсмичны узлы в Северо-Западном Афганистане (ГР) и на Аравийской платформе (пересечение П–А и З–Е–К).

Следует иметь в виду, что период наблюдения в 70–80 лет явно несоизмерим со сроком повторяемости сильных землетрясений. Во многих участках пересечения линеаментов, малоактивных в настоящее время, отмечены исторические сильные землетрясения. Так, в районе Халеб (Алеппо), где пересекаются линеаменты И–М, Х–А–Я и З–Е–К, имело место катастрофическое землетрясение в 1138 г. В районе Мертвого моря, где пересекаются линеаменты Д–С и Х–А–Я, известны катастрофические землетрясения в 1068 г. [137]. Исторические данные (см. рис. 23) свидетельствуют о том, что тринадцать из оставшихся пятнадцати узлов, не отмеченных сильными землетрясениями за 1900–1976 гг., в прошлом испытывали сильные землетрясения. Таким образом, за небольшим исключением (два района пересечений: Б–Б–Р, Б–Д–У и МР, У–О) все пересечения линеаментов на рис. 30 следует считать сейсмоопасными. Выявлены, вероятно, не все линеаменты. В особенности это касается участков Каспийского моря (район Краснодарска), Черного моря (Крымский полуостров), Аравийского и Красного морей, так как использование КС над акваториями морей пока не эффективно для обнаружения линеаментов. Выявленные на КС линеаменты требуют дополнительных подтверждений геолого-геофизическими характеристиками. Совместный анализ линеаментов по геолого-геофизическим данным и космическим снимкам с материалами

о сейсмичности открывает дополнительные возможности для более обоснованного выделения мест возникновения очагов сильных землетрясений. Об этом свидетельствует район Газли, который оказался местом пересечения нескольких линеаментов. Малый уровень сейсмической активности в районе Газли на протяжении последних десятилетий аналогичен малой активности в XX в. в ряде пересечений линеаментов в Иране, районе Мертвого моря и других местах, где в прошлом происходили катастрофические землетрясения.

Итак, в результате анализа схемы тектонических линеаментов, распределения сильных землетрясений и привлечения исторических данных в работе [17] получен и проверен по дополнительным данным в настоящей работе критерий сейсмической опасности: линеаменты и зоны их пересечения сейсмоопасны. Некоторые неопределенности этого критерия могут быть устранены в результате более детального анализа сейсмического режима и оценки его параметров в конкретном районе. Так, график повторяемости землетрясений конкретного района позволит уточнить величину максимального землетрясения на ближайшие десятилетия, а анализ распределения сейсмичности, возможно, позволит уточнить место на линеаменте.

Другие неопределенности, которые объясняются объективными причинами (недостаточностью периода наблюдений, неполнотой исторических данных, малой статистикой для определения параметров сейсмического режима, недостаточным выявлением линеаментов), будут устраняться по мере накопления материалов.

На схеме линеаментов по этому критерию намечаются дополнительные сейсмоопасные участки, в частности в пределах Пальмиро-Апшеронского линеамента, который уже отмечен сильными землетрясениями. Сейсмоактивные зоны *VIA* и *VIB* (см. рис. 21) по схеме линеаментов представляются также сейсмоопасными, и местоположение землетрясения 1978 г. ( $M = 7,5$ ) в Восточном Иране не противоречит этим представлениям.

Дополнительный критерий сейсмической опасности учтен при уточнении границ основных сейсмоактивных зон, отмеченных особым знаком на рис. 21.

Таким образом, методика выделения основных сейсмоактивных зон сводится к следующему:

1. По сейсмологическим данным анализируется характер сейсмичности разных участков, который определяется совокупностью количественных характеристик сейсмичности: не только плотностью эпицентров землетрясений и максимальной высвобожденной энергией, но и соотношением землетрясений разных магнитуд — параметром *b*. Карта параметра *b* позволяет разделить зоны, намеченные по распределению эпицентров землетрясений с учетом количественных характеристик сейсмичности, на однородные по параметру *b* — основные сейсмоактивные зоны и неоднородные — в данном случае поперечные зоны, распадающиеся на участки с разным значением этого параметра.

2. Проводится сопоставление сейсмоактивных зон с геолого-тектонической обстановкой. Анализ сейсмотектонической карты подтверждает приуроченность основных сейсмоактивных зон, выделенных с учетом параметра *b*, который косвенно дает характеристику среды, к крупным тектоническим единицам. С целью поиска дополнительных критериев сейсмической опасности и возможной интерпретации поперечных "неоднородных" зон, которые не находят подтверждения на тектонических картах, привлекаются данные космических снимков. Совместный анализ сейсмичности и данных космической съемки позволил дать возможную интерпре-

тацию закономерностей распределения сейсмичности и получить дополнительный критерий для выделения мест возможного возникновения очагов сильных землетрясений, который использован для уточнения границ основных сейсмоактивных зон.

Новыми элементами в методике выделения сейсмоактивных зон являются карты параметра  $b$  и привлечение данных космической съемки.

В результате в пределах центральной части Средиземноморского пояса выделены основные сейсмоактивные зоны: Кавказ, Копетдаг, Северо-Восточная Анатолия, Загрос, для которых будут рассчитаны долговременные средние параметры сейсмического режима  $A$  и  $b$ .

#### 4.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ СРЕДНИХ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА $A$ И $b$ ОСНОВНЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Определение параметров сейсмического режима  $A$  и  $b$  в основных сейсмоактивных зонах необходимо для оценки значимости различий параметра  $b$  в пространстве, повторяемости землетрясений в зонах и выявления различий в характере сейсмического режима разных зон.

##### 4.2.1. Оценка значимости различий параметров $A$ и $b$ в основных сейсмоактивных зонах

Для оценки значимости различий параметров  $A$  и  $b$  в основных сейсмоактивных зонах центральной части Средиземноморского пояса использована методика, предложенная в работах [83, 72]. Впервые она была опробована на примере Италии [69] с целью различить выделенные зоны и установить значимую связь параметра  $b$  с тектонической картой. Подобный расчет сделан для сейсмоактивных зон центральной части Средиземно-

Таблица 11

Исходные данные для построения графиков повторяемости землетрясений основных сейсмоактивных зон в единой шкале магнитуд  $M_{LN}$  с учетом афтершоков

Параметр	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0
Кавказ ( $S = 628$ тыс. км <sup>2</sup> , $N_{\Sigma} = 51$ )								
$\Sigma N$	24	10	5	7	4	1		
$T_{\text{набл}}$	7	7	7	70	70	70		
Копетдаг ( $S = 471$ тыс. км <sup>2</sup> , $N_{\Sigma} = 40$ )								
$\Sigma N$	17	6	1	10	2	3	1	
$T_{\text{набл}}$	7	7	7	70	70	70	70	
Северо-Восточная Анатолия ( $S = 580$ тыс. км <sup>2</sup> , $N_{\Sigma} = 106$ )								
$\Sigma N$	27	11	8	40	7	10	2	1
$T_{\text{набл}}$	7	7	7	70	70	70	70	70
Загрос ( $S = 680$ тыс. км <sup>2</sup> , $N_{\Sigma} = 93$ )								
$\Sigma N$	—	27	28	28	6	3	1	
$T_{\text{набл}}$	—	7	7	70	70	70	70	

Таблица 12

Параметры сейсмического режима  $A$  и  $b$  основных сейсмоактивных зон центральной части Средиземноморского пояса

Зона	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Интервал магнитуд	$N_{\Sigma}$
Кавказ	628	4,5–7,0	51
Копетдаг	471	4,5–7,5	40
Северо-Восточная Анатолия	580	4,5–8,0	106
Хр. Загрос	680	5,0–7,5	93

\* Метод наименьших квадратов.

\*\* Метод максимального правдоподобия.

морского пояса. Исходные данные (табл. 11) представлены в единых магнитудах так же, как это было сделано в гл. 3 для региона в целом. Период наблюдения для землетрясений с  $M \geq 6,0$  – 1901–1970 гг., для землетрясений с  $M \geq 4,5$  – 1964–1970 гг.,  $h \leq 100$  км. Учитывая несовершенство методики удаления афтершоков, мы, чтобы не исказить действительный характер сейсмического режима конкретного района и сохранить определенную статистику для оценки значимости различий параметров  $A$  и  $b$ , использовали вариант с афтершоками. Графики повторяемости землетрясений основных сейсмоактивных зон, нормированные по площади, представлены на рис. 31. Параметры  $A_{M=5}$  и  $b$  в зонах различны. Так, по уровню активности ( $A_{M=5}$ ) зоны различаются более чем в 3 раза (Копетдаг и хр. Загрос).

Эти же расчеты могут быть представлены в виде доверительных областей параметров  $A$  и  $b$  (рис. 32). Как видно из рисунка, по параметру  $b$

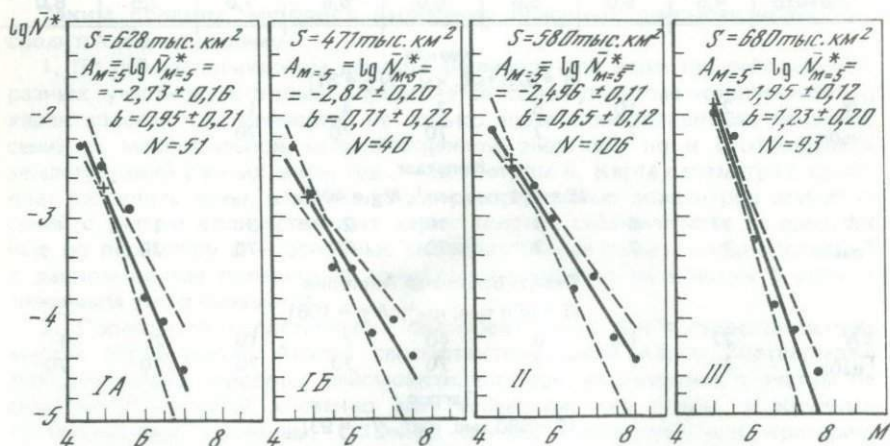


Рис. 31. Графики повторяемости землетрясений основных сейсмоактивных зон Кавказа (IA), Копетдага (IB), Северо-Восточной Анатолии (II) и хр. Загрос (III), рассчитанные по методу максимального правдоподобия

$b$ (по графикам распределения)	$b$ (по кумулятивным графикам)	$\lg \bar{N}_{M=5}$	$\lg A_{M=5}$
$0,97 \pm 0,09^*$	1,0	$0,13 \pm 0,17$	$-2,66 \pm 0,27^*$
$0,95 \pm 0,21^{**}$		—	$-2,73 \pm 0,16^{**}$
$0,72 \pm 0,09$	0,8	$-0,16 \pm 0,34$	$-2,83 \pm 0,34$
$0,71 \pm 0,22$		—	$-2,82 \pm 0,20$
$0,72 \pm 0,06$	0,7	$0,32 \pm 0,18$	$-2,44 \pm 0,18$
$0,65 \pm 0,12$		—	$-2,50 \pm 0,11$
$1,07 \pm 0,11$	1,2	$0,75 \pm 0,45$	$-2,08 \pm 0,45$
$1,23 \pm 0,20$		—	$-1,95 \pm 0,12$

значимо различаются зоны IB ( $b = 0,7 \pm 0,2$ ) и III ( $b = 1,1 \pm 0,2$ ) и зоны II ( $b = 0,6 \pm 0,1$ ) и III. Перекрываются доверительные интервалы зон II и IB, II и IA, IA и III. По параметру  $A_{M=5}$  все три зоны IA и IB, II и III значимо различаются. Перекрываются доверительные интервалы только двух соседних зон IA и IB.

Результаты расчета параметров  $A$  и  $b$  основных сейсмоактивных зон по различным методам сведены в табл. 12. Независимо от метода обработки (МП или НК) получены значимые различия параметра  $b$  для Северо-Восточной Анатолии и хр. Загрос, Копетдага и хр. Загрос. Максимальный разброс при оценке долговременных средних значений  $b$  не превосходит  $\pm 0,22$ .

Как видно из табл. 12, значения параметра  $b$ , полученные по кумулятивным графикам, практически совпадают со значениями  $b$ , полученными по графикам распределения, что дает возможность использовать кумулятивные графики в случае малой статистики.

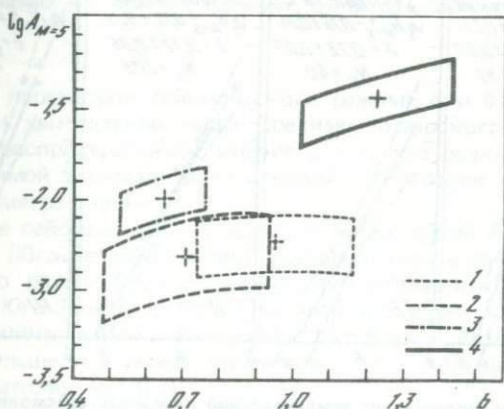


Рис. 32. 99%-ные доверительные области параметров  $A_{M=5}$  и  $b$  для основных сейсмоактивных зон

1 — Кавказ; 2 — Копетдаг; 3 — Северо-Восточная Анатолия; 4 — хр. Загрос

Получение значимых различий параметра  $b$  для зон Северо-Восточной Анатолии (II) и хр. Загрос (III), имеющих яркие тектонические особенности (в истории развития, характере и направленности движений, степени раздробленности и т.д.), делает реальной постановку вопроса о связи параметра  $b$  с тектонической обстановкой. Этот вопрос уже анализировался на примере Италии, где значимого различия для зон не получено [69]. Возможно, зоны выделенные в Италии, малы и достаточно однородны в тектоническом отношении. Выделение характерных участков для оценки значимости различий параметра  $b$  в пространстве, как видно, имеет решающее значение. Так для центральной части Средиземноморского пояса в целом значение параметра  $b$  близко к единице (см. рис. 20,а), в то время как значения  $b$  для некоторых сейсмоактивных зон этого региона значимо различаются.

#### 4.2.2. Повторяемость землетрясений в основных сейсмоактивных зонах и различия в характере сейсмического режима

Для оценки повторяемости землетрясений разной силы в основных зонах использованы графики, построенные по методу НК, не нормированные по площади (рис. 33). Площади зон в первом приближении сопоставимы (470–680 тыс. км<sup>2</sup>). Исходный материал для расчетов тот же (см. табл. 11).

По числу землетрясений с  $M = 5$  в год зоны различны: на Кавказе и в Копетдаге такие землетрясения происходят один раз в год, в зоне Северо-Восточной Анатолии — два раза в год, а в зоне хр. Загрос — около шести. В среднем за десятилетие ожидается одно землетрясение на Кавказе и в Копетдаге с  $M = 6$ , в Загросе — с  $M = 6,5$ , а в зоне Северо-Восточной Анатолии — с  $M = 7$ .

Различие в повторяемости землетрясений в разных зонах подтверждается простыми фактами: за период 1921–1970 гг. в хр. Загрос ( $S = 680$  тыс. км<sup>2</sup>) произошло 45 землетрясений с  $M \geq 5,7$ , а на Кавказе примерно на такой же площади ( $S = 628$  тыс. км<sup>2</sup>) только 11 подобных землетрясений.

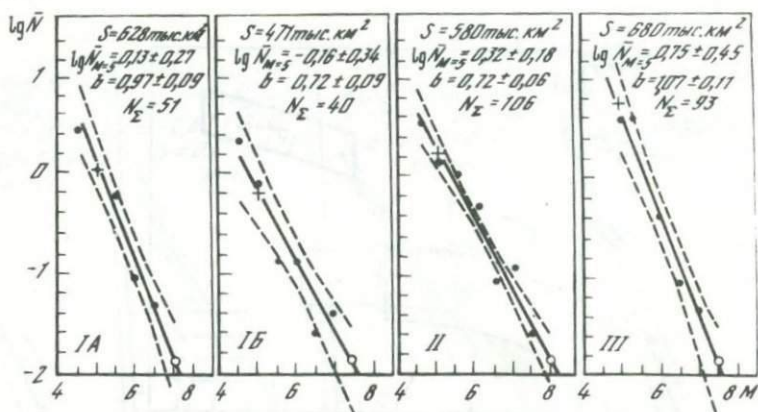


Рис. 33. Графики повторяемости землетрясений основных сейсмоактивных зон Кавказа (IA), Копетдага (IB), Северо-Восточной Анатолии (II) и хр. Загрос (III), рассчитанные по методу наименьших квадратов

Пустые кружки обозначают точки, которые в расчетах не участвовали

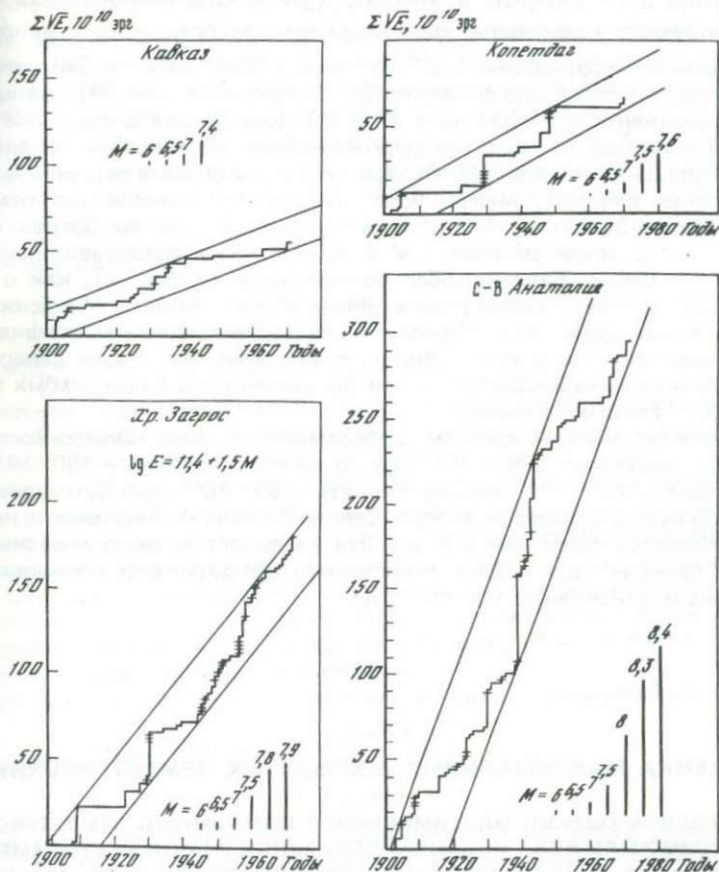


Рис. 34. Графики суммарной высвобожденной деформации (Беньюффа) для основных сейсмоактивных зон (Кавказ, Копетдаг, хр. Загрос, Северо-Восточная Анатолия) и оценка  $M_{\max}$  по ним

Сравнение параметров сейсмического режима  $A$  и  $b$  основных сейсмоактивных зон центральной части Средиземноморского пояса опровергает довольно распространенное мнение о том, что оценка параметра  $b$  находится в прямой зависимости от условий регистрации: там, где они хуже, значения параметра  $b$  ниже.

На примере сейсмоактивных зон Северо-Восточной Анатолии (Турция) и хр. Загрос (Юго-Западный Иран) удалось выявить различия в характере сейсмического режима при обратных обстоятельствах. Так, условия регистрации в Юго-Западном Иране значительно хуже, чем в Турции (см. рис. 3), а землетрясений с магнитудой  $M = 5$  в хр. Загрос регистрируется в три раза больше и значение параметра  $b$  ( $b = 1,1$ ) выше, чем в Северо-Восточной Анатолии ( $b = 0,7$ ).

Малый наклон графика повторяемости в зоне Северо-Восточной Анатолии объясняется сравнительно небольшим числом слабых землетрясений, но наличием очень сильных, в то время как в зоне хр. Загрос много слабых и происходят умеренно сильные.

Особенно ярко различие в сейсмическом режиме сейсмоактивных зон иллюстрируется характером высвобождения энергии и суммарной высвобожденной деформацией  $\Sigma\sqrt{E}$  за период 1900–1972 гг. Сейсмическая энергия рассчитывалась по формуле (2). На графиках (рис. 34) для каждой зоны изображены все события с  $M \geq 5,7$  (они вошли в группу  $M = 6$ ). Обратим внимание на характер высвобождения энергии в зонах: для Кавказа и Копетдага на уровне  $M = 6$  характерны длительные периоды затишья (накопления энергии), иногда более 10 лет, что невозможно отметить в зоне Северо-Восточной Анатолии и особенно в зоне хр. Загрос (после 1920 г., когда землетрясения с  $M \geq 6$  становятся представительными). Для района Шираз–Бандар Аббас (южная часть хр. Загрос), как отмечается в работе [154], характерны длинные серии толчков с  $M \approx 5$ , продолжающиеся месяцами, без главного толчка. Эти умеренной силы толчки значительно рассеяны в пространстве, в то время как в зоне Северо-Восточной Анатолии наблюдается четкая приуроченность более слабых землетрясений к “гнездам” сильных.

Суммарная высвобожденная деформация в зоне Северо-Восточной Анатолии составляет  $296 \cdot 10^{10}$  эрг, в зоне хр. Загрос —  $180 \cdot 10^{10}$  эрг, в Копетдаге —  $68 \cdot 10^{10}$  эрг, на Кавказе —  $55 \cdot 10^{10}$  эрг. Суммарные высвобожденные деформации в зоне Северо-Восточной Анатолии и на Кавказе отличаются более чем в 5 раз. Это указывает на различные энергетические “балансы” зон и дает возможность ожидать здесь принципиально различные максимальные землетрясения.

## Глава 5

### ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

#### 5.1. МЕТОДИКА ОЦЕНКИ МАКСИМАЛЬНОГО ВОЗМОЖНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО ЗАВИСИМОСТЯМ ВИДА $M_{\max} = f(A)$ ПРИ РАЗНЫХ ЗНАЧЕНИЯХ ПАРАМЕТРА $b$ (НА ПРИМЕРЕ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КОНТИНЕНТА ЕВРАЗИИ)

При обсуждении вопроса о методах оценки максимального возможного землетрясения в гл. 1 отмечалось, что в СССР наиболее распространен метод оценки  $M_{\max}$ , основным элементом которого является зависимость  $M_{\max} = f(A)$  при  $b = \text{const}$  ( $\approx 1,0$ ). Однако отмеченные факты несоответствия некоторых сильных землетрясений существующей зависимости, с одной стороны, и получение значимых различий параметра  $b$  в пространстве — с другой, являются основанием для анализа этой зависимости при двух условиях:  $b = \text{const} \approx 1,0$  для всех районов и  $b \neq \text{const}$ . Автор метода [98] также отмечал, что  $M_{\max} = f(A)$  — это лишь средняя, наиболее частая, массовая зависимость. От нее могут быть отклонения, их надо изучать и учитывать, используя и другие виды информации. При исследовании [84, 85, 218] мы пользовались представлениями и терминами существующей методики. Анализ проведен по статистическому материалу о сильнейших землетрясениях континента Евразии за 1895–1972 гг. и менее сильных землетрясениях за 9 лет.

### 5.1.1. Исследование зависимости $M_{\max} = f(A)$ при $b = \text{const} (\approx 1,0)$

Методика оценки уровня сейсмической активности в областях, ответственных за сильные землетрясения. Согласно представлениям, развитым в работах [96, 103, 104], существует область подготовки сильного землетрясения, в пределах которой должно удовлетворяться соотношение вида  $M_{\max} = f(A)$ . Зависимость между значением  $K_{\max}$  (или  $M_{\max}$ ) и уровнем сейсмической активности в области, ответственной за это землетрясение, является предельным контуром корреляционного поля. Для Средней Азии она имеет вид

$$\lg A_{10} = \bar{2},84 + 0,21 (K_{\max} - 15), \quad (14)$$

Все сказанное ниже об этой зависимости еще в большей степени относится к модифицированной зависимости

$$\lg A_{10} = \bar{2},84 + 0,39 (K_{\max} - 15), \quad (15)$$

полученной позже для Японии [101], так как уровень активности последней выше. В настоящей работе сохранена система координат, принятая в ранних работах Ю.В. Ризниченко [96]: ось ординат —  $A_{10}$  или  $\lg A_{10}$ , ось абсцисс —  $K_{\max}$  или  $M_{\max}$ . Все точки, представляющие уровень активности в области подготовки сильного землетрясения, должны находиться либо выше предельного контура, что соответствует немаксимальным возможным событиям, либо попадать на самый контур, когда практически совпадают с максимальными возможными событиями [105]. Итак, для анализа выбрана зависимость (14), тем более что она ближе подходит к условиям рассматриваемого региона. Пересчет  $M$  в  $K$  и  $b$  в  $\gamma$  производится по формулам (4) и (5) соответственно.

Для оценки  $A_{10}$  обычно используется метод суммирования [36]:

$$A_{10} = \frac{N_{\Sigma} (1 - 10^{-\gamma})}{10^{-\gamma} (K_{\min} - K_{10})} \cdot \frac{1000 T_{\text{норм}}}{T_{\text{набл}} S}, \quad (16)$$

где  $S = \pi R^2 \text{ км}^2$  — площадь, ответственная за подготовку землетрясения;  $T_{\text{норм}} = 1$  год — период нормирования;  $T_{\text{набл}}$  — период наблюдения;  $N_{\Sigma}$  — число землетрясений с  $K \geq K_{\min}$ , произошедших в области подготовки сильного землетрясения за период наблюдения.

Вопрос о размерах области подготовки для землетрясений различной силы решен не окончательно [104, 99]. Как показано в работе [99], размеры радиуса для одного и того же класса колеблются в широких пределах (для  $K = 18$   $R = 68 \div 316$  км, для  $K = 19$   $R = 88 \div 681$  км). С целью поиска рационального решения в работе [15] для землетрясений с  $M \geq 7,9$  ( $K = 19$ ) континента Евразии проводились расчеты сейсмической активности при  $R = 311$  км и  $R = 500$  км. Уровень сейсмической активности при  $R = 500$  км получился для всех областей, ответственных за сильное землетрясение, ниже, чем при  $R = 311$  км. Учитывая этот результат и рекомендации в работе [99], используем следующие радиусы: для землетрясения с  $K = 18 \div 19$   $R = 311$  км, для  $K = 16 \div 17$   $R = 144$  км.

**Исходный материал и выбор  $M_{\min}$  ( $K_{\min}$ ) для расчетов.** Анализ зависимости  $M_{\max} = f(A)$  при  $b = \text{const} (\approx 1,0)$  проводится для сильных землетрясений континента Евразии, в число которых вошли и землетрясения центральной части Средиземноморского пояса. Исходный материал представлен на рис. 35. Сейсмическая активность в областях, ответственных за эти землетрясения, подсчитывалась за 9 лет (1961–1969 гг.) по дан-

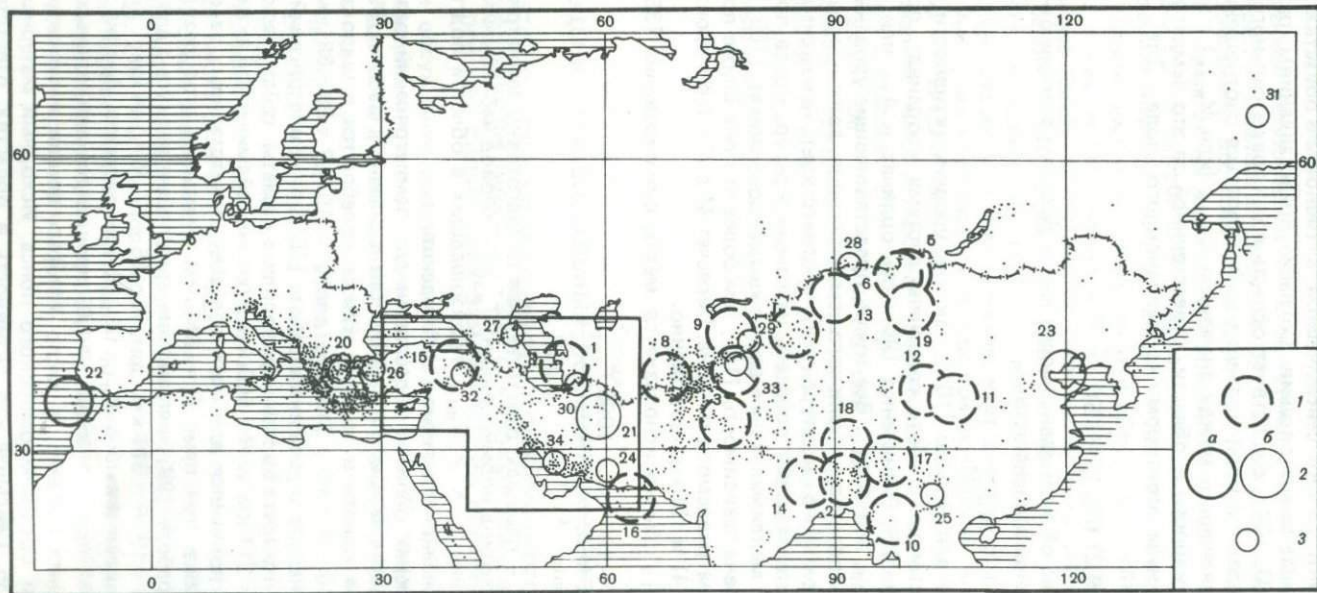


Рис. 35. Положение изучаемого района в пределах континента, сейсмичность Евразии и области, ответственные за сильные землетрясения

1-3 — области, ответственные за сильные землетрясения: 1 — с  $K \geq 18$  ( $M = 7,9 \div 8,7$ ) за 1895—1960 гг.,  $R = 311$  км; 2 — с  $K \geq 18$  ( $M = 7,5 \div 8,0$ ) за 1968—1972 гг.: а —  $M = 8,0$ , б —  $M = 7,5 \div 7,7$ ,  $R = 311$  км; 3 — с  $K = 16 \div 17$  ( $M = 6,5 \div 7,3$ ) за 1968—1972 гг.,  $R = 144$  км. Номера землетрясений соответствуют табл. 13, точки — землетрясениям с  $m_{PV} > 4$  за 9 лет (1961—1969 гг.) по данным USCGS — фрагмент карты [250]

ным USCGS [226]. В некоторых случаях для контроля приводятся более надежные данные по ISC за 1964—1972 гг.

Сильные землетрясения выбраны так, чтобы период, по которому подсчитывалась сейсмическая активность, не включало сильное событие и его афтершоки; это исказило бы смысл работы. Сильнейшие ( $M \geq 7,9$ ) землетрясения анализировались за период 1895—1960 гг., менее сильные ( $M \geq 6,5$ ) — за период 1968—1972 гг.

Выбор  $M_{\min}$  ( $K_{\min}$ ) для расчетов сейсмической активности в областях, ответственных за сильное землетрясение, непосредственно связан с вопросом представительности используемого материала, который имеет решающее значение в настоящем исследовании.

Вопрос о представительности землетрясений центральной части Средиземноморского пояса уже обсуждался (см. гл. III). Представительными для региона в целом за период 1964—1969 гг., по данным ISC, оказались землетрясения с  $m_{PV} = 4,9$ .

Обсуждение вопроса о представительности материалов USCGS за период 1961—1969 гг. и ISC за 1964—1972 гг. для континента Евразии проведем по результатам работ, посвященных анализу этих материалов. Магнитуда  $m_{PV}$  в американских бюллетенях [226] начала определяться с 1961 г., а в ISC — с 1964 г. Как показало сопоставление параллельных определений магнитуд в USCGS и ISC за период 1964—1969 гг., значительных расхождений не получено. Так что представительность этого материала будет обсуждаться одновременно.

В специальных исследованиях по материалам Береговой службы США [174, 175, 188] отмечается, что с 1961 г. существенно улучшилась информация о землетрясениях с  $m = 4 \div 5$  для большинства сейсмоактивных районов Земли и в USCGS регистрируется  $\sim 70\%$  землетрясений с  $m_{PV} \geq 4$ . Оценка основана на анализе графиков повторяемости; при  $m_{PV} = 4$  наблюдается резкий спад числа регистрируемых землетрясений. На основании этих работ можно полагать, что землетрясения с  $M_{LH} = 4\frac{1}{2}$  ( $m_{PV} = 4,6$ )<sup>1</sup> регистрировались без существенных пропусков на всем континенте Евразии с 1961 г. По более осторожным оценкам [71], с 1963 г. по всем сейсмоактивным районам мира собраны представительные данные о землетрясениях, начиная с  $m_{PV} \geq 5$ . Результаты, полученные в работе [225], за 1964—1969 гг. для 28 районов мира в основном не противоречат этой оценке.

Проконтролируем эту оценку данными ISC за 1964—1969 гг. в наименее обеспеченных сейсмическими станциями мира районах Якутии, Монголии и Китая (см. рис. 35). Как показал анализ, в районах Монголии и Китая землетрясения с  $K = 12,5$  ( $m_{PV} = 4,6 \div 4,7$ ,  $M_{LH} = 4,4 \div 4,5$ ) в среднем пишутся 33 сейсмическими станциями на расстояниях до  $140^\circ$ . Для сравнения приведем данные по югу Ирана: землетрясения с  $m_{PV} = 4,9$  ( $M_{LH} = 4,8$ ) пишутся в среднем 58 сейсмическими станциями на расстоянии до  $110^\circ$ , т.е. условия регистрации в этих районах приблизительно одинаковы. В районах Якутии за период 1961—1969 гг. зарегистрировано всего четыре землетрясения с  $m_{PV} = 4,4 \div 4,7$ ,  $M_{LH} = 4,3 \div 4,5$  (см. рис. 35). Они записаны в среднем 37 сейсмическими станциями на расстоянии до  $140^\circ$ , таким образом, землетрясения с  $M = 5$  в этом районе не могли быть пропущены. Остановившись на этой более осторожной оценке ( $M_{\min} = 5$ ,

<sup>1</sup> При пересчете магнитуд  $m_{PV}$  в  $M_{LH}$  для континента Евразии использовано соотношение (13).

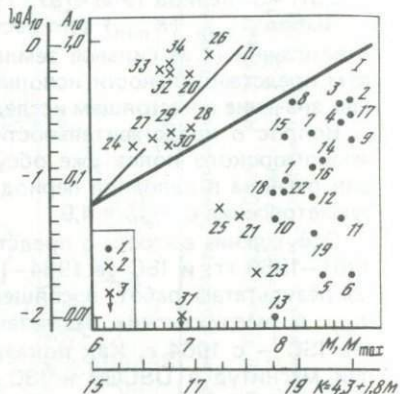
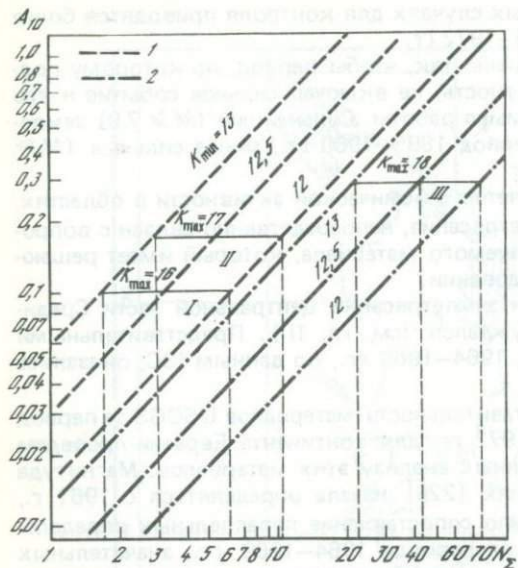


Рис. 36. Номограмма для определения уровня сейсмической активности  $A_{10}$  в областях, ответственных за подготовку землетрясений с  $K \geq 16$  по числу эпицентров  $N_{\Sigma}$  (период наблюдений 9 лет;  $\gamma = 0,56$  ( $b = 1,0$ );  $K_{\min} = 12; 12,5; 13$ )

1 —  $K_{\max} = 16, 17$ ,  $R = 144$  км; 2 —  $K_{\max} \geq 18$ ,  $R = 311$  км. I, II — минимальные уровни  $A_{10}$  для  $K_{\max} = 16$  и  $K_{\max} = 17$  при  $R = 144$  км; III — то же для  $K_{\max} \geq 18$  при  $R = 311$  км

Рис. 37. Корреляция сейсмической активности и  $M_{\max}$  для землетрясений континента Евразии при  $b = \text{const} = 1,0$

I, II — зависимости (14), (15) соответственно. 1—3 — значения  $A_{10}$  в областях, ответственных за землетрясения: 1 — с  $M \geq 7,9$  в период 1895—1972 гг.; 2 — с  $M = 6,4 \div 7,8$  в период 1968—1972 гг.; 3 —  $A_{10} = 0$  (при  $M_{\min} = 5$ ). Цифры на рисунке — номера землетрясений согласно табл. 13

$K_{\min} = 13$ ), мы для тех случаев, когда нет контрольных расчетов, заведомо завышаем значение  $A$  в области, ответственной за сильное землетрясение.

Используя формулы (14) и (16) и полагая в формуле (16)  $K_{\min} = 13$  ( $M_{LH} \approx 5$ ),  $\gamma = 0,56$  ( $b = 1,0$ ), оценим число землетрясений  $N_{\Sigma}$ , соответствующее минимальному уровню активности  $A_{10} = 0,18$  за 9 лет для  $K_{\max} = 17$ . Для простоты воспользуемся номограммой на рис. 36, откуда следует, что в зоне подготовки землетрясения с  $K = 17$  ( $M = 7^{1/4}$ ) в радиусе 144 км должно было бы произойти по крайней мере три землетрясения за 9 лет с  $M \geq 5$  ( $K \geq 13$ ). Для землетрясений с  $K \geq 18$  ( $M \geq 7,4$ ) в пределах области подготовки  $R = 311$  км за 9 лет должно было бы произойти порядка 25 и более землетрясений с  $K \geq 13$  ( $M \geq 5$ ), т.е. достаточно большое число землетрясений.

Корреляция  $A_{10}$  и  $M_{\max}$  в областях, ответственных за сильные землетрясения Евразии в разные периоды. За период 1895—1960 гг. анализировались сильнейшие землетрясения ( $M \geq 7,9$ ). В этот период на континенте произошло 19 землетрясений с  $M \geq 7,9$  (см. табл. 13 и рис. 35).

Оценим современный (1961—1969 гг.) уровень сейсмической активности в областях, ответственных за подготовку сильнейших землетрясений. Будем считать проекциями областей этих землетрясений на поверхность

Земли круг радиусом 311 км. По карте [250], фрагмент которой представлен на рис. 35, подсчитывалось количество землетрясений в пределах круга  $R = 311$  км (табл. 13, графа  $N_{\Sigma}$ ), а по номограмме (см. рис. 36) определялось значение  $A_{10}$ .

Для большей надежности считалось, что все землетрясения имели  $M \geq 5$ , хотя, как показал анализ, такие землетрясения составляют только 50% от общего числа землетрясений с  $M \geq 4$ , нанесенных на карте (см. рис. 35). По-видимому, более реально считать, что  $K_{\min} = 12,5$ . Считая  $K_{\min} = 13$ , мы сознательно завышаем уровень активности в областях подготовки сильных землетрясений. Расчеты проводились в двух вариантах:  $K_{\min} = 12,5$  и  $K_{\min} = 13$ . В табл. 13, А оставлены максимальные значения сейсмической активности (графа 9), соответствующие  $K_{\min} = 13$  (в некоторых случаях использованы для контроля более надежные данные ISC за 1964–1972 гг.). Тем не менее на корреляционном графике (рис. 37) все 19 землетрясений этого периода с  $M \geq 7,9$ , в том числе и сильнейшие землетрясения центральной части Средиземноморского пояса (1895 г. — Красноводское, 1939 г. — Турецкое, 1945 г. — у побережья Аравийского моря), для которых проведены контрольные расчеты, легли существенно ниже прямой / — уравнение (14). Особенно низкой оказалась сейсмическая активность в районах сильнейших землетрясений Монголии и Центрального Китая. Как уже упоминалось выше, существующая сеть сейсмических станций позволяет уверенно регистрировать землетрясения с  $M \geq 5$  в этих районах. Поэтому отсутствие нужного числа эпицентров землетрясений в данном случае объясняется не припуском большого числа землетрясений, а своеобразием сейсмического режима этих районов.

Таким образом, следует отметить, что там, где в прошлом на континенте Евразии происходили землетрясения с  $M \geq 7,9$ , современный уровень сейсмической активности относительно мал, т.е. по зависимости (14) и (15) будут предсказаны землетрясения меньшей силы, чем те, которые уже произошли.

Для сильнейших землетрясений ( $M \geq 7,9$ ) за период 1895–1960 гг. уровень сейсмической активности подсчитывался за 9-летний период на разных этапах после события. За период 1961–1967 гг. корреляция сильных землетрясений с сейсмической активностью (за 1961–1969 гг.) не проводилась, так как период, по которому подсчитывалась активность, совпадает с событием (в пределах от 1 до 6 лет) и в расчет уровня активности попадают сильные события и их афтершоки, что искажает смысл корреляции  $A$  и  $M_{\max}$ .

За период 1968–1972 гг. анализировались сильные землетрясения с  $M \geq 6,4$ . Уровень активности в областях подготовки сильных землетрясений подсчитывался за 4–9-летние периоды до события.

Так как для сильных землетрясений 1968–1969 гг. невозможно оценить по карте (см. рис. 35) общее число землетрясений в областях подготовки до сильного события, то лишь для некоторых из них проведены контрольные выборки по USCGS и ISC за различные сроки наблюдений. Общее число землетрясений за 1961–1969 гг. в областях подготовки сильных землетрясений 1970–1972 гг., так же как и ранее, подсчитывалось по карте. Для областей подготовки сильных землетрясений центральной части Средиземноморского пояса дополнительно проводились контрольные выборки по ISC. Основные данные о сильных землетрясениях 1968–1972 гг. приведены в табл. 13, Б, а результаты корреляции — на рис. 37.

Для землетрясений с  $M \leq 7,3$  ( $K = 16 \div 17$ ,  $R = 144$  км) уровень активности в период, предшествующий сильному событию, варьирует в

Таблица 13

Сильные землетрясения Евразии, использованные для корреляции с сейсмической активностью (сейсмическая активность за 9 лет;  $K_{\min} = 13$ ) ( $\gamma = 0,56$  или  $b = 1,0$ )

А. Землетрясения с  $M > 7,9$ ,  $h < 70$  км за 1895–1960 гг.

№ п/п	Год	Месяц	Число	Координаты		M	
				$\varphi^{\circ} N$	$\lambda^{\circ} E$		
1	2	3	4	5	6	7	
1	1895	VII	9	39,6	53,7	(8,0)	
2	1897	VI	12	26	91	8,7	
3	1902	VIII	22	40	77	8,6	
4	1905'	IV	4	33	76	8,6	
5	1905''	VII	9	49	99	8,4	
6	1905'''	VII	23	49	98	8,7	
7	1906	XII	22	43,5	85	8,3	
8	1907	X	21	38	69	8,1	
9	1911	I	3	43,5	77,5	8,7	
10	1912	V	23	21	97	7,9	
11	1920	XII	16	36	105	8,6	
12	1927	V	22	36 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	102	8,3	
13	1931	VIII	10	47	90	7,9	
14	1934	I	15	26 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	86 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	8,4	
15	1939	XII	26	39,7	39,7	8,0	
16	1945	XI	27	24 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	63	8,3	
17	1950	VIII	15	28 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	96 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	8,7	
18	1951	XI	18	30 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	91	7,9	
19	1957	XII	4	45 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	99 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	8,3	

Б. Землетрясения с  $M \geq 6,4$ ,  $h < 70$  км за 1968–1972 гг.

№ п/п	Год	Месяц	Число	Координаты		M	T	
				$\varphi^{\circ} N$	$\lambda^{\circ} E$			
1	2	3	4	5	6	7	8	
20	1968	II	19	39,4	24,9	7,0	7	
21	1968	VIII	31	34,2	59,0	7,5	7	
22	1969	II	28	36,0	10,6	8,0	8	4
23	1969	VII	18	38,4	119,5	7,7	8	5
24	1969	XI	7	27,9	60,0	6,4	5	8

$N_{\Sigma}$ ( $R = 311$ км)	$\lg A_{1,0}$ ( $R = 311$ км)	Район	Источники (период наблюдения)
8	9	10	11
7	-1,1	Туркмения	[3, 226]
<u>9</u>	<u>-1,0</u>		[165] (1964–1972)
35	-0,4	Индия	[108, 226]
34	-0,4	Южный Тянь-Шань (Каш- гар)	[108, 226]
25	-0,59	Индия	[108, 226]
2	-1,7	Монголия	[108, 226]
2	-1,7	Монголия	[108, 226]
21	-0,66	Северо-Восточный Китай	[108, 226]
34	-0,4	Южный Тянь-Шань (Кара- тагское)	[108, 226]
16	-0,7	Северный Тянь-Шань (Ке- бинское)	[108, 226]
5	-1,3	Бирма	[108, 226]
5	-1,3	Центральный Китай	[108, 226]
6	-1,15	Центральный Китай	[108, 226]
1	-2,0	Монголия	[108, 226]
13	-0,8	Непал	[108, 226]
35	-0,44	Турция	[193, 226]
17	<u>-0,68</u>		[165] (1964–1972)
12	-0,82	Аравийское море	[108, 226]
10	<u>-0,92</u>		[165] (1964–1972)
28	-0,52	Индия (Ассам)	[108, 226]
7	-1,1	Южный Китай	[108, 226]
4	-1,4	Монголия	[170, 226]

$R$ , км	$N_{\Sigma}$	$K_{\min}$	$\lg A_{1,0}$	Район	Источники (период наблюдения)
9	10	11	12	13	14
144	17	12,5	-0,17	Эгейское море	[113, 226] (1961– 1967)
311	3	13	<u>-1,3</u>	Иран	[113, 226] (1961– 1967)
311	2	13	-1,22		[165] (1964–1967)
311	6	13	<u>-1,1</u>	Гибралтарский пролив	[113, 226] (1961– 1968)
311	3	13	-1,15		[165] (1964–1968)
311	1	13	<u>-1,7</u>	Восточный Китай	[113, 226] (1961– 1968)
311	1	13	-1,32		[165] (1964–1968)
144	2	13	-0,72	Юго-Восточный Иран	[113, 165] (1964– 1968)

Таблица 13 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
25	1970	I	4	24,1	102,7	7,3	9
26	1970	III	28	39,2	29,3	7,2	9
27	1970	V	14	43	47,1	6,6	9
							6
28	1970	V	15	50,2	91,2	7,0	9
29	1970	VI	5	42,5	78,9	6,8	9
30	1970	VII	30	37,9	55,9	6,8	9
							6
31	1971	V	18	64,1	146,3	6,9	9
32	1971	V	22	39,1	40,5	6,8	9
							7
33	1971	VII	26	39,9	77,3	6,7	9
34	1972	IV	10	28,5	52,8	6,8	9
							8

П р и м е ч а н и я. 1. Подчеркнуты контрольные значения сейсмической активности, которые использованы для корреляции. 2. Индексация землетрясений 1905 г. (штрихи) в графе 2 использована в табл. 14 и 17 и на рис. 42.

широких пределах ( $A_{10} = 0,01 \div 1,0$ ). Для большинства землетрясений такой силы он достаточно высок. Однако сильные землетрясения с  $M = 8,0$  (28.II 1969 г. — Гибралтар),  $M = 7,7$  (18.VII 1969 г. — Восточный Китай),  $M = 7,5$  (31.VIII 1968 г. — Восточный Иран), а также менее сильные с  $M = 7,3$  (4.I 1970 г. — Южный Китай),  $M = 6,9$  (18.V 1971 г. — хр. Черского) произошли на фоне небольшой сейсмической активности.

Подводя итоги анализа современной (1961—1969 гг.) сейсмической активности в областях, ответственных за сильные землетрясения Евразии в период 1895—1960 гг. (после события) и 1968—1972 гг. (до события), отмечаем, что все 20 землетрясений с  $M \geq 7,9$  и 4 землетрясения менее сильных легли ниже предельного контура, т.е. произошли на фоне пониженной сейсмической активности.

Аналогичные выводы получены по детальным наблюдениям ( $T_{\text{набл}} = 5$  лет,  $K = 9$ ) для Монгольских землетрясений 1905, 1931 гг. в работе [28]. Точки, относящиеся к этим землетрясениям, ложатся значительно ниже предельного контура (14). Полученные результаты дают основание авторам утверждать, что не существует общей для всей Земли зависимости между максимальной величиной землетрясения и сейсмической активностью.

**Обсуждение результатов исследований.** Анализ сейсмической активности в областях подготовки сильных землетрясений Евразии, в том числе центральной части Средиземноморского пояса, позволяет сделать следующие выводы.

Сильнейшие землетрясения (по крайней мере с  $M \geq 7,9$ ) на континенте Евразии могут происходить на фоне пониженной сейсмической активности. В связи с этим в Евразии, пользуясь изложенной выше методикой, нельзя с достаточной определенностью выделить зоны, где возможны

9	10	11	12	13	14
144	1	13	-1,22	Южный Китай	[113, 226] (1961–1969)
144	26	12,5	-0,08	Турция	[113, 226]
144	4	12,5	-0,92	Дагестан	[113, 226]
144	3	13	-0,67		[165] (1964–1969)
144	4	13	-0,62	Отроги хр. Танну-Ола	[113, 226] (1961–1969)
144	7	12,5	-0,66	Центральный Тянь-Шань	[113, 226]
144	6	12,5	-0,75	Иран	[113, 226]
144	2	13	-0,80		[165] (1964–1969)
144	0	13	-	Хр. Черского	[113, 226] (1961–1969)
144	20	12,5	-0,19	Турция	
144	9	13	-0,22		[165] (1964–1970)
144	20	12,5	-0,19	Южный Тянь-Шань	[113, 226] (1961–1969)
144	22	12,5	-0,15	Южный Иран	[113, 226] (1961–1969)
144	10	13	-0,17		[165] (1964–1971)

землетрясения с  $M \geq 7,9$ ; эта методика не позволит избежать ошибок типа "пропуска цели". Как показано в настоящей работе, при разной детальности и разных сроках наблюдения основной вывод не меняется. Так, для Северо-Восточной Анатолии по данным о землетрясениях с  $M \geq 5,5$  за срок наблюдений в 40 лет также оказалось невозможным выделить все зоны, где уже отмечены сильные землетрясения [14].

Таким образом, корреляция параметров  $A$  и  $M_{\max}$  при  $b = \text{const}$  ( $\approx 1,0$ ) недостаточна, чтобы определять  $M_{\max}$  в любых сейсмоактивных районах Земли. Одним из возможных объяснений полученных фактов является различие в сейсмическом режиме разных тектонических зон и, в частности, значимые различия параметра  $b$  в этих зонах.

На самом деле основное предположение методики, что сильнее землетрясения происходят обычно в тех районах, где умеренные землетрясения бывают наиболее частыми, и что с уменьшением максимальной силы землетрясений в разных районах обычно уменьшается и средняя частота повторения (сейсмическая активность) [96], выполняется не всегда. Проиллюстрируем это сначала на моделях графиков повторяемости для разных районов, затем на конкретных примерах.

Как видно из модели 1 (рис. 38), основное предположение методики о прямой зависимости  $M_{\max}$  (в данном случае  $M'_{\max}$ , определяемое в определенный период времени) от уровня активности выполняется только при условии постоянства параметра  $b$  для разных районов. Но это предположение не дает объяснения фактам сильнее землетрясений, которые произошли на фоне пониженной сейсмической активности.

В случае разных наклонов графиков повторяемости в различных районах может быть получена модель II (см. рис. 38). В районах с меньшим значением  $A$  могут происходить более сильные землетрясения, чем в райо-

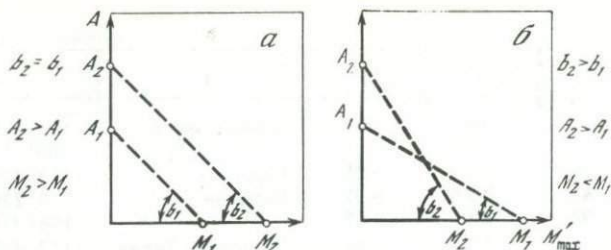


Рис. 38. Модели графиков повторяемости для различных сейсмоактивных районов  
 а — при  $b = \text{const}$ ; б — при  $b \neq \text{const}$

нах с большим значением  $A$ , и наоборот. При этом меньшим значениям  $A$  соответствуют и меньшие (пониженные) значения параметра  $b$ .

Если предположить, что 20 сильнейших землетрясений Евразии (см. рис. 35) являются иллюстрацией случая, когда значения  $A$  понижены (модель II), то и значения параметра  $b$  в областях, ответственных за эти землетрясения, или районах, в пределах которых эти землетрясения произошли, также должны быть понижены (относительно  $b \approx 1,0$ ). Это не противоречит выводам, полученным другими авторами [248, 53, 130, 192].

Предварительно проверив предположение о пониженных значениях параметра  $b$  в областях землетрясений Евразии с  $M \geq 7,9$ , попытаемся получить вариант зависимостей  $M_{\text{max}} = f(A)$  при разных значениях параметра  $b$ .

### 5.1.2. Использование разных значений параметра $b$ для получения зависимостей вида $M_{\text{max}} = f(A)$

Разработка варианта оценки  $M_{\text{max}} = f(A)$  при разных значениях параметра  $b$  проводилась на примере сильнейших землетрясений Евразии без учета сильнейших землетрясений центральной части Средиземноморского пояса (рис. 39).

Оценка параметра  $b$  в некоторых районах континента Евразии и в областях, ответственных за сильные землетрясения. Наше представление о пониженных ( $< 1,0$ ) значениях параметра  $b$  в районах сильнейших землетрясений подтверждается специальным анализом графиков повторяемости землетрясений для сейсмоактивных районов с координатами: I' —  $35-45,5^\circ \text{N}$ ,  $67-88^\circ \text{E}$ ; II' —  $19-35^\circ \text{N}$ ,  $74-100^\circ \text{E}$ ; III' —  $35-51^\circ \text{N}$ ,  $88-120^\circ \text{E}$ , представленных на рис. 39 и в табл. 14. Графики повторяемости для этих районов строились по данным о сильных ( $M \geq 6,8$ ) землетрясениях за 75 лет (1898–1972 гг.) и о менее сильных ( $M \geq 4,8$ ) за 9 лет (1964–1972 гг.) с глубиной очага  $h \leq 100$  км. Наиболее низки значения параметра  $b$  (0,4–0,6) в районе сильнейших землетрясений Монголии и Китая (III'), где отмечена самая низкая фоновая активность. Тем не менее здесь за 75 лет произошло шесть землетрясений с  $M \geq 7,9$ . Графики повторяемости землетрясений этого района и исходные данные для их построения приведены соответственно на рис. 40 и в табл. 15 и 16.

В целом параметр  $b$ , по нашим оценкам, для различных сейсмоактивных районов континента Евразии, включая и данные по центральной части Средиземноморского пояса (см. табл. 12, 14), варьирует в пределах 0,4–1,2. В многочисленных исследованиях зарубежных авторов [75, 188, 189, 183, 246] параметр  $b$  варьирует почти в тех же пределах. Низкие значения  $b$  подтверждаются для территории Китая [75], где параметр  $b$  варьирует в пределах 0,39–0,61.

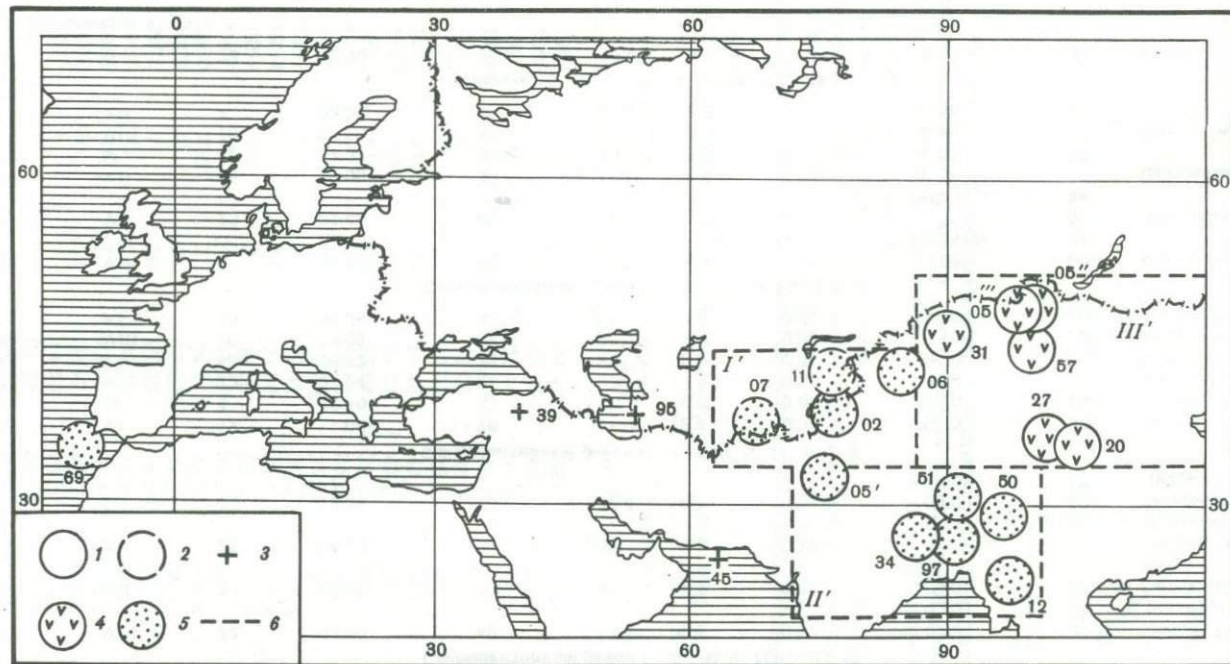


Рис. 39. Области, ответственные за сильные землетрясения Евразии, значения параметра  $b$  в них и сейсмоактивные районы, для которых определялся параметр  $b$

1 — области, ответственные за сильнейшие землетрясения Евразии с  $M > 7,9$ ,  $R = 311$ ; 2 — области, для которых непосредственно оценивался параметр  $b$ ; 3 — эпицентры сильнейших землетрясений ( $M > 7,9$ ) центральной части Средиземноморского пояса. Цифры указывают год события. Значения параметра  $b$ : 4 —  $b = 0,4 \pm 0,15$ , 5 —  $b = 0,7 \pm 0,15$ ; 6 — границы сейсмоактивных районов I'—III', для которых оценивался параметр  $b$

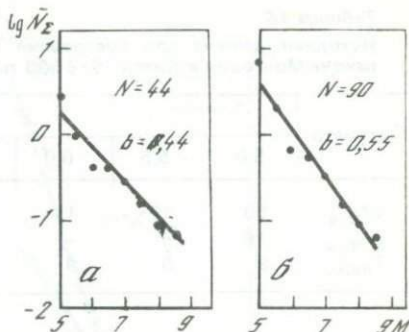
Таблица 14

Оценка параметра  $b$  в сейсмоактивных районах и областях, ответственных за сильные землетрясения Евразии

Год	Месяц	Число	Время, ч мин	Координаты		$M$	$b$ по графикам		$N_{\Sigma}$	Район землетрясения
				$\varphi^{\circ} N$	$\lambda^{\circ} E$		распределения	кумулятивным		
<b>Сейсмоактивный район I': 35–45,5° N, 67–88° E</b>										
1902	VIII	22	03 00	40	77	8,6	0,72	0,80	222	Южный Тянь-Шань
							—	0,80*	26	(Кашгар)
1906	XII	22	18 21	43,5	85	8,3	0,72	0,80	222	Северо-Восточный Китай
1907	X	21	04 23	38	69	8,1	0,72	0,80		Южный Тянь-Шань
							—	0,74*	44	(Каратаг)
1911	I	3	23 25	43,5	77,5	8,7	0,72	0,80	222	Северный Тянь-Шань
							—	0,66*	19	(Кебин)
<b>Сейсмоактивный район II': 19–35° N, 74–100° E</b>										
1897	VI	12	11 06	26	91	8,7	0,80	0,70	208	Индия
1905'	IV	4	00 50	33	76	8,6	0,80	0,70	208	Индия
1912	V	23	02 24	21	97	7,9	0,80	0,70	208	Бирма
1934	I	15	08 43	26 $\frac{1}{2}$	86 $\frac{1}{2}$	8,4	0,80	0,70	208	Непал
1950	VIII	15	14 09	28 $\frac{1}{2}$	96 $\frac{1}{2}$	8,7	0,80	0,70	208	Индия (Ассам)
1951	XI	18	09 35	30 $\frac{1}{2}$	91	7,9	0,80	0,70	208	Южный Китай
<b>Сейсмоактивный район III': 35–51° N, 88–120° E</b>										
1905'	VII	9	09 40	49	99	8,4	—	0,55	90	Монголия
							—	0,44 б/а	44	
1905'''	VII	23	02 46	49	98	8,7	—	0,55	90	Монголия
							—	0,44 б/а	44	
1920	XII	16	12 05	36	105	8,6	—	0,55	90	Центральный Китай
1927	V	22	22 32	36 $\frac{3}{4}$	102	8,3	—	0,55	90	"
1931	VIII	10	21 18	47	90	7,9	—	0,55	90	Монголия
1957	XII	4	03 37	45 $\frac{1}{2}$	99 $\frac{1}{2}$	8,3	—	0,55	90	"
<b>Область (6° X 6°): 33–39° N, 7,5–13,5° W</b>										
1969	II	28	02 40	36,0	10,6W	8,0	—	0,66	38	Гибралтар

\* Значение  $b$  для области 4° X 4°

Рис. 40. Кумулятивные графики повторяемости землетрясений района Монголии и Китая (III') без учета афтершоков (а) и с учетом их (б)



Из всего набора графиков повторяемости землетрясений различных сейсмоактивных районов, полученных в настоящей работе, выберем примеры, подтверждающие модели I и II (см. рис. 38). Наиболее яркие из них представлены на рис. 41.

При исследовании зависимости  $M_{\max} = f(A)$  с использованием разных значений параметра  $b$  возникает необходимость оценивать этот параметр в любой, сравнительно небольшой по площади области и, в частности, в областях, ответственных за подготовку сильных землетрясений.

Таблица 15

Сильные землетрясения Монголии и Китая за 1898–1972 гг. (район III' на рис. 39)

Год	Месяц	Число	Время, ч мин	Координаты		M	Источ- ник
				$\varphi^{\circ}$ N	$\lambda^{\circ}$ E		
1903	II	1	09 43	48,0	98,0	7,8	[170]
1905	VII	9	09 40	49,0	99,0	8,4	[170]
1905	VI	23	02 46	49,0	98,0	8,7	[170]
1914	VIII	4	22 41	40,5	90,5	7,3	[170]
1920	XII	16	12 05	36,0	105,0	8,6	[170]
1927	V	22	22 32	36,8	102,0	8,3	[170]
1931	VIII	10	21 18	47,0	90,0	7,9	[170]
1931	VIII	18*	14 21	47,0	90,0	7,2	[170]
1932	XII	25	02 04	39,3	96,5	7,6	[170]
1936	II	7	08 56	35,5	103,3	6,8	[75, 186]
1937	I	7	13 20	35,5	98,0	7,6	[170]
1937	VIII	1	10 41	35,0	115,5	6,9	[75, 186]
1954	II	11	00 30	39,0	101,5	7,2	[170]
1954	VII	31	00 59	39,0	104,5	7,0	[75, 186]
1957	XII	4	03 37	45,5	99,5	8,3	[170]
1960	XII	3	04 24	42,9	104,4	7,0	[170]
1962	V	21	12 02	37,3	96,0	7,2	[170]
1963	IV	19	07 35	35,8	96,9	7,0	[170]
1965	XI	13	04 33	43,9	87,7	6 $\frac{3}{4}$	[165]
1966	III	7*	21-29	37,4	115,0	7,0	[165]
1966	III	22	08 19	37,5	115,0	7,2	[165]
1967	I	5	14 40	48,2	102,9	7,5	[165]
1967	I	20*	01 57	48,1	103,0	7,0	[165]
1969	VII	18	05 24	38,4	119,5	7,5	[165]
1970	V	15	17 13	50,2	91,2	6,9	[165]

\* Афтершоки и форшоки.

Таблица 16

Исходные данные для построения графиков повторяемости землетрясений для района Монголии и Китая ( $S=6500$  тыс. км<sup>2</sup>)

Параметр	Магнитуда							
	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	8,5
$\Sigma N_{с/а}$	50	12	1	2	13	5	2	5
$\Sigma N_{б/а}$	16	5	—	1	10	5	2	5
$T_{набл}$	9	9	9	9	75	75	75	75

Таблица 17

Сейсмическая активность в областях подготовки сильных землетрясений при использовании разных значений параметра  $b$

Год	$M$	$b \pm 0,15$	$N_{\Sigma} (R=311)$	$\lg A_{1,0}$
1897	8,7	0,7	37	-0,93
1902	8,6	0,7	34	-0,96
1905'	8,6	0,7	25	-1,10
1905''	8,4	0,4	2	-2,89
1905'''	8,7	0,4	2	-2,89
1906	8,3	0,7	21	-1,18
1907	8,1	0,7	34	-0,96
1911	8,7	0,7	16	-1,29
1912	7,9	0,7	5	-1,80
1920	8,6	0,4	5	-2,49
1927	8,3	0,4	6	-2,41
1931	7,9	0,4	1	-3,19
1934	8,4	0,7	13	-1,38
1950	8,7	0,7	28	-1,05
1951	7,9	0,7	7	-1,70
1957	8,3	0,4	4	-2,58
1969	8,0	0,7	6	-1,66

В силу разных причин (различного характера сейсмического режима, малого периода наблюдений и флюктуаций сейсмического режима) в некоторых областях, ответственных за сильное землетрясение, статистика за исследуемый период явно недостаточна для оценки  $b$ . В этих случаях воспользуемся данными, полученными для больших районов (I'-III'), в пределах которых произошло это сильное землетрясение.

Где допускала статистика, параметр  $b$  оценивался на площади  $4^{\circ} \times 4^{\circ}$  или  $6^{\circ} \times 6^{\circ}$  с эпицентром сильнейшего землетрясения в центре площадки, что в первом приближении соответствует модели области, ответственной за сильное землетрясение с  $R = 311$  км. Значения параметра  $b$  в областях, ответственных за сильнейшие землетрясения континента Евразии, сведены в табл. 14.

Учитывая диапазон изменений параметра  $b$  и ошибку, рассчитанную по формуле

$$\sigma = b / \sqrt{N}, \quad (17)$$

для небольшого количества землетрясений из работы [72], а также среднее значение  $\sigma$ , полученное при оценке параметра  $b$  в основных сейсмоактивных зонах (см. табл. 12), объединим значения  $b$  в группы:  $b = 1,0 \pm$

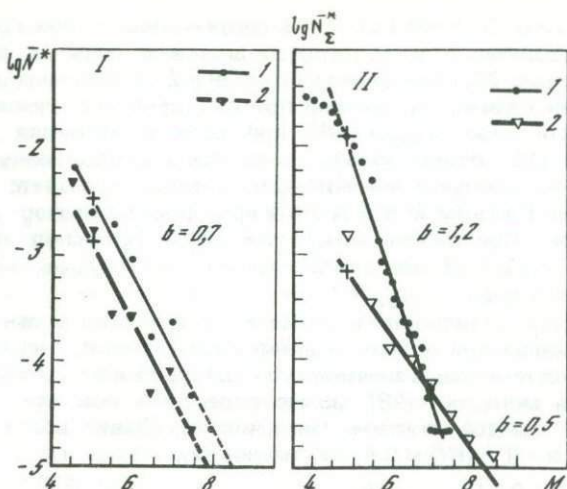


Рис. 41. Графики повторяемости землетрясений сейсмоактивных районов, иллюстрирующие модели I и II (см. рис. 38)

I —  $b = \text{const}$ . Сейсмоактивные районы Северо-Восточной Анатолии (1) и Копетдага (2); II —  $b \neq \text{const}$ . Сейсмоактивные районы хр. Загроса (1), Монголии и Китая (2)

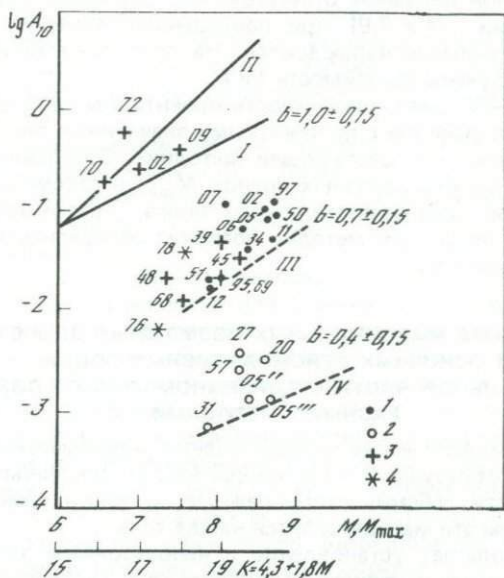


Рис. 42. Зависимости вида  $M_{\text{max}} = f(A)$  при разных значениях параметра  $b$  и сильные землетрясения центральной части Средиземноморского пояса

I—IV — зависимости (14), (15), (18), (19) соответственно. 1 — значения сейсмической активности в областях, ответственных за сильные землетрясения континента Евразии, рассчитанные при  $b = 0,7$ ; 2 — то же при  $b = 0,4$  (по данным табл. 17); 3 — значения сейсмической активности в областях, ответственных за сильные землетрясения в центральной части Средиземноморского пояса, рассчитанные для соответствующих значений  $b$ ; 4 — то же для сильных землетрясений после 1972 г. Цифры указывают год землетрясения

$0,15$ ,  $b = 0,7 \pm 0,15$ ,  $b = 0,4 \pm 0,15$ . В соответствии с этой градацией даны условные обозначения в областях подготовки сильных землетрясений Евразии (см. рис. 39). Как видно из рис. 39 и 27, все сильнейшие ( $M \geq 7,9$ ) землетрясения Евразии произошли при пониженных значениях  $b$  ( $b < 1,0$ ).

Зависимости вида  $M_{\max} = f(A)$  при разных значениях параметра  $b$ . По формуле (16) определим  $A_{10}$  в областях, ответственных за сильные землетрясения, используя значения  $b$ , полученные в соответствии с выбранной градацией. Пересчет  $M$  в  $K$  и  $b$  в  $\gamma$  производится по формулам (4) и (5) соответственно. При расчете активности (табл. 17) использованы следующие данные:  $K_{\min} = 13$ , для землетрясения 1969 г.  $T_{\text{набл}} = 8$  лет, для остальных землетрясений  $T_{\text{набл}} = 9$  лет.

Сейсмическая активность в областях подготовки сильных землетрясений, полученная при разных значениях параметра  $b$ , распадается на две ступени, соответствующие значениям  $b = 0,7 \pm 0,15$  и  $b = 0,4 \pm 0,15$  (рис. 42). По известной методике [98] можно определить положение предельного контура для каждой ступени (значения  $b$ ). Зависимости  $M_{\max} = f(A)$  для значений  $b = 0,7$  (III) и  $0,4$  (IV) имеют вид

$$\lg A_{10} = \bar{2},0 + 0,3(K_{\max} - 18), \quad (18)$$

$$\lg A_{10} = \bar{4},66 + 0,20(K_{\max} - 18). \quad (19)$$

Эти зависимости на рис. 42 нанесены пунктиром, так как статистика мала: для  $b = 0,7 \pm 0,15$   $N = 11$ , а для  $b = 0,4 \pm 0,15$   $N = 6$ .

Обращает на себя внимание отсутствие на континенте Евразии сильнейших землетрясений ( $M \geq 7,9$ ) при повышенных значениях параметра  $b$  ( $b \geq 1,0$ ). Менее сильные наблюдаются. На основании таких землетрясений при  $b \approx 1,0$  получены зависимости I и II.

Зависимости I–IV дают возможность ориентировочно оценивать  $M_{\max}$ , в том числе и для районов с пониженными значениями параметров  $A$  и  $b$ , что не было учтено в существующей методике. Эти зависимости будут опробованы для ориентировочных оценок  $M_{\max}$  в сейсмоактивных зонах центральной части Средиземноморского пояса. Сравнение этих оценок с оценками  $M_{\max}$  по другим методам позволит определить эффективность полученных зависимостей.

## 5.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАКСИМАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОСНОВНЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА РАЗНЫМИ МЕТОДАМИ

Расчетные сейсмологические методы оценки максимальных возможных землетрясений, используемые в настоящей работе, основаны на представлении о стабильности сейсмического режима. С точки зрения подхода к решению проблемы эти методы делятся на два типа.

Первый предполагает установление и использование закономерностей сейсмического режима и свойств статистического распределения. К этому типу относятся методы оценки максимального возможного землетрясения по графикам повторяемости, по графикам Беньюффа и по распределению Гумбеля. При использовании графиков повторяемости землетрясений и распределения Гумбеля получают средние значения максимальных магнитуд землетрясений, возможных в определенный период времени, —  $M'_{\max}$ . По графикам Беньюффа можно получить два рода оценок:  $M'_{\max}$ , связанную с определенным периодом времени, и  $M_{\max}$  — безотносительно ко времени.

Ко второму типу относится корреляционный метод оценки  $M_{\max}$ , который предполагает установление и использование более общих корреляционных зависимостей. Метод [96–106] основан на корреляции максимальных магнитуд землетрясений с уровнем сейсмической активности при  $b = \text{const}$ . В случае учета разных значений параметра  $b$   $M_{\max}$  коррелируется с двумя параметрами сейсмического режима ( $A$  и  $b$ ), причем второй из них ( $b$ ) дает косвенную характеристику среды.

**Оценка  $M'_{\max}$  по графикам повторяемости землетрясений.** Определение максимальной магнитуды землетрясений, возможной в определенный период времени, по графикам повторяемости землетрясений обсуждалось и проводилось во многих работах [78, 229, 130, 246]. В основу оценки  $M'_{\max}$  [130] положена линейная экстраполяция графика повторяемости в сторону больших магнитуд на срок, незначительно превышающий период наблюдений, в предположении стабильности сейсмического режима во времени и прямолинейности графика. Точка пересечения графика с горизонтальной осью (выбранной в зависимости от периода наблюдений) принимается за максимальную магнитуду, возможную в данном районе за определенный период.

Используемая в настоящей работе оценка  $M'_{\max}$  за 100 лет (см. рис. 33) при периоде наблюдений для сильных землетрясений в 70 лет не вызывает особых сомнений. Более того, точки сильнейших землетрясений, не участвующие в расчетах по причине малой статистики, легли на прямую. Однако нередки случаи, когда точки плохо ложатся на прямую. Возможно, это указывает либо на нарушение стабильности режима в данном районе, либо на неоднородность района по геолого-геофизическим данным. Такие районы требуют дополнительного исследования. В случае непрямолинейности графика оценки, сделанные по зависимости (1), окажутся несколько завышенными.

По графикам повторяемости для основных сейсмоактивных зон центральной части Средиземноморского пояса (см. рис. 33) получены следующие средние значения максимальных землетрясений, возможных в 100 лет —  $M'_{\max}$ : Кавказ — 7,2, Копетдаг — 7,6, Северо-Восточная Анатолия — 8,2, хр. Загрос — 7,6.

**Оценка  $M_{\max}$  по графикам Беньоффа.** В работе [130] предлагается использовать график Беньоффа для оценки  $M_{\max}$  следующим образом. График (см. рис. 34) ограничивается наклонными параллельными прямыми. Максимальным возможным является такое землетрясение, для которого величина  $\Sigma E^{1/2}$  равна разности ординат между ограничивающими график прямыми. Основное предположение метода — равномерное приращение выделяемой энергии. В результате получаем суммарную высвобожденную деформацию, пересчитанную в магнитуду ( $M_{\max}$ ) землетрясения, которое, возможно, произойдет в случае одновременного высвобождения энергии. При этом не снимаются вопросы: состоит ли такое землетрясение или накопившаяся деформация высвободится за счет большего числа землетрясений меньших магнитуд в определенные периоды, что дает возможность определять  $M'_{\max}$ .

Оценка максимального возможного землетрясения по графикам Беньоффа имеет слишком субъективный характер из-за неопределенности проведения параллельных прямых. Для основных сейсмоактивных зон (см. рис. 34) получены следующие оценки: Кавказ — 7,4, Копетдаг — 7,6, Северо-Восточная Анатолия — 8,4, хр. Загрос — 7,9.

**Использование теории экстремальных значений для определения  $M'_{\max}$ .** Эту теорию обычно связывают с именем Гумбеля, много сделавшего по внедрению теории в расчеты максимальных паводков, усталостных раз-

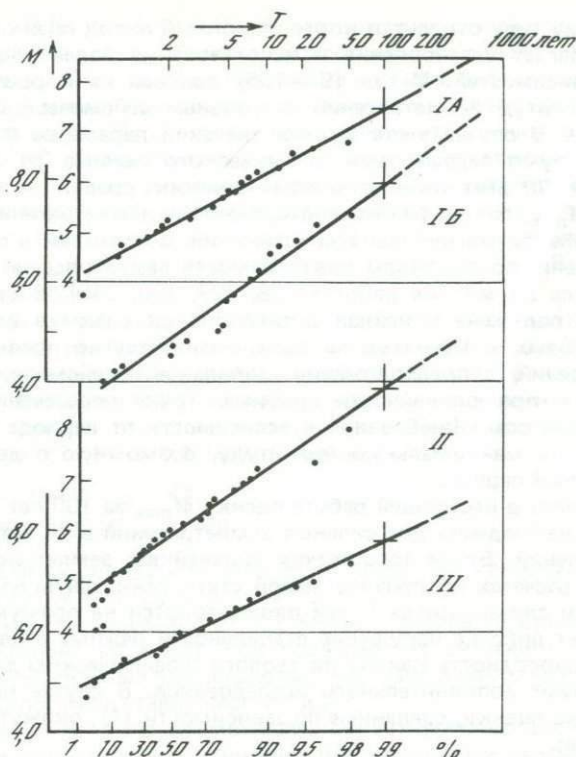


Рис. 43. Оценка  $M'_{\max}$  по методу Гумбеля для сейсмоактивных зон центральной части Средиземноморского пояса: Кавказа (IA), Копетдага (IB), Северо-Восточной Анатолии (II), хр. Загрос (III)

рушений и др. [44]. При определенных условиях эта теория позволяет прогнозировать на заданный срок максимальную величину того или иного явления. Для расчетов максимального землетрясения она использовалась в работах [209, 26, 194, 187].

В работе [72] показано, что теория экстремальных значений предъявляет жесткие условия к объему наблюдений и не всегда может быть использована.

Основное предположение теории экстремальных значений заключается в том, что если магнитуды землетрясений определенного региона распределены по показательному закону, то наибольшие магнитуды распределены в виде двойной показательной функции.

На рис. 43 по вертикальной оси отложены максимальные наблюдаемые магнитуды, а по горизонтальной — их вероятности (нижняя шкала) и периоды повторения (верхняя шкала).

Из теории следует ряд полезных выводов. Так, можно задать определенную вероятность и найти максимальное значение магнитуды землетрясения, которое появится в данном районе в определенный период времени с данной вероятностью или не будет с данной вероятностью превзойдено. По этому методу получены сравнительно высокие оценки  $M'_{\max}$ : Кавказ — 7,5, Копетдаг — 7,9. Северо-Восточная Анатолия — 8,9, хр. Загрос — 7,7.

Таблица 18

Сейсмическая активность в областях, ответственных за сильные землетрясения центральной части Средиземноморского пояса, при разных значениях параметра  $b$  ( $K_{\min} = 13$ )

Год	$M$	$T$	$b$	$R$ , км	$N_{\Sigma}$	$\lg A_{1,0}$	Район (зона)	Источник (период наблюдения)
А. В пределах основных сейсмоактивных зон								
1895	8,0	9	0,7	311	9	-1,60	Красноводск (Копетдат)	[165] (1964—1972)
1902	6,9	9	1,0	144 311	8 12	-0,3 <u>-0,7</u>	Шемаха (Кавказ)	[165] (1964—1972)
1909	7,4	9	1,0	311	22	-0,46	Силахор (Загрос)	[165] (1964—1972)
1939	8,0	9	0,7	311	17	-1,27	Эрзинджан (Северо-Восточная Аналия)	[165] (1964—1972)
1948	7,3	9	0,7	311	9	-1,60	Ашхабад (Копетдаг)	[165] (1964—1972)
1970	6,6	6	1,0	144	3	-0,67	Махачкала (Кавказ)	[165] (1964—1969)
1972	6,8	8	1,0	144 311	10 41	-0,17 <u>-0,22</u>	Хир (Загрос)	[165] (1964—1971)
Б. В пределах региона								
1945	8,3	9	0,7	311	10	-1,49	Аравийское море	[165] (1964—1972)
1968	7,5	7	0,7	311	3	-1,90	Восточный Иран	[226] (1961—1967)
1976	7,2	9	0,7	311	2	-2,22	Газли	[165] (1964—1972)
1978	7,5	9	0,7	311	20с/а	-1,22	Восточный Иран	[165] (1964—1972)
					146/а	<u>-1,34</u>		

Использование зависимостей вида  $M_{\max} = f(A)$  при разных значениях параметра  $b$ . Опробуем зависимости III и IV (см. рис. 42), найденные по сильнейшим землетрясениям континента Евразии, для ориентировочных оценок  $M_{\max}$  в основных сейсмоактивных зонах центральной части Средиземноморского пояса. При этом будем считать, что оценка  $M_{\max}$ , полученная по уровню современной сейсмической активности  $A$  и значению  $b$  в области, ответственной за сильнейшее землетрясение в пределах зоны, относится ко всей зоне. Специального анализа для предельного контура  $b = 1,0 \pm 0,15$  не проводилось, так что для оценки  $M_{\max}$  менее сильных землетрясений ( $M \leq 7,8$ ) в зонах с повышенными значениями параметра  $b$  ( $\geq 1,0$ ) будем использовать контур I.

Сейсмическая активность в областях, ответственных за сильные землетрясения в центральной части Средиземноморского пояса, получена при разных значениях параметра  $b$  и представлена в табл. 18. В графе 7 подчеркнуты значения активности, принятые для оценки  $M_{\max}$ . В графе 4 для землетрясения 1976 г. приведено значение  $b$  из [111].

На рис. 42 все сильнейшие землетрясения ( $M \geq 7,5$ ) центральной части Средиземноморского пояса легли или почти легли на предельный кон-

Таблица 19

Параметры сейсмического режима основных сейсмоактивных зон центральной части Средиземноморского пояса

Зона	$b^*$	$\lg A_{M=5}$	$M_{\max}$ , наблюден- ные за 1893— 1972 гг.	$M_{\max}$	
				$M'_{\max}$ по гра- фикам повто- ряемости 1 раз в 100 лет	
1	2	3	4	5	
Кавказ	$0,97 \pm 0,09$	$-2,66 \pm 0,27$	6,9	7,2	
	$0,95 \pm 0,21$	$-2,73 \pm 0,16$	(1902)		
Копетдаг	$0,72 \pm 0,09$	$-2,83 \pm 0,34$	8,0	7,6	
	$0,71 \pm 0,22$	$-2,82 \pm 0,20$	(1895)		
Северо-Во- сточная Анатолия	$0,72 \pm 0,06$	$-2,44 \pm 0,18$	8,0	8,2	
	$0,65 \pm 0,12$	$-2,50 \pm 0,11$	(1939)		
Хр. Загрос	$1,07 \pm 0,11$	$-2,08 \pm 0,45$	7,4	7,5	
	$1,23 \pm 0,20$	$-1,95 \pm 0,12$	(1909)		

\* В первой строке 2-й и 3-й граф даны значения  $b$  и  $\lg A_{M=5}$ , рассчитанные по методу наименьших квадратов; во второй — по методу максимального правдоподобия.

\*\* Оценка получена для области, ответственной за землетрясение 1972 г. в юго-западной части хр. Загрос.

тур III, что соответствует максимальным землетрясениям, или немного выше. Менее сильные, но максимальные или близкие к максимальным землетрясения в сейсмоактивных зонах хр. Загрос (1909 г. с  $M = 7,4$ , 1972 г. — с  $M = 6,8$ ) и Кавказа (1902 г. с  $M = 6,9$ , 1970 г. с  $M = 6,6$ ) по уровню активности оказываются в районе зависимости I, полученной при  $b \approx 1,0$ . Действительно, значения параметра  $b$  для этих районов  $1,0 \pm 0,15$  (см. табл. 12).

Для проверки эффективности зависимостей вида  $M_{\max} = f(A)$  при разных значениях параметра  $b$  сравним оценки  $M_{\max}$ , полученные по этим зависимостям, с оценками максимальных возможных землетрясений, полученными другими методами (табл. 19). Как видно из табл. 19, оценки, полученные по зависимости  $M_{\max} = f(A)$  при разных значениях параметра  $b$  для областей, ответственных за подготовку сильнейших землетрясений в сейсмоактивных зонах Кавказа, Северо-Восточной Анатолии и хр. Загрос (графа 10), в основном не противоречат значениям  $M'_{\max}$  и  $M_{\max}$ , полученным разными методами (графы 5—8), и максимальным наблюдаемым магнитудам землетрясений (графа 4). В этих случаях максимальное возможное землетрясение в зоне не противоречит оценкам максимальных магнитуд, возможных в определенный период времени,  $M'_{\max}$ , сделанным за период 1900—1972 гг. Для зоны Копетдаг оценка  $M_{\max}$  (графа 10), подтвержденная сильным Красноводским землетрясением 1895 г. ( $M \approx 8,0$ ), превосходит оценки  $M'_{\max}$  за период 1900—1972 гг. (графы 5—7). В подобных случаях для оценки максимального возможного землетрясения может быть эффективным пока только метод, основанный на зависимости  $M_{\max} = f(A)$  с учетом разных значений параметра  $b$ , который независимо от периода наблюдений оценивает  $M_{\max}$  по средним  $A$  и  $b$  в области, ответственной за сильное землетрясение.

По данным за 1900–1972 гг.

$M'_{\max}$ по Гумбелю 1 раз в 100 лет с $P = 0,99$	$M'_{\max}$ , среднее значение	$M_{\max}$ по графикам Бенъ-оффа	$M_{\max} = f(A), b \neq \text{const}$		$M_{\max} = f(A), b = \text{const} \approx 1,0$
			$b$	$M_{\max}$	
6	7	8	9	10	11
7,5	$7,35 \pm 0,15$	7,4	1,0	7,2	7,2
7,9	$7,75 \pm 0,15$	7,6	0,7	8,0	6,4
8,6	$8,4 \pm 0,2$	8,4	0,7	8,7	7,2
7,7	$7,6 \pm 0,10$	7,9	1,0	7,7	7,7 8,3**

В графе 11 табл. 19 приведены значения  $M_{\max}$ , полученные при постоянном значении  $b$  ( $b = 1,0$ ) для всех сейсмоактивных зон. Для зон Копетдага и Северо-Восточной Анатолии оценки  $M_{\max}$  занижены, так как действительные значения параметра  $b$  для этих районов значительно меньше. Оценка  $M_{\max} = 8,3$ , сделанная по уровню активности области, ответственной за землетрясение 1972 г. на юго-западе хр. Загрос, где средние значения  $b = 1,35 \pm 0,15$  (см. рис. 44) превосходят  $b = 1,0 \pm 0,15$ , завышена. В дальнейшем, по-видимому, для оценки  $M_{\max}$  в районах, подобных хр. Загрос, необходимо найти зависимости со значениями  $b$ , значительно превосходящими  $1,0 \pm 0,15$ .

Полученные отклонения соответствуют ошибкам типа "пропуск цели" и "ложная тревога" в случае использования постоянного  $b$  для разных районов. Так как зависимости  $M_{\max} = f(A)$  при разных значениях параметра  $b$  (I, III, IV на рис. 42) — это лишь средние зависимости, то при их использовании можно получить только ориентировочные оценки  $M_{\max}$ . Строгое изучение флюктуаций долговременных средних параметров  $A$  и  $b$  — дело будущего.

Как показал анализ, параметры сейсмического режима  $A$  и  $b$ , а также суммарная энергия высвобождения  $\Sigma \sqrt{E}$  и характер высвобождения энергии в некоторых сейсмоактивных зонах имеют принципиальное различие. Логично предположить, что и максимальные оценки магнитуд землетрясений в этих районах будут различны. По наблюдениям за XX в. такое различие существует. В соседних по географии районах Кавказа, Турции, Ирана отмечены различные максимальные землетрясения:  $M = 6,9; 8,0$  и  $7,5$  соответственно (различие по максимальной высвобожденной энергии на Кавказе и Турции более чем в 5 раз).

Как видно из табл. 19, предположение о разных  $M_{\max}$  для некоторых

зон не противоречит расчетам. Значительно различаются оценки  $M_{\max}$  для зон Кавказа и Северо-Восточной Анатолии, Северо-Восточной Анатолии и хр. Загрос. Зона Копетдаг занимает промежуточное положение между этими зонами как по параметрам  $A$ ,  $b$ , так и по  $M_{\max}$ . Эти результаты дают возможность говорить о принципиальном различии сейсмического режима некоторых сейсмоактивных зон и открывают путь к классификации областей по типу сейсмического режима на количественной основе.

Оценки средних долговременных параметров сейсмического режима, полученные для основных сейсмоактивных зон, дают общее представление о сейсмической опасности территории СССР (Кавказа, Туркмении) и высокосейсмичных пограничных районов Турции и Ирана. Оценки максимальных магнитуд землетрясений в отдельных частях региона, не вошедших в основные сейсмоактивные зоны, будут рассмотрены в следующем разделе.

### 5.3. ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Оценки максимальных магнитуд землетрясений по площади (для элементарных площадок) сделаны двумя методами: 1) по графикам повторяемости землетрясений (оценки  $M'_{\max}$ ) и 2) по зависимостям вида  $M_{\max} = f(A)$  при разных значениях  $b$  (оценки  $M_{\max}$ ).

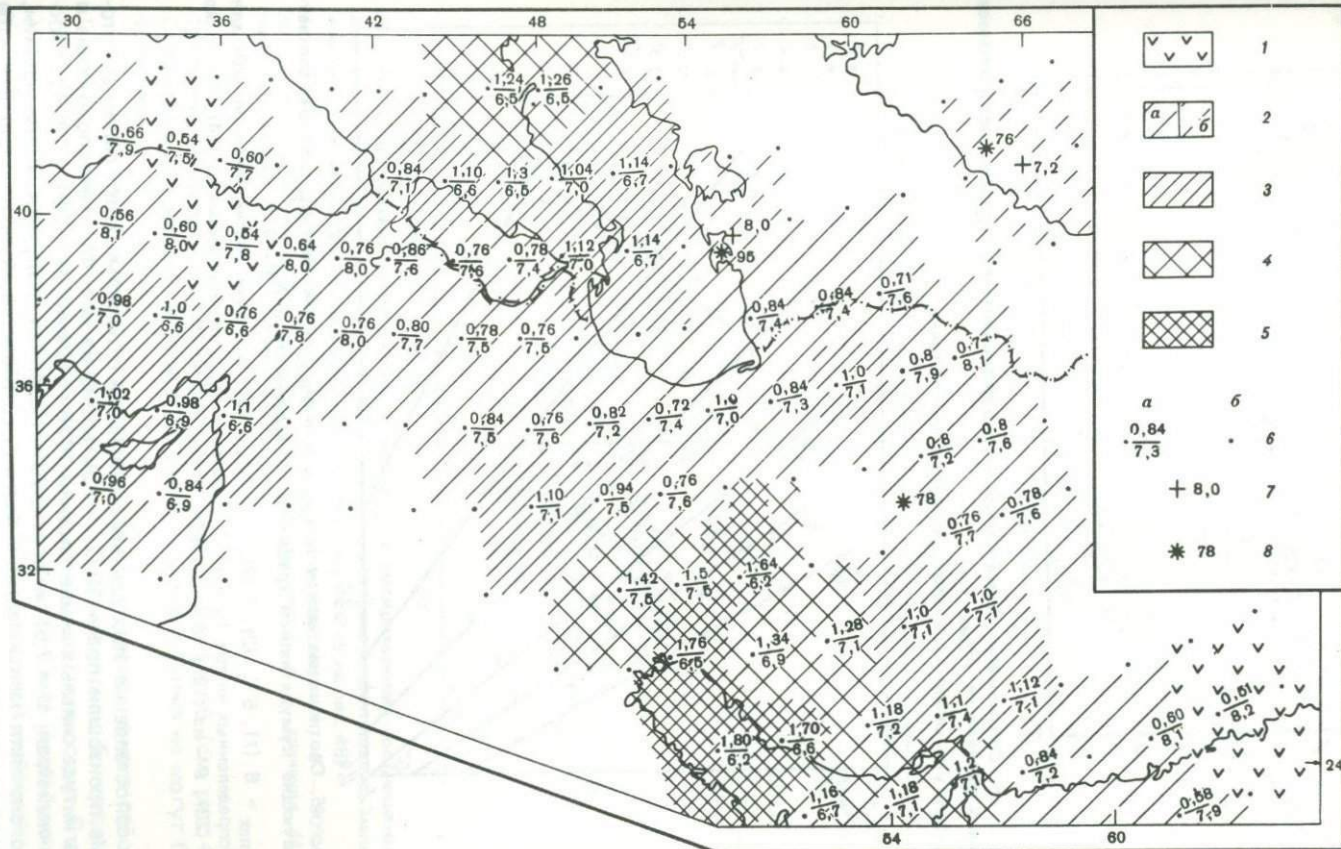
1. При построении карты (рис. 44) использованы графики повторяемости землетрясений для площадок  $4^\circ \times 4^\circ$ .  $M'_{\max}$  определялось в каждой элементарной площадке, которая в первом приближении соизмерима с областями, ответственными за сильные землетрясения ( $K \geq 17$ ). На карте значения  $b$  (в числителе) и  $M_{\max}$  (в знаменателе), отмеченные в центре элементарной площадки, отнесены ко всей площадке.

2. Массовые оценки  $M_{\max}$  по зависимостям вида  $M_{\max} = f(A)$  при разных значениях  $b$  пока преждевременны. Но, как уже отмечалось, в районах, где наблюдаемые  $M_{\max}$  превосходят  $M'_{\max}$  или невозможно построить график повторяемости землетрясений из-за малой статистики, оказывается эффективным только корреляционный метод. Именно для таких случаев использованы зависимости I, III, IV, представленные на рис. 42. Оценки параметров  $b$ , полученные по более детальным данным, взяты из работ [111, 112]. На карте (см. рис. 44) районы, для которых приведены дополнительные данные о параметре  $b$ , отмечены особым знаком. Для этих районов, используя уровень сейсмической активности и параметр  $b$ , оцениваем значение  $M_{\max}$  по корреляционному методу (зависимость III).

Лучшей проверкой гипотез и предположений, а также полученных выводов и оценок максимальных магнитуд землетрясений (см. рис. 44) являет-

Рис. 44. Районирование центральной части Средиземноморского пояса по параметру  $b$  (вариант 2) и оценка максимальных магнитуд землетрясений в пределах элементарных площадок этого региона по графикам повторяемости ( $M'_{\max}$ ) и зависимостям вида  $M_{\max} = f(A)$  при разных значениях параметра  $b$

1-5 — значения параметра  $b$ : 1 —  $0,4 \pm 0,15$ ; 2 —  $0,7 \div 0,15$ ;  $a$  — значения  $b$  определены по графику повторяемости для элементарной площадки с использованием данных о сильных землетрясениях ( $M \geq 5,8$ ) за 1900—1972 гг. и менее сильных ( $5,7 > M \geq 5,0$ ) за 1964—1972 гг. по ISC,  $b$  — использованы дополнительные определения  $b$  в районах Краснодарска и Газли; 3 —  $1,0 \pm 0,15$ ; 4 —  $1,3 \pm 0,15$ ; 5 —  $1,6 \pm 0,15$ ;  $6a$  — в числителе значение параметра  $b$ , в знаменателе — максимального землетрясения, возможного один раз в 100 лет на площади  $4^\circ \times 4^\circ$  ( $M'_{\max}$ );  $6b$  — значения не определялись из-за малой статистики; 7 — значения  $M_{\max}$  по зависимости (18); 8 — эпицентры сильных землетрясений ( $M \geq 6,8$ ) с указанием года: Краснодарского 1895 г. (95), Газлийского 1976 г. (76) и в Восточном Иране 1978 г. (78)



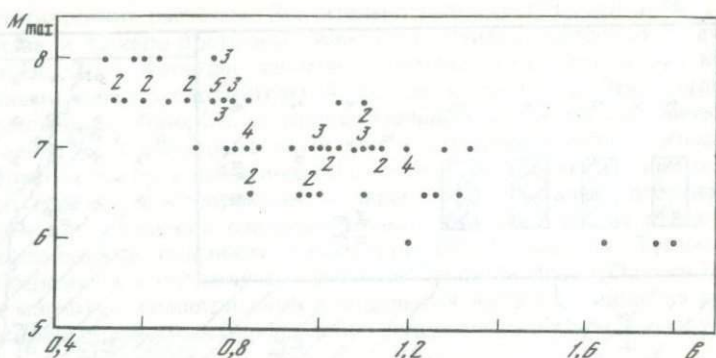


Рис. 45. Соотношение между угловым коэффициентом  $b$  графика повторяемости землетрясений и  $M_{\max}$

Цифры указывают количество значений в данной точке

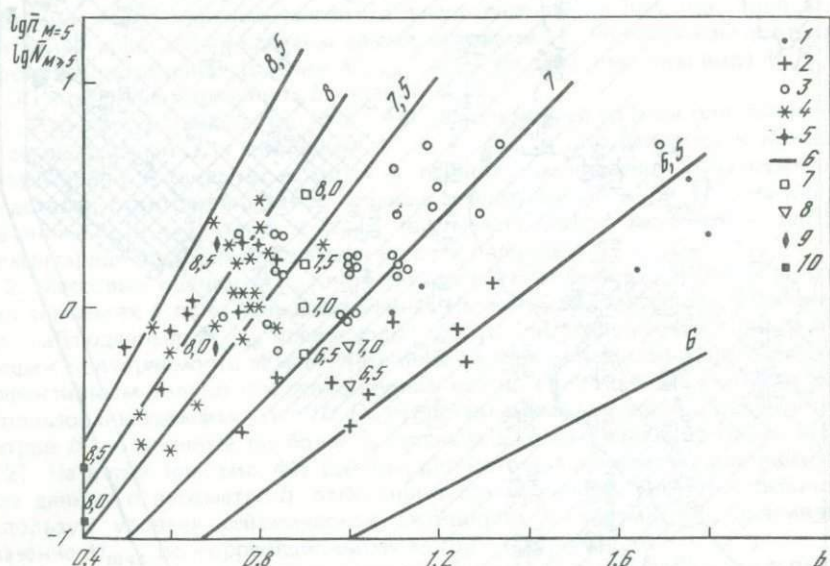


Рис. 46. Соотношение между  $\lg \bar{n}_{M=5}$ ,  $b$  и  $M_{\max}$  и значения  $M_{\max}$  (1–5), соответствующие кумулятивным графикам повторяемости  $\lg N_{M \geq 5}$

$M_{\max} = 6$  (1),  $6\frac{1}{2}$  (2),  $7$  (3),  $7\frac{1}{2}$  (4),  $8$  (5); 6 – лучи, рассчитанные по (20) для распределенных частот ( $\lg \bar{n}_a$ ); 7 – значения  $M_{\max}$ , пересчитанные из (14); 8 – то же из (23); 9 – из (18); 10 – из (19)

ся сопоставление этих данных с сильными событиями этого региона, которые произошли после 1972 г. Как видно из рис. 44, местоположение и магнитуда сильных землетрясений 1976 г. (Газли,  $M = 7,2$ ) и 1978 г. (Восточный Иран,  $M = 7,5$ ) не противоречат оценкам, полученным при условии, что значения максимальных магнитуд относятся ко всей площадке. Оба землетрясения произошли в районах с пониженными значениями параметров  $A$  и  $b$ , полученными за период до 1973 г., и попадают в группу земле-

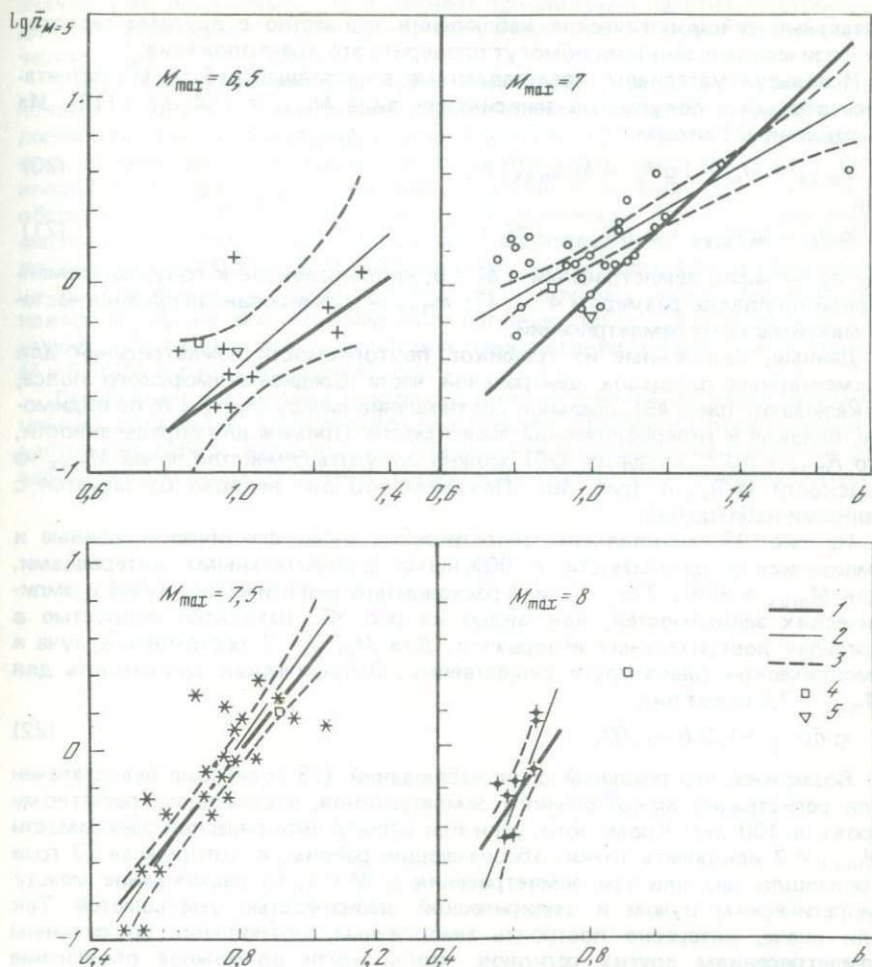


Рис. 47. Сопоставление теоретических лучей  $M_{\max}$  с эмпирическими соотношениями для значений  $M_{\max} = 6\frac{1}{2}$ ; 7;  $7\frac{1}{2}$ ; 8 и точки, по которым рассчитывались эмпирические соотношения (условные обозначения соответствуют 2–5 на рис. 46)

1 — теоретические лучи; 2 — эмпирические линейные соотношения; 3 — 90%-ные доверительные интервалы к эмпирическим соотношениям; 4 — значения  $M_{\max}$  пересчитанные из (14); 5 — то же из (23)

трясений, объединенных зависимостью III при  $b = 0,7 \pm 0,15$  (см. рис. 42). Существующей методикой при  $b = \text{const} \approx 1,0$  эти события не могут быть объяснены.

Вывод о том, что сильные землетрясения могут происходить в районах с пониженными значениями параметров  $A$  и  $b$ , ставит вопрос о более детальном и длительном изучении районов с невысокой сейсмичностью. С этой точки зрения, возможно, небезопасны районы Центрального Ирана, участки Аравийской платформы, а также "коридор" пониженной сейсмической активности ( $60^\circ$ – $66^\circ$  E), в пределах которого уже произошли сильные землетрясения: 1945 и 1947 г. ( $M = 8\frac{1}{4}$  и  $7,3$ ) на юге и Газли на севере.

Детальные сейсмологические наблюдения совместно с другими геолого-геофизическими данными помогут проверить это предположение.

Используя материалы, представленные в настоящей работе, мы попытались обобщить полученные зависимости вида  $M_{\max} = f(A, b)$  [118]. Из выражения (1) имеем

$$M_{\max} - M_a = (\lg \bar{n}_a - \lg \bar{n}_{\max}) / b, \quad (20)$$

или

$$\lg \bar{n}_a - \lg \bar{n}_{\max} = b (M_{\max} - M_a), \quad (21)$$

где  $n_a$  — число землетрясений с  $M = 5$ , нормированное к году, на элементарной площадке размером  $4^\circ \times 4^\circ$ ;  $n_{\max}$  — нормированная средняя частота максимальных землетрясений.

Данные, полученные из графиков повторяемости землетрясений для элементарных площадок центральной части Средиземноморского пояса, показывают (рис. 45) реальное соотношение между  $M_{\max}$  и  $b$ , по-видимому, близкое к гиперболической зависимости. Примем для определенности, что  $\bar{n}_{\max} = 10^{-2}$ . Тогда из (20) можно получить семейство лучей  $M_{\max}$  на плоскости  $\lg \bar{n}_a, b$  (рис. 46). Покажем, что оно неплохо согласуется с данными наблюдений.

На рис. 47 сопоставлены теоретические лучи, фактические данные и эмпирические зависимости с 90%-ными доверительными интервалами. Для  $M_{\max} = 6 \frac{1}{2}, 7 \frac{1}{2}$  и 8 расхождения теоретических лучей и эмпирических зависимостей, как видно из рис. 47, находятся полностью в пределах доверительных интервалов. Для  $M_{\max} = 7$  расхождения луча и эмпирической зависимости существенны. Эмпирическая зависимость для  $M_{\max} = 7,0$  имеет вид

$$\lg \bar{n}_{M=5} = 1,2b - 1,02. \quad (22)$$

Возможно, что реальный срок наблюдений (73 года) был недостаточен для регистрации максимального землетрясения, отвечающего расчетному сроку в 100 лет. Кроме того, если при расчете эмпирической зависимости  $M_{\max} = 7$  исключить точки, обозначающие районы, в которых за 73 года произошло два или три землетрясения с  $M = 7$ , то расхождение между теоретическим лучом и эмпирической зависимостью уменьшается. Так или иначе, интересно построить аналогичные соотношения по сильным землетрясениям других регионов, чтобы найти возможное объяснение этого расхождения.

На рис. 46, 47 отмечены значения  $M_{\max}$ , полученные пересчетом для Средней Азии из зависимости (14), для Кавказа из

$$\lg \bar{A}_{10} = 2,76 + 0,20 (K_{\max} - 15), \quad (23)$$

а также из (18) и (19) для значений  $b \approx 0,7$  и  $b \approx 0,4$  соответственно. При пересчете  $K$  в  $M$  использована формула (4).

В первом приближении эти данные не противоречат нашим построениям и могут рассматриваться как частные случаи (сечения) общей зависимости  $M_{\max} = f(A, b)$ , изображенной на рис. 46.

В сейсмологической практике удобнее иметь дело с кумулятивными графиками повторяемости, поэтому вместо  $\lg \bar{n}_a$  целесообразно использовать  $\lg \bar{N}_a$ . Сравнительно сложный переход от  $n$  к  $N$  не позволяет построить теоретически столь же простое семейство лучей  $M_{\max}$ , как в предыдущем случае. Однако сопоставление теоретических лучей в плоскости  $\lg \bar{n}_a, b$  с фактическими данными на плоскости  $\lg \bar{N}_a, b$  (см. рис. 47) с учетом порядка доверительных интервалов, полученных для соответствующих

значений  $M$ , показывает, что в первом приближении палетка, построенная для обычных частот ( $\bar{p}_a$ ), может быть использована и для накопленных частот ( $\bar{N}_a$ ).

В случае, когда имеются данные о числе землетрясений с  $M \geq 5$  в определенном районе за определенный период времени, недостаточные для построения графика повторяемости землетрясений, но известны долговременные средние значения параметра  $b$ , палетка (см. рис. 46) может быть использована для грубых оценок предельных значений  $M_{\max}$ . Если от обеспеченности  $10^{-2}$  переходить к обеспеченности  $10^{-3}$ , т.е. оценивать магнитуду землетрясений, способных происходить в рассматриваемом районе раз в 1000 лет, то семейство лучей следует опустить на одну единицу по оси  $\lg \bar{N}_M \geq 5$ . При переходе же к другому, чем 5, значению  $M_a$  наклон лучей на рис. 46 изменится согласно (20), (21). В этом случае нужно либо пересчитать активность в новых единицах измерения к уровню  $M = 5$ , либо строить другую палетку.

Дальнейшее накопление материала, а также анализ уже известных сильнейших событий в других районах позволят опробовать предложенное в настоящей работе соотношение. Проведение подобных исследований для менее сильных землетрясений также представляет практический интерес.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе изучена сейсмичность и оценены долговременные средние параметры сейсмического режима  $A$ ,  $b$ ,  $M_{\max}$  основных сейсмоактивных зон одного из интересных и недостаточно исследованных регионов — центральной части Средиземноморского пояса, включающего территории Кавказа, Туркмении, Турции и Ирана. На примере этого региона разработан ряд методических вопросов, которые могут оказаться полезными при изучении сейсмичности других районов.

Долговременные средние параметры основных сейсмоактивных зон [Кавказа, Копетдага, Северо-Восточной Анатолии (Турция) и хр. Загрос (Иран)], районирование территории по параметру  $b$  и оценки максимальных магнитуд землетрясений для элементарных площадок в пределах региона в целом могут рассматриваться как сейсмологическое обоснование для создания карты сейсмического районирования этого региона.

Основные результаты, полученные в работе, могут быть обобщены и сведены к следующему:

1. Исследование сейсмического режима обширной территории без анализа различий долговременных средних значений параметра  $b$  в пространстве недостаточно, так как эти различия могут быть значимы. Вывод о значимом изменении параметра  $b$  в пространстве может быть использован для совершенствования методики сейсмического районирования в двух аспектах: для районирования территории и выделения основных сейсмоактивных зон и для развития существующего метода оценки максимального возможного землетрясения:

1. Использование карты параметра  $b$  наряду с другими характеристиками сейсмичности для выделения сейсмоактивных зон по сейсмологическим данным позволяет разделить зоны, намеченные по распределению эпицентров землетрясений и их плотности, на однородные и неоднородные по параметру  $b$ , который косвенно дает информацию о физических свойствах среды. Недоучет различий параметра  $b$  в пространстве при выделении сейсмоактивных зон искажает оценки долговременных средних параметров сейсмического режима неоднородных по параметру  $b$  зон. Дополнительная информативность карт параметра  $b$  делает необходимым введение этих карт в практику сейсмического районирования.

2. Использование разных значений параметра  $b$  в рамках корреляционного метода оценки  $M_{\max}$  позволит уменьшить вероятность ошибок типа "пропуск цели" и "ложная тревога" при сейсмическом районировании. Зависимость  $M_{\max} = f(A, b)$  дает возможность ориентировочно оценивать максимальные возможные землетрясения, в том числе и для районов с пониженным уровнем параметров  $A$  и  $b$ , что не было учтено в существующем методе.

II. В работе дается оценка массового сейсмологического материала мировых каталогов и международных сводок и предложен детальный количественный подход к обработке этого материала на примере центральной части Средиземноморского пояса, начиная с определения магнитуд землетрясений и заканчивая оценкой параметров сейсмического режима основных сейсмоактивных зон. Предложенная в работе методика для определения магнитуд землетрясений в ISS по дальности регистрации  $\Delta$  и числу сейсмических станций  $N$  может найти применение для массового определения магнитуд землетрясений за 1918—1963 гг. в любом районе Земли.

В результате предложенной обработки материала мировых сводок открывается возможность сравнительного изучения и классификации сейсмического режима различных районов Земли на количественной основе.

## МАТЕРИАЛЫ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

В приложении приводятся данные о сильных землетрясениях ( $M \geq 5,7$  за 1900–1979 гг.) центральной части Средиземноморского пояса, включая Кавказ, Туркмению, Турцию и Иран (см. рис. 2, 8). Приложение состоит из трех частей.

Первая часть — каталог сильных землетрясений по инструментальным данным — включает собственно каталог и описание к нему. В каталоге более 300 землетрясений, в том числе землетрясения, оказавшиеся слабее  $M = 5,7$ . Для 160 землетрясений за 1923–1961 гг. в основном для интервала  $M = 5,5 \div 6,0$  автором определены магнитуды по данным бюллетеней сейсмических станций, отечественных и зарубежных, из архивов геофизической обсерватории "Обнинск", Геофизического института НРБ и сейсмической станции "София".

Вторая часть — макросейсмические данные о сильных землетрясениях. Сводка материалов с описаниями и картами изосейст содержит 25 карт, из которых 9 составлены автором. Часть данных опубликована в [86].

В третьей части приведены графики повторяемости землетрясений для элементарных площадок  $4^\circ \times 4^\circ$  центральной части Средиземноморского пояса, которые служили основой для построения карт параметра  $b$  и оценок  $M_{\max}$  (см. рис. 27, 44) на эту территорию.

### 1. КАТАЛОГ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА ЗА 1900–1979 гг.

#### 1.1. Описание каталога

Общее представление об объеме каталога и координатах (инструментальных и макросейсмических) сильных землетрясений с  $M \geq 5,7$  за 1900–1979 гг. центральной части Средиземноморского пояса дает рис. 8.

Перед нами стояла задача составить сводный каталог сильных землетрясений для обширной территории за XX в. Для части этой территории (Кавказ, Туркмения, Турция) подобные каталоги уже существуют [193, 136а, 81], для Ирана такого каталога нет.

**Источники.** При составлении каталога мировые сводки [181, 170, 224, 34, 186, 165] были дополнены данными региональных каталогов [113, 81, 193, 136а], а для Ирана [216, 210, 211], кроме того, — новыми определениями магнитуд, выполненными автором.

**Определение магнитуд.** Магнитуды определялись в основном для Ирана за 1923–1962 гг.; попутно переопределялись магнитуды землетрясений смежных территорий.

В каталогах Гутенберга [181] и Ротэ [224] пересмотрена магнитудная группа  $d$  с интервалами магнитуд 5,3–5,9, так что землетрясения с  $M < 5,7$  также оставлены в каталоге.

Магнитуды  $M_{LN}$  оценены по стандартной методике [20] с использованием бюллетеней сейсмических станций, отечественных и зарубежных.

Сведения о сейсмических станциях, по данным которых определялись магнитуды, приведены в табл. 1 и 2. Наибольший интерес представляют сейсмические станции раннего периода, 1923–1950 гг. (см. табл. 1).

Таблица 1

Станции, участвующие в определении магнитуд землетрясений за 1923—1950 гг.

Станция	С какого года участвовала в определении	Число случаев использования	Станция	С какого года участвовала в определении	Число случаев использования
Свердловск	1929	67	Прага	1942	5
Ташкент	1929	63	Ялта	1950	3
Пулково	1929	42	Андижан	1947	2
Москва	1935	34	Ашхабад	1947	2
Баку	1924	32	Грозный	1950	2
Иркутск	1929	26	Уккле	1940	2
Упсала	1923	22	Фергана	1950	1
Владивосток	1934	14	Фрунзе	1948	1
София	1933	11	Душанбе	1949	1
Кучино	1929	9	Пятигорск	1950	1

Данные об аппаратуре отечественных и зарубежных сейсмических станций приведены в работах [49, 89, 158].

Как видно из табл. 1, основными сейсмическими станциями для определения  $M_{LH}$  были: отечественные — Свердловск, Ташкент, Пулково, Москва, Баку, Иркутск; зарубежные — София и Упсала.

В табл. 2 приводятся сейсмические станции, упоминаемые в каталоге за весь период с указанием индекса.

Весь материал в каталоге представлен в следующем порядке. В графах 1—3 приведены даты землетрясений. Для землетрясений, отмеченных крестиком, имеются макросейсмические данные (текст или рисунок), приведенные во второй части.

Сведения о времени в очаге, координатах эпицентров и глубинах (графы 4—7) взяты из бюллетеней ISS и ISC. В случаях, когда имеются уточненные координаты и глубины из работ [81, 128, 73] для Крыма, Кавказа и Туркмении за период 1900—1972 гг., из [136а] — для Турции за период 1913—1970 гг. и из [210, 211] — для всего района за период 1920—1972 гг., они оставляются в графах 5—7, а данные ISS и ISC переносятся в примечания, где помещаются сведения из остальных источников. При этом источники приведены в графе 13. Если координаты по двум источникам совпадают, то они в примечаниях не повторяются. Неинструментальные данные о времени, в очаге, координатах, глубинах и магнитудах приводятся в скобках.

Макросейсмические определения глубин в большинстве своем случайны, взяты из специальных работ, посвященных исследованию отдельных сильных землетрясений.

Данные о магнитудах землетрясений района приведены в графах 8—11 каталога. В графе 8 по Гутенбергу (GR) [181] до 1952 г., а с 1953 по 1966 г. по Ротэ (RJ) [224]; в графе 9 за период 1902—1955 гг. по Карнику (KV) [193], а за 1956—1967 гг. по данным Голубевой (Г) [34]. В скобках при магнитуде указывается число сейсмических станций, по которым сделано определение. В графе 10 приведены магнитуды из [136а, 81, 50], а также другие определения с указанием источника или сейсмической станции (сокращение см. в табл. 2). Точкой отмечены данные сотрудников Геофизического института БНР в Софии Сн. Рыжиковой и Л. Христоскова, любезно предоставленные автору. В этой графе магнитудная группа  $e$  по Гутенбергу имеет интервалы  $M = 4,7 \div 5,2$ . В гра-

Таблица 2

Сейсмические станции, упомянутые в каталоге

Станция	Сокращение в каталоге	Страна	Год первого упоминания в каталоге
Алма-Ата	Алм	СССР	1954
Андижан	Ан	"	1947
Ашхабад	Ашх	"	1947
Баку	Бк	"	1924
Белград	БЛГ	Югославия	1938
Боржом	Брж	СССР	1914
Владивосток	Влд	СССР	1934
Гамбург	ГАМ	ФРГ	1902
Грозный	Гр	СССР	1950
Душанбе	Дш	"	1949
Ереван	Ер	"	1956
Иркутск	Ирк	"	1929
Йена	ИЕН	ГДР	1940
Кветта	КВЕ	Пакистан	1966
Кызыл-Арват	Кзл	СССР	1954
Кируна	КИР	Швеция	1956
Кучино	Кчн	СССР	1929
Кяхта	Кхт	"	1953
Ленкорань	Лнк	"	1954
Махачкала	Мк	"	1955
Москва	Мск	"	1935
Нарын	Нр	СССР	1952
Потсдам	ПОТ	ГДР	1940
Прага	ПРА	Чехословакия	1942
Пулково	Плк	СССР	1929
Пятигорск	Птг	"	1950
Свердловск	Свр	"	1929
Семипалатинск	Смп	"	1956
Симферополь	Смф	"	1955
София	СОФ	Болгария	1905
Сочи	Соч	СССР	1956
Страсбург	Стр	Франция	1961
Ташкент	Тшк	СССР	1916
Тбилиси	Тб	"	1955
Уккле	УКК	Бельгия	1940
Упсала	УПП	Швеция	1923
Фергана	Фг	СССР	1950
Фрунзе	Фрн	"	1940
Хорог	Хрг	"	1953
Чимкент	Чмк	"	1953
Якутск	Як	"	1960
Ялта	Ял	"	1950

фе 11 до 1961 г. приведены определения автора (П) по данным сейсмических станций СССР и зарубежных стран. Станции указаны в примечаниях (графа 12), если их не больше шести. Особый интерес представляют данные за ранние годы. С 1962 г. в графе 11 приводятся данные сейсмологического бюллетеня [113]. Из всего набора магнитуд подчеркнуты те, которые использованы для расчетов.

В графе 12 приведены все необходимые примечания, в графе 13 — источники с оригинальными определениями параметров землетрясения (координат и глубин, если они указаны в графах 5—7), а также сводка основных работ с макросейсмическими данными.

## 1.2. Каталог сильных землетрясений

Год	Месяц	Число	Время, ч мин	Координаты		Глубина h, км
				$\varphi^{\circ}$ N	$\lambda^{\circ}$ E	
1	2	3	4	5	6	7
+1902	I	31	(07 30)	(37,4	58)	—
+1902	II	13	(09 40)	(40,7	48,6)	(15)
+1902	II	21	(06 21)	(41,8	48,8)	18
+1903	IV	28	23 46	(39,1	42,5)	—
+1903	V	28	03 58	(40,9	42,8)	16
1903	VII	19	18 08	35	30	—
+1903	IX	24	(22 31)	(35,2	58,4)	—
+1904	III	20	(09 59)	(36,6	59,4)	11
+1904	XI	9	(02 20)	(36,6	59,4)	(20)
+1905	X	21	(11 01)	(42,2	40,7)	—
1905	XII	4	07 04	39	39	—
		4	09 40	39	39	—
1906	II	20	(20 55)	(41,5	48,8)	75
1906	IX	28	05 50	40,5	42,7	—
1906	XII	28	—	40,5	42	—
1907	X	23	20 25	(37,8	65,8)	(30)
1908	II	17	03 00	37,4	35,8	—
1908	IX	28	06 28	(38	44)	—
+1909	I	23	02 48	(33,5	49)	—
+1909	II	9	11 24	(40,1	38)	—
		9	14 38	40	38	—
		10	19 49	40	38	—
1909	II	22	14 14	39	37	—
1910	VI	25	19 26	41	34	—
+1910	XII	4	14 02	39,5	47,7	40

\* Магнитуда определена по длительности записи.

Магнитуды				При мечения	Источники
GR, RJ	KV, Г	$M_{ист}$	П, СБ		
8	9	10	11	12	13
—	—	—	—	Нет в бюл. ст. Гамбург; нет в [81], $I = 8 \div 96$ (?) [222]	[222]
—	(6,0)	$6,9 \pm 0,2$ [81]	$M_T^* = 7,0$	ГАМ	[19, 69] [81, 128]
—	(5,8) ?	$5,6 \pm 0,5$ [81]	—	—	[19, 81]
—	(6,3)	—	—	—	[230]
—	<u>5,7 (1)</u>	$5,5 \pm 0,5$ [81]	—	$41,1^\circ - 42,7^\circ E$ [193]	[19, 81]
—	<u>5,7 (1)</u>	—	—	—	—
—	—	—	(6,0) ?	Нет в бюл. ст. Гамбург	[146, 235]
—	—	$5,7 (10) \pm 0,5$ [81]	—	—	[81]
—	—	$6,3 (17) \pm 0,3$ [81]	—	—	[77, 109, 81]
—	6,2 (2)	$6,4 \pm 0,1$ [81]	—	$42^\circ N - 39,5^\circ E$ [69]; $43,3^\circ N - 41,7^\circ E$ [81];	[19, 69]
—	6,8 (2)	—	6,8 (1)	СОФ	—
—	<u>5,8 (1)</u>	—	5,4 (1)	СОФ	—
—	<u>5,0 (1)</u>	$5,9 \pm 0,5$ [81]	—	$41,3^\circ N - 48,5^\circ E$ [193]; [81] $41,5^\circ N - 48,4^\circ E$ ( $\pm 0,5$ ); $M_{LH} = 4,8(4)$ для нормального очага; $M_T = 5,9(4)$ для глубокого очага [81]	—
—	(6,2) ?	$4,8 \pm 0,3$ [81]	—	Нет в [19] и в бюл. ст. София $07h - 30m$ ; $40,6^\circ N - 43,1^\circ E$ ( $\pm 0,5$ )	—
—	(6,0) ?	—	—	Нет в [19, 81] и в бюл. ст. София	—
—	—	$6,1 \pm 0,3$ [81]	—	$M_{LH} = 6,2(2)$ [81]	—
—	(6,0) ?	—	—	Нет в бюл. ст. София	—
—	<u>6,0 (1)</u>	—	6,2 (1)	СОФ	—
<u>7,4</u>	—	7,7 [170]	—	—	[31, 32, 150, 238]
6 %	<u>6,3(10)</u>	—	—	—	[230]
—	<u>5,8(10)</u>	—	—	—	—
—	5,7(8)	—	—	—	—
—	5,7(2)	—	—	—	—
—	<u>6,2(9)</u>	—	6,3(1)	СОФ	—
—	<u>5,1(1)</u>	$5,4 \pm 0,7$ [81]	—	$39,3^\circ N - 48^\circ E$ ( $\pm 0,5$ ) [81]	[19]

1	2	3	4	5	6	7
1911	IV	18	18 14	31,2	56,9	50
1911	IV	30	20 42	36	30	180
1911	VI	7	23 58	41	50,8	100
1912	VIII	10	01 17	43,5	45,1	40
1913	IV	20	03 13	41,5	44,6	36
1914	II	6	11 42	29,5	65	100
1914	X	3	22 06	36,2	30,8	70
+1916	I	24	06 55	40,3	36,8	10
1917	XI	28	14 42	36,5	59,1	(10)
1918	IV	25	02 22	34,5	41,8	—
1918	VIII	29	06 39	41,6	35,7	—
1918	IX	29	12 07	35,2	34,7	—
1919	VI	9	07 13	41,2	33,2	10
+1919	XII	25	21 42	<u>44,5</u>	<u>35,0</u>	—
+1920	II	20	11 44	<u>42</u>	<u>44,1</u>	—
1921	I	16	23 55	38,8	32,9	—
1921	IX	26	09 25	39,3	33,2	—
1923	IV	29	09 34	<u>40,1</u>	<u>36,4</u>	10
+1923	V	25	22 21	(35,3)	<u>59,1</u>	—
+1923	IX	17	07 09	(37,4)	57,7)	(14)
1923	IX	22	20 47	29,8	56,2	—
1924	I	22	11 04	39,3	33,2	—
1924	II	18	17 03	35,2	34,7	—
+1924	II	19	06 59	39,0	47,8	—

8	9	10	11	12	13
6,7	—	—	—	32°N—56°E [181]	[161]
6 ¼	<u>6,0(7)</u>	—	—	—	—
—	<u>6,4(10)</u>	5 ¾ [69]	—	$m = 6,2$ (9) [193]; [69] $M = 6,4 \pm 0,3$ ; 41°N—50,5°E ( $\pm 0,5$ ); $h = 46$ км [81]	
—	4,8(4)	<u>5,7 ± 0,3 [81]</u> 6,1 [136a]	—	43,6°N—45,1°E [193]; $h = 50$ км; $M_{LH} =$ $= 4,7(5)$ ; $M_T = 6,1$ для глубокого очага [81]	
—	—	<u>5,6(16) [81]</u> 6,1 [136a]	—	41,9°N—44,3°E ( $\pm 0,2$ ); $h = 10$ км [136a]	
7	—	7 [170]	—	—	
7,1	<u>6,9(14)</u>	7,1 [136a]	7,0(1)	Брж; 38°—30°E [181]	
—	<u>7,1(12)</u>	7,1 [136a]	—	39,5°N—38,2°E (Тшк) [136a]	
—	—	7,8 [170]	—	41°N—37°E [193]	
—	—	<u>5,7 ± 0,5 [81]</u>	—	—	[81]
—	5,7(7)	—	—	—	
—	5,7(6)	—	—	—	
—	6,5(6)	—	—	—	
—	<u>6,0(9)</u>	5,7 [136a]	—	41,5°N—34°E [186]	[136a]
—	5,7(3)	—	—	45,5°N—36°E	[73]
—	—	—	—	Землетрясение запи- сано 14 станциями на эпицентральноном расстоянии 9°—33° [186]	
—	<u>6,2(7)</u>	6 [69]	—	42°N—46°E [186]; [128, 19] 41,8°N—43,8°E; $h = 61$ км [211]	
—	5,7(2)	—	—	—	
—	5,8(12)	—	—	—	
<i>d</i>	<u>5,8(13)</u>	5,9 [136a]	—	40°N—37°E [181]	[136a]
—	—	<u>6 [146]</u> 5 ½ [3]	—	По местному време- ни землетрясение произошло 26.V в 02 ч 21 мин [146]	[109, 230, 235, 146]
6 ½	—	6,4(4) ± 0,5 [81]	6,5(1)	УПП; 37,2°N—57,7°E [39, 109] (+0,1) [81]; 38°N— 56,5°E [211]	[153, 230]
<u>6,9</u>	—	—	6,3(1)	УПП; 29,2°N— 56,9°E [211]; 29,5°N—56°E [181]	[161]
—	5,8(4)	—	—	—	
6,0	<u>5,8(27)</u>	—	—	34,5°N—34°E [181]	
—	<u>5,8(24)</u>	6,5 ± 0,5 [81]	—	$m_{PY} = 6,5(1)$ ; $h =$ $= 50$ км [193]; 39,4°N—48,6°E ( $\pm 0,5$ ); [3, 69, 19] $h = 75$ км [81]; 38,6°N—48,5°E; $h = 116$ км [211]	

1	2	3	4	5	6	7
+1924	IX	13	14 34	40,0	41,9	10
1924	XI	20	20 27	<u>38,6</u>	<u>30,8</u>	10
+1925	I	9	17 38	41,0	43,0	60
1925	VIII	7	06 46	37,9	29,3	80
1926	III	1	20 01	36,8	30	—
1926	V	19	21 13	26,5	59	—
+1926	X	22	19 59	40,7	43,8	7
1926	XII	16	17 54	40,1	30,7	10
1927	V	9	10 31	28,5	56	—
1927	VI	5	08 24	36,5	31	120
+1927	VI	26	11 20	<u>44,4</u>	<u>34,4</u>	—
1927	VII	7	20 06	28	62	100
1927	VII	22	03 55	34,7	54	—
+1927	IX	11	22 15	44,4	34,5	17
1927	IX	11	23 44	44,4	34,6	50
1927	IX	12	03 20	44,5	34,5	35
1927	IX	12	14 23	44,5	34,5	25
1927	IX	24	06 13	44,6	34,5	23
+1929	V	1	15 37	<u>(37,8)</u>	<u>57,8)</u>	21
+1929	V	13	13 27	<u>37,7</u>	<u>57,4</u>	13
1929	V	18	06 37	40,2	37,9	10

8	9	10	11	12	13
6 ¼	<u>6,9(32)</u>	6,8 [136a] 6,9 ± 0,1 [81]	—	40°N–42°E [181] 39,8°N–41,9°E [211]	[136a, 19]
—	<u>5,9(31)</u>	5,9 [136a]	6,0(1)	Бк; 38,3°N–30,2°E [193]; 39°N–31°E [186]	[136a]
—	<u>5,8(14)</u>	6,0 [136a] 6,0 [69]	—	41°N–44°E [186] 41,3°N–43,4°E (±0,2) [136a]; 41,2°N–42,8°E (±0,2); h = 11 км [81]; 40,7°N–43,3°E; h = 185 км [211]	[19]
5 ¼	<u>5,9(21)</u>	5,9 [136a]	—	38°N–30,5°E [181] 37,4°N–30,5°E [186]	
—	<u>5,8(31)</u>	—	—	—	
d	—	—	5,2 (1)	Бк; 26,2°N–58,8°E; h = 17 км [211]	
d	<u>5,7(16)</u>	6,0 [136a] 5,7 ± 0,2 [81] 5 ½ [3]	—	40,5°N–45°E [186]; h = 18 км [211]; 40,7°N–43,7°E (±0,1) [81]; 40,9°N– 43,6°E (±0,2); h = = 10 км [136a]	[19]
—	—	5,7 [136a]	—	—	[136a]
6 ¼	—	—	—	27,5°N–56°E [181]; 27,7°N–56,7°E; h = 16 км [211]	
6 ¼	6,2(7)	—	—	36°N–31°E [181]	
—	6,0(36)	6,0(14) [73]	—	44,5°N–34°E [186]; 44,7°N–34,2°E [211]	[73]
6 ½	—	—	—	27°N–62°E [181]	
<u>6 ¼</u>	—	6,3 [146]	6,0(1)	УПП; 34,5°N–53°E [181]; 34,7°N–53,6°E; h = 75 км [211]	[146]
—	6,8(32)	6,8(16) [73]	6,8(1)	УПП; 44,6°N–34,2°E [211]	[128, 73, 81]
—	<u>5,8(15)</u>	5 ½ [73]	—	—	[81]
—	<u>6,0(29)</u>	5,8(15) [73]	—	45,1°N–34,3°E [211]	[81]
—	<u>5,7(25)</u>	5,6(13) [73]	—	44,8°N–34,6°E; h = 49 км [211]	[81]
—	<u>5,7(30)</u>	5,5(14) [73]	—	44,3°N–34,4°E [211]; h = 39 км; 44,4°N–34,4°E [81]	[81]
<u>7,1</u>	—	7,2(8) ± 0,3 [81]	6,8(2) 7,3(1)	Кчн, Плк УПП; 38°N–56,8°E [186]	[77, 39, 153, 81, 239]
—	—	5,7(4) ± 0,5 [81]	<u>5,9(3)</u> 5,7(1)	Свр, Тшк, Плк, УПП; 38°N–56,8°E [186] 38°N–57,4°E [211]	[39, 77, 81]
6 ¼	<u>6,2(31)</u>	6,1 [136a]	—	40°N–38°E [181] 39°N–37,5°E [186]	[136a]

1	2	3	4	5	6	7
+1929	VII	13	07 36	37,0	58,5	13
1929	VII	15	07 44	33,7	49,4	—
1929	VII	25	00 17	37,7	57,8	13
1929	IX	3	12 07	26,4	62,3	110
1929	X	29	05 53	27,5	55	63
1930	IV	15	09 56	29	54	—
+1930	V	6	22 34	(38,2	44,7)	25
1930	V	8	15 35	<u>38,0</u>	<u>45,1</u>	30
1930	V	11	22 35	27,5	55	—
1930	IX	2	18 58	29,4	51,4	—
1930	IX	11	12 36	37,4	31,2	80
+1931	IV	27	16 50	39,3	46,0	14
1931	V	5	06 42	26,5	54	—
1931	VII	28	17 36	29,5	52	—
1931	VIII	8	08 54	27,0	58,5	—
+1931	X	20	15 58	42,0	50,8	110
1932	I	22	00 48	33	47	72
1932	II	4	21 18	26,5	62,2	59
1932	III	15	10 18	34	48	45
1932	IV	18	11 23	24,5	63,4	—

8	9	10	11	12	13
—	—	5,8(6) ± 0,5 [81]	5,8(4) 5,8	Бк, Свр, Кчн, Плк УПП; 37,5° N—58° E (±0,5) [81]; 37,8° N—58,2° E; h = 57 км [211]	[81, 77]
<u>6 ¼</u>	—	—	6,1(3)	Свр. Плк, Ирк; 32,1° N—49,6° E; h = 29 км [211]	
—	—	5,7 ± 0,3	<u>5,7(6)</u>	Бк, Тшк, Свр, Кчн, Плк, Ирк; 37,6° N— 57,9° E (±0,5) [81]; 34,8° N—57,8° E [211]	[81]
6 ½	—	—	—	—	
d	—	—	<u>5,7 (4)</u>	Бк, Тшк, Свр, Плк	[211]
d	—	—	<u>5,6 (2)</u>	Бк, Тшк; 28,6° N— 53,8° E; h = 48 км [211]	
7,2	<u>7,3(35)</u>	7,6 [136a]	—	37° N—44° E [186]; 38° N—44,5° E [181]; 38° N—44,5° E (±0,2); h = 70 км; 38,1° N—44,6° E (±0,5) [81]	[81, 19, 239, 240]
—	<u>6,0(34)</u>	6,3 [136a]	—	37,3° N—44,8° E [186] 38,4° N—45° E [136a]	[239]
6	—	—	5,9(5)	Бк, Свр, Кчн, Плк, Ирк; 27,7° N— 55,3° E; h = 82 км [211]	
d	—	—	5,8 (3)	Тшк, Свр, Плк; 29,9° N—51,4° E [211]	
6	<u>5,9(26)</u>	5,7 [136a]	—	37° N—31° E [181]; 37,5° N—31,3° E [186]	[136a]
6 ½	<u>6,3(31)</u>	6,3 ± 0,1 [81]	—	38,7° N—46,1° E [186]; 39,2° N—46° E (±0,2); h = 22 км [81]; h = 25 км [211]	[128, 19, 38]
d	—	—	5,0 (3)	Бк, Тшк, Свр	
d	—	—	4,8 (2)	Тшк, Плк; 29,4° N—51,8° E; h = 332 км [211]	
d	—	—	5,2 (1)	Кчн; 35,6° N—57,6° E [211]	
—	<u>6,3(2)</u>	6 [62]	—	41,7° N—51,1° E; h = 149 км [211]	[62, 3, 19]
d	—	—	5,0 (3)	Бк, Тшк, Свр	[211]
d	—	—	5,3 (4)	Тшк, Бк, Свр, Плк	[211]
d	—	—	4,7 (4)	Бк, Тшк, Свр, Плк	[211]
6	—	—	<u>5,8(5)</u>	Бк, Свр, Кчн, Плк, Ирк; 25° N—64° E [181]; 25,1° N— 63,8° E [211]	

1	2	3	4	5	6	7
1932	V	20	19 16	36,5	53,5	—
1932	IX	8	07 25	31	58,5	—
1932	X	2	03 22	41,4	65,6	(30)
1933	II	21	19 02	27,5	57,5	—
1933	X	5	13 29	35,1	57,8	—
1933	XI	28	11 09	32	56	—
1934	I	2	20 55	30	57,5	—
1934	II	4	13 27	30,5	51,7	65
1934	II	22	08 07	38,2	45,0	100
1934	III	10	02 03	26,5	52,5	—
1934	III	13	23 33	30,5	51,7	—
1934	VI	13	22 10	27,5	62,6	80
+1934	X	29	16 15	(39,8)	47,5)	30
1934	XI	12	07 19	38,5	41,0	50
1934	XI	27	— —	37,9	40,2	—
+1935	III	5	10 26	36,3	53,5	13
+1935	IV	9	19 59	42,2	48,8	150
+1935	IV	11	23 14	36,3	53,5	14
1935	IV	12	00 11	36,3	53,5	12
1935	IV	12	01 06	36,3	53,5	12

\* Здесь и далее в скобках первая буква — класс точности определения координат, вторая — глубин по [211].

8	9	10	11	12	13
<i>d</i>	—	—	5,4 (4)	Бк, Свр, Плк, Ирк	
<i>d</i>	—	—	5,6 (4)	Бк, Свр, Кчн, Плк	
		6,2 ± 0,3 [81]	—	<i>M</i> = 5 ¼ [3]	[81]
	—	—	5,5(4)	Бк, Свр, Плк, Ирк	
6	—	—	6,4(2)	Тшк, Плк; 34,6° N—57,3° E [211]	
			5,9(2)	УПП, СОФ	
6 ¼	—	—	6,0(2)	Кчн, Плк	
			6,5(1)	СОФ	
			6,0(1)	УПП; 32,4° N— 56,1° E [211]	
<i>d</i>	—	—	6,1 (4)	Бк, Тшк, Свр, Плк	
6 ¼	—	—	6,8(1)	Влд	[211]
—	—	5,7 [136a]	—	<i>h</i> = 92 км [211]	[136a]
—	—	<i>d</i> [216]	5,1(1)	Тшк	
—	—	<i>d</i> [216]	5,0(3)		
7,0	—	—	6,6(3)	Кчн, Плк, Ирк	
<i>d</i>	5,7(13)	—	—	40,5° N—48,7° E [186]; [19, 193] 30,9° N—47,8° E (±0,5) [69, 81] [81]; 40,8° N—49° E [181]	
6	5,9(22)	5,7 [136a]	—	39° N—41° E [181]; [136a] 38,1° N—41° E [186]	
—	(6,2)?	—	—	Нет данных в [186]	
6	—	5,7(6) ± 0,3 [81]	6,0(4)	Тшк, Свр, Плк, Влд; 37° N—53° E (±0,2) [81] 35,9° N—53,2° E (B—)* [211]	[236]
—	6,3(4)	6,3 ± 0,5 [81]	—	43° N—49° E [186]; [69, 19] <i>M<sub>LH</sub></i> = 5,5(5); <i>m<sub>py</sub></i> = 6,0(1); <i>h</i> = 90 км ± 30; 42,1° N—48,8° E (±0,5) [81]	
6 ¼	—	6,3(5) ± 0,5 [81] 6,5 ПРА 6,2 ИЕН	6,6(3) 6,2(2)	Тшк, Свр, Плк СОФ, УПП; 36,5° N—53,3° E (±0,2) [81] 36,6° N—53,6° E (A—) [211]	[81] [39] [236]
—	—	5,5(3) ± 0,5 [81] <i>e</i> [216]	5,7(2)	Свр, Плк; 36° N—53,1° E (±1,0) [81]; 37° N—53,3° E; <i>h</i> = 89 км [211]	
—	—	5,6(4) ± 0,5 [81] <i>e</i> [216]	5,7(3)	Тшк, Свр, Плк; 36,6° N—53,7° E; <i>h</i> = 53(BC) км [211] 36° N—53,5° E (±1,0) [81]	[81]

1	2	3	4	5	6	7
1935	IV	12	12 44	36,3	53,5	(12)
+1935	V	1	10 24	40,4	43,4	14
1935	VI	2	09 16	30	66,8	—
1935	VII	2	15 24	25,5	55,2	—
1935	X	27	06 43	27,6	54,6	—
1936	II	24	16 29	33,5	48	—
+1936	IV	17	22 15	38	55,7	—
1936	IV	21	02 14	28	55,7	—
1936	VI	10	03 29	26,5	64	—
1936	VI	10	08 36	33,5	56,6	—
+1936	VI	30	19 26	(32,9	59,2)	—
1936	VIII	16	21 37	26,6	55,6	—
1936	VIII	20	02 08	30,5	51,7	—
1937	IV	7	18 30	34,8	52,1	—
1938	I	26	03 40	33,2	46,4	—
+1938	II	14	02 54	40,5	53,5	24
+1938	IV	19	10 59	39,4	33,8	12
1938	IV	23	06 04	27,3	53,2	—
1939	I	25	11 02	31	50	—
1939	IV	6	04 08	35,5	54,5	64
1939	VI	10	08 36	33,5	56,5	—
+1939	IX	19	03 24	38,0	57,8	17

8	9	10	11	12	13
—	—	5,7 ± 0,5 [81] e [216]	<u>5,7(3)</u>	Тшк, Свр, Плк; 36°N—53,4°E (±1,0) [81]; h = 43 км [211]	[81]
6	<u>6,2(22)</u>	6,0 [136a] 6,2 ± 0,1 [81]	—	39,6°N—43,1°E [186]; 40,1°N—43,2°E; h = 60 км [136a]	[81] [19]
—	—	—	<u>6,1(6)</u>	Бк, Тшк, Свр, Мск, Плк, Влад	
—	—	d [216]	5,1(2)	УПП; 30°N—65°E [113]	
—	—	d [216]	5,4(3)	Тшк, Мск	
—	—	d [216]	5,0(4)	Тшк, Свр, Плк	
—	—	—	5,1(3)	Бк, Тшк, Мск, Плк	[153]
—	—	d [216]	5,5(4)	Тшк, Свр, Плк	
—	—	—	5,8(4)	Бк, Тшк, Свр, Мск, Плк	
—	—	d [222]	5,6(1)	27,5°N—63,5°E [113] УПП	
6 %	—	—	<u>6,2(2)</u>	Мск; Плк; УПП;	[136a]
—	—	d [216]	5,8(1)	33,5°N—60,5°E [186]	
—	—	d [216]	5,3(2)	Тшк, Мск	
—	—	d [216]	5,5(2)	Тшк, Мск	
—	—	d [216]	5,4(5)	Бк, Тшк, Свр, Плк, Мск	
—	—	6,2 [216]	<u>5,4(4)</u>	Бк, Мск, Тшк, Плк	
6	—	6,1(4) ± 0,5 [81]	<u>6,2(4)</u> 6,2(1)	Тшк, Мск, Плк, Влад УПП; 40,8°N— 53,5°E [186]	[3, 77] [81]
6 %	<u>6,6(21)</u>	6,6 [136a] 6,4 БЛГ	6,7(1)	40,4°N—53,7°E [211] СОФ; 39,5°N— 33,7°E [186] h = 10 км [136a]	[147] [215]
d	—	—	5,7(4)	Бк, Тшк, Свр, Ирк	
d	—	—	5,4(6)	Бк, Тшк, Плк, Мок, Свр, Ирк;	
d	—	—	5,5(6)	30,9°N—50,8°E; h = 121 км [211]	[211]
d	—	—	5,5(4)	Бк, Тшк, Свр, Мск, Пск, Влад	[211]
—	—	5,8 [216] 5,3 [146] 5,5(5) ± 0,5 [81]	<u>5,7(5)</u> —	Тшк, Свр, Мск, Ирк; 34,1°N—57°E (B—) [211]	[3, 40] [109] [81]
—	—	5,8 [216] 5,3 [146] 5,5(5) ± 0,5 [81]	<u>5,7(5)</u> —	Свр, Мск, Плк, Ирк, Влад; 38,6°N—57,2°E [186] 37,8°N—57,7°E (±0,5) [81] 38,4°N—57,3°E (B—) [211]	[3, 40] [109] [81]

1	2	3	4	5	6	7
1939	XI	4	10 15	32,5	49	88
1939	XI	21	08 48	39,7	39,7	—
+1939	XII	26	23 57	39,7	39,7	20
1939	XII	28	03 25	40,0	37,0	—
1940	V	4	17 04	35,8	58,1	—
1940	V	4	21 01	35,3	58,3	20
+1940	V	7	22 23	41,7	43,8	20
1940	VII	6	17 45	33,5	46,5	—
1940	VII	19	04 53	37,5	57,5	13
1940	VII	30	00 12	39,6	35,2	50
1941	I	20	03 37	35,2	33,6	100
+1941	II	16	16 39	33,3	58,7	—
1941	III	28	21 13	28,3	54,2	—
1941	IV	27	13 01	39,7	35,3	—
1941	VI	10	20 38	32	47,5	—
1941	IX	10	21 53	39,4	43,3	20
1941	XI	12	10 04	39,7	33,4	—

8	9	10	11	12	13
6	—	—	<u>5,7(4)</u> 5,6(1)	Бк, Мск, Свр, Плк УПП	[211]
—	5,9(16)	—	—	—	—
8,0	8,0(6)	7,9 [136a] 8,0 ± 0,3 [81]	6,9(3)? 7,4(1)	Мск, Плк, Влд УПП: 39,7° N— 39,7° E [186]; 39,8° N—39,5° E ± 0,2 [136a]; h = 18 км [81]	[147] [213] [214] [242]
—	5,7(12)	—	—	—	—
—	—	d [216]	4,9(1)	Свр	—
6 ½	—	6,5(7) ± 0,3 [81] 6,4 ПРА 6,6 ИЕН 6,6 ПОТ	<u>6,4(7)</u>   6,2(1) 6,6(1)	Бк, Тшк, Свр, Мск, Плк, Ирк, Влд  УПП; 35,8° N— 58,1° E (±0,5) [81] УКК; 35,9° N— 58,5° E; h = 23 км (АВ) [211]	[81]
6 ½	6,0(11)	<u>6,0(15) ± 0,2</u> [81] 6,1 [136a]	—	42,2° N—43,7° E [186] 42° N—43,7° E h = 10 км [136a]	[69, 19] [81] [128]
d	—	—	4,7(4)	Тшк, Мск, Свр, Плк	—
—	—	5,8(2) ± 0,5 [81]	—	—	—
6 ¼	<u>6,1(14)</u>	6,2 [136a] 6,0 ПРА 6,2 ИЕН 5,8 ПОТ	— — — —	39,5° N—35,2° E [186] — — —	— — — —
6 ½	<u>6,6(5)</u>	—	—	—	—
6 ¾	—	6,2 ПРА	<u>6,3(5)</u>	Свр, Мск, Плк, Ирк, Влд 33,5° N—58,9° E h = 27 км [211] УПП	[146] [222]
—	—	5,9 ИЕН 6,4 ПОТ	6,1(1)	—	—
—	—	d [216]	5,3(4)	Тшк, Свр, Плк, Ирк	—
—	<u>5,7(8)</u>	5,7 [136a] 5,8 ПРА 5,6 ИЕН 6,0 ПОТ	5,7(1)	Влд; 39,5° N—35,2° E [186]	—
d	—	—	5,5(3)	Тшк, Плк, Ирк	—
6	<u>5,8(11)</u>	5,9 [136a] 5,7 ПРА 5,8 ИЕН 6,0 ПОТ	6,3(3) 5,6(1) —	Мск, Тшк, Свр СОФ; 39,5° N—43° E; h = 12 км [186]; h = 28 км [81]; 39,1° N—43,4° E [211]	—
—	<u>5,9(8)</u>	5,9 [136a]	6,0(1)	Бк; 39,7° N— 39,7° E [186]	—

1	2	3	4	5	6	7
1942	VII	3	00 50	27	66,5	—
1942	VII	29	20 22	29,5	57,5	—
1942	XII	11	02 39	40,8	34,8	40
+1942	XII	20	14 03	40,9	36,5	10
1943	II	6	02 35	25	63	—
+1943	VI	20	15 32	40,8	30,5	—
+1943	VI	26	22 20	41,0	34,0	14
+1944	II	1	03 22	(41,0	32,4)	27
1944	VII	17	10 53	35,9	42,6	80
1944	VII	23	12 00	30,5	55	—
1945	I	11	02 03	23,3	55,4	—
1945	I	15	08 11	27	55,5	—
+1945	III	2	10 39	41	33,5	—
1945	III	12	01 38	33,4	47,3	—
+1945	III	20	07 58	37,1	35,7	60
?1945	IX	?	— —	(39	43,3)	—
+1945	X	26	13 56	41,5	33,3	50

8	9	10	11	12	13
—	—	—	6,4(1)	Свр	
—	—	d [216]	5,6(1)	Влд	
—	<u>5,9(11)</u>	6,1 [136a]	5,9(2)	Свр, Тшк; 40,4°N—35°E [186]	[136a]
		5,8 ПРА 6,0 ИЕН 6,0 ПОТ	5,8(1)	СОФ	
7,3	<u>7,0(15)</u>	7,0 [136a] 7,4 ИЕН 7,2 ПОТ	7,1(1)	ПРА; 40,7°N— 36,6°E [186]	[136a] [19] [186]
<u>6 ¼</u>	—	5,7 ПРА 5,8 ИЕН 6,0 ПОТ	6,4(2)	Тшк, Свр; 24,9°N—63,3°E h = 235 км [211]	
6 ¼	<u>6,5(18)</u>	6,6 [136a] 6,4 ПРА 6,4 ИЕН 6,8 ПОТ	—	40,8°N—30,4°E [186]	[148]
7,6	<u>7,3(11)</u>	7,2 [136a] 7,6 [170] 7,7 ИЕН	7,0(2) 7,2(1)	Влд, Мск ПРА; 40,5°N—34°E [186]; 41,4°N—33,8°E [181]; 41°N—33,7°E; h = 10 км [136a]; 40,5°N—36,5°E [173]	[147]
7,4	<u>7,3(8)</u>	7,2 [136a] 7,4 [170] 7,7 ИЕН 7,4 ПОТ	7,0(1) 7,7(1)	Влд; 41,5°N— 32,4°E [186] ПРА; 41,4°N— 32,7°E; h = 10 км [136a]	[147, 173] [148, 186]
—	<u>5,9(9)</u>	6,1 [136a] 6,0 ПРА 5,8 ИЕН 6,3 ПОТ	—	37,3°N—42,2°E [193] 35,8°N—43°E [186]	[136a]
—	—	—	5,7(2)	Тшк, Свр, Нет в [186]; время по ст. Тшк	[113]
—	—	d [216]	6,0(2)	Бк, Ирк	
—	—	—	5,9(2)	Бк, Тшк. Нет в [186]; время по ст. Ереван	[113]
—	5,5(5)	—	<u>6,0(3)</u>	Мск, Свр, Тшк	[186]
—	—	e [216]	5,8(1)	Тшк	
—	<u>6,0(9)</u>	6,0 [136a]	5,8(1)	Влд; 37,4°N— 35,8°E [186]	[136a] [186]
—	(5,8)	—	—	Нет в [186], [136a]	[193]
—	<u>5,7(10)</u>	6,0 [136a]	6,2(3)	Тшк, Свр, Мск; 41,7°N—33,2°E [186]	[136a] [186]

1	2	3	4	5	6	7
+1945	XI	27	21 56	24,9	63,5	—
1945	XII	11	10 21	25	64	—
+1946	III	12	02 21	29,8	51,8	—
1946	III	27	23 30	25,4	64,7	—
+1946	V	31	03 13	39,3	41,2	60
1946	VI	20	00 34	29,5	66	—
1946	VIII	7	22 46	25	63	—
1946	VIII	15	19 25	27,5	65,3	—
1946	VIII	17	23 37	35,6	45,8	—
+1946	XI	4	21 47	(39,5	54,9)	26
1947	V	4	00 49	26,3	55,4	—
+1947	VIII	5	14 24	24,9	63,5	—
+1947	IX	23	12 28	33,3	58,7	—
1947	IX	26	03 04	33,3	58,7	—
1947	X	3	06 13	26	57,2	—
1947	X	6	15 18	33,3	58,7	—
1947	XI	13	03 26	33,3	58,7	—
1948	III	14	21 18	33,2	59	—
1948	VI	17	14 08	36,5	49	—
+1948	VI	18	18 44	37,5	37,8	15
+1948	VI	29	16 06	41,9	46,4	60
1948	VII	5	13 53	29,5	57,5	—

8	9	10	11	12	13
<u>8 ½</u>	—	—	8,3(1)	ПРА; 24,5° N—63° E [181]	[186]
			8,0(1)	СОФ; 25,1° N—63,5° E [211]	
			$M_T = 7,9$	Свр	
			6,9(2)?	Тшк, Мск	
—	—	—	6,0(1)	Тшк	
—	—	6,1 [216]	<u>6,2(3)</u>	Тшк, Свр, Мск	
—	—	—	6,3(2)	Тшк, Свр	[186]
6	<u>5,9(11)</u>	5,7 [136a]			[147]
		5 ¼ [3]	5,9(1)	СОФ	
—	—	—	5,7(3)	Бк, Тшк, Свр	
—	—	—	5,8(4)	Тшк, Свр, Мск, Ирк; 27,5° N—60° E [113]	
—	—	—	5,9(4)	Бк, Тшк, Свр, Мск; 28° N—65° E [113]	
<i>d</i>	—	—	5,7(2)	Тшк, Свр; 35° N—46° E [181]	
7,5	—	<u>7,0(7) ± 0,3</u> [81]	6,4(1)	Свр; 40° N—54,6° E [186]	
		7,5 [170]	7,0(1)	Ирк; 39,8° N—54,5° E [3]	[109]
			7,2	УПП; 39,3° N—55,4° E (±0,5) [81]	[81]
			6,6	УКК	
—	—	<i>d</i> [216]	4,8(1)	Тшк	
<u>7,3</u>	—	7,3 [170]	6,9(2)	ПРА, СОФ; 25,5° N—63° E [211]	[186]
6 ¼	—	—	<u>6,8(1)</u>	СОФ; 33° N—59° E [211]	[146]
—	—	—	6,8(1)	Мск	[186, 222]
—	—	—	6,3(2)	Тшк, Ирк	
6 ¼	—	—	6,0(2)	Ашх, Мск 27,5° N—58° E [181] 27° N—58,5° E [113]	
—	—	<i>d</i> [216]	5,6(3)	Ашх, Тшк, Свр	
—	—	<i>e</i> [216]	5,7(3)	Тшк, Ан, Свр	
—	—	<i>d</i> [216]	5,6(1)	Тшк	
—	—	<i>d</i> [216]	5,2(2)	Тшк, Свр; 36,6° —49,4° E; $h = 76$ км [211]	
—	—	5,9(3) ± 0,5 [81], [216]	<u>6,0(3)</u>	Фрн, Мск, Ирк	[77, 109, 153, 81]
6	<u>6,1(3)</u>	6,2 ± 0,3 [81]	6,3(2)	Тшк, Свр; 41,5° N—47° E [186]; $h = 48$ км; 41,6° N—46,4° E (±0,5) [81]	[69, 19] [193]
—	—	5,4 [216]	<u>6,6(2)</u>	Свр, Ирк	
			5,7(1)	УПП; 28,8° N—57,5° E [113]	

1	2	3	4	5	6	7
1948	VII	30	03 30	31	49	—
1948	X	5	20 12	38	58,9	16
+1948	X	6	01 24	37,4	58,8	(12)
+1949	IV	24	04 22	27,2	56,2	—
1949	VII	4	03 40	27,2	56,2	—
+1949	VIII	17	18 44	39,6	40,6	40
1950	I	19	17 27	27,3	53,4	6
1950	I	22	04 07	27,2	53	14
+1950	V	2	16 43	38	58,5	10
+1950	V	9	11 16	38,3	58,4	25
1950	IX	24	22 57	34,5	60,7	—
1951	I	30	23 07	32,4	33,4	—
1951	IV	8	21 38	36,6	35,8	50
1951	VI	9	11 22	32,2	49,3	—
1951	VIII	13	18 33	40,9	32,9	10
1951	VIII	16	23 52	28	57	—
1951	XII	30	18 21	28	57	—
1952	I	3	06 03	40,0	41,7	40
1953	I	15	13 15	28	54,9	66
1953	I	15	20 05	29	47	—
+1953	II	12	08 15	35,4	55,1	13
1953	IX	7	03 58	41,1	33,0	40
1953	IX	10	04 06	34,8	32,5	—

8	9	10	11	12	13
—	—	$d$ [216]	5,3(1)	Свр; 31,4° N— 49,1° E; $h =$ $= 43$ км [211]	
<u>7,3</u>	—	7,3(18) ± 0,2 [81] 7,3 [170]	7,3(1) 7,0(1) 7,4(1)	Мск; 37,9° N— 58,6° E [186] СОФ УПП; 37,8° N— 58,4° E [211]	[128, 40, 77] [109] [81]
$d$	—	6,0(1) ± 0,5 [81]	—	37,7° N—58,6° E; $h = 2$ км [211]	[109] [81]
—	—	6,2 [216]	<u>6,4(2)</u> 6,0(1)	Свр, Ирк УПП	[186]
—	—	6,0 [216]	<u>5,9(4)</u>	Тшк, Свр, Дш, Ирк; 27,5° N—56° E [181]; 26,5° N—55,5° E [113]	
—	<u>6,7(23)</u>	7,0 [136a]	—	39,5° N—40,6° E; $h = 18$ км [186]; 39,4° N—40,9° E [193]	[147] [186]
6,1	—	6,1 [216]	6,1(3)	Тшк, Свр, Ирк	[211]
6,2	—	6,2 [216]	<u>5,9(5)</u>	Гр, Тшк, Ан, Свр, Ирк	[211]
—	—	4,9 ± 0,5 [81]	<u>5,0(4)</u>	Тшк, Гр, Ял, Свр; 36,5° N—58,5° E (±1,0) [81]	[109] [81]
—	—	5,8(6) ± 0,3 [81]	6,0(6)	38,4° N—58,6° E (±0,2) [81]	[81, 109] [81]
—	—	—	5,7(5)	Ял, Фг, Свр, Мск, Ирк	
—	5,7(17)	—	—	—	
—	<u>5,7(24)</u>	5,8 [136a]	—	36,6° N—36,3° E [186] 32,3° N—49,8° E; $h = 53$ км [211]	[136a]
—	—	5,0 [216]	<u>5,8(7)</u>	40,9°—32,6° E [186] 28,2° N—57,3° E [181]	[136a]
—	<u>6,8(26)</u>	6,9 [136a]	—	27° N—58° E [113]; 28,3° N—57,2° E; $h = 87$ км [211]	
—	—	5,7 [216]	5,7(7)		
—	—	4,8 [216]	<u>5,7(8)</u>		
—	<u>6,0(7)</u>	5,8 [136a]	5,9(3)	Тшк, Фрн, Нр; 39,9° N—41,6° E; $h = 80$ км [186]; $h = 23$ км [211]	[136a]
$d$	—	—	5,5(7)	—	[211]
—	—	—	6,0(7)	Дш, Хрг, Тшк, Чмк, Ан, Фрн, Кхт В [186] нет	[113]
6,5	6,5(7)	6,6 СОФ 6,3(22) ± 0,2 [81]	<u>6,7(13)</u> 6,4(1)	35,8° N—55° E [186] УПП; 35,3° N— 55,2° E (±0,2) [81]	[3] [134]
6,2	<u>6,0(23)</u>	6,4 [136a] 6,3 СОФ	—	40,9° N—32,7° E [186]	
6,3	<u>6,3(38)</u>	6,2 СОФ	—	—	

1	2	3	4	5	6	7
1954	III	28	04 48	39	41	—
1954	IV	6	14 35	28,7	54,4	81
1954	VIII	19	21 03	41,1	36,4	23
1955	XI	24	±1 сур	(35,8)	53,1)	(10)
1955	XII	4	14 02	33,4	48,8	65
1955	XII	17	08 06	33,6	49	82
1956	II	3	13 16	33,1	46,6	—
1956	II	15	15 49	27,9	52,9	47
1956	II	20	20 31	39,9	30,5	40
1956	II	23	17 31	27	53	—
1956	III	1	12 47	27,8	53	—
1956	III	6	08 55	27,8	52,9	36
1956	III	16	19 32	33,8	35,7	—
1956	III	16	19 43	33,8	35,7	—
1956	III	21	04 55	41	48,4	21
1956	IV	12	22 35	37,4	50,3	30
+1956	X	31	14 03	27,2	54,4	5
1957	I	26	16 30	42,6	42,4	28
+1957	V	26	06 33	(40,7)	31,2)	10
1957	V	26	09 38	40,8	30,8	10
1957	V	27	11 01	40,7	31	50
1957	VI	1	21 08	40,7	30,8	40
1957	VI	2	01 12	40,7	30,8	10
+1957	VII	2	00 42	36,2	52,7	14
1957	IX	5	11 36	28,5	53,7	32
1957	IX	21	10 17	40,8	34,1	—
+1957	XII	13	01 45	34,4	47,7	—
1958	II	3	19 27	32,3	55,6	—
1958	V	31	03 50	41,5	44,1	6
1958	VIII	14	11 26	34,3	47,8	39
1958	VIII	14	23 27	29,3	63,4	148
+1958	VIII	16	19 13	34,4	47,9	—
1958	X	23	15 43	33,6	46,2	—
1959	I	7	05 13	29	55	—
1959	V	20	19 49	41,8	41,8	5—10
1959	VI	13	12 02	34,8	32,5	60
1959	VIII	13	00 33	39,8	48,5	48

8	9	10	11	12	13
6,3(?)	<u>5,4(2)</u>	—	5,0(2)	Лнк, Свр	
—	—	<i>d</i> [216]	5,2(4)	Дш, Тшк, Ан, Алм	
6,1(?)	<u>4,8(6)</u>	—	4,9(2)	Плк, Кэл	
—	—	(5,9) ± 1,0 [81]	—	—	
6	—	—	<u>5,5(6)</u>	Тб, Ашх, Мк, Смф, Дш, Тшк; $m_{PV} = 5,9$ УПП	
5,7	—	5,8 [216]	<u>5,5(4)</u>	Ашх, Дш, Фр, Мск Нет в [186]	
—	—	—	5,7(6)		
5,7	—	—	5,8(7)		
6,4	6,0(7)	6,4 [216]	<u>5,8(13)</u>	39,9°N—30,4°E [186]	[173]
—	—	<i>d</i> [216]	5,4(2)	Ашх, Дш	
—	—	5,4 [216]	5,7(1)	Ирк	
5,8	—	5,8 [216]	5,7(9)		
6	—	—	5,0(3)	Смф, Ашх, Плк	
6	—	—	5,2(4)	Ер, Сч, Мск, Плк	
6	—	—	5,2(15)	$m = 6,0$ УПП, КИР	
6	—	5,5 [216]	5,2(5)	Дш, Фр, Мск, Свр, Смп	
6,8	6,6(6)	6,5 [216]	6,7(11)		[241]
—	—	—	5,1(1)		
7,2	<u>7,2(6)</u>	7,1 [136a]	—	40,7°N—30,9°E [186]	[173]
—	—	6,8 СОФ	—	40,7°N—31°E [136a]	[148]
6,2	6,0(4)	<u>5,9 [136a]</u>	—	40,7°N—31,2°E [186]	
—	—	6,3 СОФ	—		
6,2	5,9(3)	<u>5,8 [136a]</u>	—	—	
—	—	6,1 СОФ	—		
—	—	4,8 [136a]	—	40,8°N—31,2°E [186]	
—	—	5,7 СОФ	—		
—	—	4,8 [136a]	—	40,8°N—31,2°E [186]	
—	—	5,7 СОФ	—		
7,1	<u>7,1(7)</u>	6,6(11) ± 0,3 [81]	—	—	[236]
—	—	6,9 СОФ	—	—	
—	—	7,1 [170]	—	—	
<i>d</i>	—	—	<u>5,6(7)</u>	—	
5,7	—	—	<u>5,3(2)</u>	Тб, Плк	
7,2	6,8(11)	7,2 [170]	<u>6,7(12)</u>	—	[152]
—	—	7,1 СОФ	—	—	[238]
<i>d</i>	—	—	<u>5,3(6)</u>	—	
<i>d</i>	—	—	<u>4,6(4)</u>	—	
5,7	5,8(6)	—	<u>5,8(4)</u>	Ашх, Тшк, Мск, Ирк	
<i>d</i>	—	—	<u>5,0(2)</u>	Дш, Тб	
6,7	6,6(9)	6,7 СОФ	<u>6,8(12)</u>	—	[238]
<i>d</i>	—	—	<u>5,1(5)</u>	—	
—	—	<i>d</i> [222]	5,3(3)	$m_{PV} = 6,0$ УПП	
5,7	—	—	5(5)	УПП, КИР — $m_{PV} = 5,7$	
—	—	5,7 [136a]	—	—	
5,8	—	—	<u>4,8(6)</u>	УПП, КИР — $m_{PV} = 5,8$	

1	2	3	4	5	6	7
1959	XII	8	13 34	41,2	44,0	—
1960	I	26	09 52	40,2	38,8	20
+1960	IV	24	12 14	27,7	54,4	31
1960	VIII	1	02 20	28	54,3	48
1960	VIII	23	08 58	29	60	49
1961	VI	9	09 36	40,8	50,4	51
+1961	VI	11	05 10	27,9	54,5	37
	VI	11	12 31	28,2	54,6	—
1961	IX	15	01 46	34,9	33,8	33
1961	IX	18	11 01	41	50,2	46
1961	XII	3	18 31	41	44,1	7
+1962	IV	1	00 45	(33,9	58,9)	33
+1962	IX	1	19 20	35,6	49,8	21
1962	X	1	12 13	27,9	54,8	18
1963	I	27	19 35	41,1	49,8	42
+1963	III	24	12 14	34,4	47,8	37
+1963	VII	16	18 27	43,3	41,6	10
1964	II	16	00 17	30,1	51,1	37
1964	III	20	03 15	27,6	55,1	50
1964	VI	14	12 15	38,1	38,5	3
1964	XII	22	04 36	28,2	56,9	39
1965	VI	21	00 21	28,1	56,0	24
+1966	VIII	19	12 22	39,2	41,6	(10)
1966	VIII	20	11 59	39,4	41,0	14
1966	VIII	20	12 01	39,2	40,7	33
1966	IX	18	20 43	27,9	54,3	39
1967	I	29	07 56	26,5	55,2	41
+1967	VII	22	16 56	40,7	30,7	(10)
1967	VII	26	18 53	39,5	40,4	30
1967	VII	30	01 31	40,7	30,5	18—
1968	IV	29	17 01	39,2	44,2	17
+1968	VIII	31	10 47	(34	58,8)	13

8	9	10	11	12	13
5,9	5,7(5)	5,9 [136a]	5,5(6)	41,2°N-43,8°E [186]	
—	—	5,9 [136a]	—	—	
		5 ¼ [3]			
6,0	6,0(10)	5 ¼ [113]	—	—	[37, 233, 241]
6,2	6,3(5)	—	5,9(5)	Т6, Дш, Тшк, Як, Влад	
<i>d</i>	—	—	5,4(12)	—	
6,0(?)	—	—	4,9(6)	—	
6,8	6,8(12)	—	6,5(11)	—	[233]
6,1	—	—	5,7(8)	—	
6,0	5,8(6)	—	5,8(15)	—	
5,8	—	—	5,3(6)	—	
<i>d</i>	—	—	4,8(10)	—	
5,8	—	6,0 [146]	5 ¼	33,4°N-58,9°E [210]	[146]
7,3	7,2(17)	7,2 [170]	6 ¾	—	[139, 140, 212, 221]
6,5	5,7(7)	—	5 ¾	—	
—	5,6(6)	6,1(2) [81]	5,5(28)	$M_{LH} = 5,4(21)$ $h = 55$ км $m_{PV}^{CKM} = 6,0(5)$ [81]	
6	5,9(4)	—	5 ¾	—	[238]
6,7	6,7(6)	6,4(14) [81]	—	43,2°N-41,8°E [69]	[69, 81, 128]
5,9	—	—	4 ½	УПП, КИР — $m_{PV} = 5,9$	
5,8	4,7(3)	—	—	—	
—	5,7(8)	6,0 [136a]	5,9(2)	(38,4°N-38,4°E) [173]; $h = 81$ км [211]	
6,1	6,1(5)	—	6,0	—	
6,0	6,2(6)	—	5,6(16)	—	
			5,3(2)	УПП, КИР — $M_{LH}$ ; $m_{PV} = 6,0$	
7,0	6,8(7)	6,9 [136a]	6,7(18)	$h = 26$ км [136a]; $h = 24$ км ( $\pm 5$ ) [81]	[147]
6,3	6,2(5)	6,2 [136a]	6,0	39,4°N-40,9°E [186]	
—	—	6,3 КИР, УПП	—	Нет в [81]	
—	—	6,1 [136a]	—	—	
—	—	6,4 КВЕ	5,5(23)	$\Delta = 148^\circ$ ; $N = 227$ [186]; $h = 42$ км [211]	
—	5,8(6)	—	$M_{\Delta, N} = 6,2$	—	[211]
7,0	7,1(8)	7,2 [136a]	5 ¾	40,7°N-30,8°E [186]; [148]	
—	—	—	6,8(11)	$h = 33$ км [136a]	
—	6,1(10)	6,2 [136a]	5,9(28)	—	
—	—	5,6 [136a]	$M_{\Delta, N} \approx 6$	$\Delta = 153^\circ$ , $N = 210$	
—	—	5 ¾-6,0	5 ¼	[186]	
—	—	5,7 [136a]	—	—	
—	—	7,4 УПП, КИР	7,5(17)	34,2°N-59°E [186]; [146] 34,4°N-59,1°E ( $\pm 0,5$ ); [203] $h = (10)$ [81]; [222]	
		7,4 $\pm 0,3$ [81]		34°N-59°E [211]; $M_S = 7,1$ [164]; $M_S = 7,3(8)$ [226]	

1	2	3	4	5	6	7	
+1968	IX	1	07 27	34,1	58,2	14	
+1968	IX	3	08 19	41,8	32,4	5	
1968	IX	11	19 17	34	59,5	33	
+1968	IX	14	13 48	28,3	53,2	3	
+1969	I	3	03 16	37,1	57,8	7	
+1969	III	31	07 15	27,7	34	33	
1969	XI	7	18 34	27,8	60	74	
+1970	II	23	11 22	27,8	54,5	36	
+1970	V	14	09 20	43,0	47,1	17	
+1970	V	14	18 12	43	47,1	12	
+1970	VII	30	00 52	37,8	55,9	30	
1971	II	14	16 27	36,7	55,5	25	
1971	IV	12	19 03	28,3	55,6	37	
+1971	V	22	16 44	39,1	40,5	3	
1971	V	26	02 41	35,4	58,2	20	
1971	VIII	9	02 54	36,2	52,7	25	
1971	XI	8	03 06	27	54,5	11	
1971	XII	9	01 42	27,3	56,4	24	
+1972	IV	10	02 06	28,4	52,8	11	
1975	IX	6	09 20	38,7	40,7		
1976	IV	8	02 40	40,5	63,8	—	
1976	IV	8	02 59	39,6	63,6	—	
1976	IV	22	17 03	28,7	52,1	—	
1976	V	17	02 58	40,6	63,4	—	
1976	VII	28	20 17	43,3	45,7	—	
1976	XI	07	04 00	33,6	59,3	—	
+1976	XI	24	12 22	39,1	44	—	
1977	III	21	21 18	27,4	56,5	—	
			22 42	27,4	56,5	—	
1977	III	22	11 57	27,6	56,5	—	
1977	IV	01	13 36	27,3	56,3	—	
1977	IV	06	13 36	31,5	50,5	—	
+1978	IX	16	15 36	33,0	57,3	—	
+1979	XI	14	02 21	34,1	59,8	10	
+	XI	27	07 12	34,1	59,9	10	
	XII	07	09 24	34,2	59,9	23	

8	9	10	11	12	13
-	-	6,7 УПП, КИР	<u>6,3(21)</u>	-	[146, 203] [222]
-	-	6,5 [136а]			
-	-	6,4 УПП, КИР	<u>6,2(22)</u>	-	[165]
-	-	-	5,9	-	
-	-	6,0 УПП, КИР	6,0(11)	$h = 20$ км [211]	[165]
-	-	<u>5,4 ± 0,2 [81]</u>	5,4(18)	$m = 5,4(6)$ [113] $M = 6,0$ [113] $h = 58$ км [211]	[153]
-	-	7,1 ПАС	6,9	$m = 6,1$	[164, 226]
-	-	6,5 УПП КИР	<u>6,4</u>	$h = 41$ км [211]	
-	-	-	5,7(32)	$h = 39$ км [211]	[151]
-	-	5,7(15) ± 0,2 [81]	<u>5,8(18)</u>	-	
-	-	6,6 ± 0,2 [81]	6,6(18)	-	[129]
-	-	6,7(10) ± 0,1 [81]	6,7(31)	$R_8 = 300$ км; $h = 30$ км [81]	[153] [151]
-	-	5,5 ± 0,2 [81]	<u>5,5(29)</u>	$m = 6,3(4)$ ; 36,6°N-55,6°E; $h = 37$ км [211]	
-	-	-	6,1(24)	$h = 40$ км [211]	
-	-	6,8 ± 0,1 [81]	6,8(32)	$h = 15 ± 10$ км [81]; 38,8°N-40,5°E [186]	[114, 227]
-	-	5,6 ± 0,1 [81]	<u>5,6(28)</u>	$m = 5,9(12)$ [81]; 35,6°N-58,1°E [211]	
-	-	5,5 ± 0,2 [81]	<u>5,5(22)</u>	36,3°N-52,6°E [211]	
-	-	-	6,1	27,1°N-54,5°E; $h = 23$ км [211]	
-	-	-	5,8(22)	$h = 14$ км [211]	
-	-	7,0 [203]	<u>6,8(34)</u>	-	[154, 233, 241]
-	-	-	6,6(28)	$m_{PV}^{CKM} = 6,2(26)$ [113]; $m_{PV}^{CK} =$ $= 6,7(15)$ [113]	
-	-	-	7,0(25)		[113, 50]
-	-	-	6,0(2)		[113, 50]
-	-	-	5,8(31)		[113, 50]
-	-	-	7,2(20)		[113, 50]
-	-	<u>6,2 [50]</u>	6,4(17)		[113, 50]
-	-	-	6,5(21)		[113, 50]
-	-	<u>7,5 [50]</u>	6,5(18)		[113, 50, 172]
-	-	7,0 [50]			[50]
-	-	5,9 [50]			[50]
-	-	5,9 [50]			[50]
-	-	6,3 [50]			[50]
-	-	6,1 [50]			[50]
-	-	-	7,5		[113, 163]
-	-	6,5 [226]			[226, 182]
-	-	7,1 [220]			[226, 182]
-	-	6,0 [226]			[226]

## 2. МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

В работе представлены в основном макросейсмические данные для зарубежных территорий Турции и Ирана, так как для Кавказа и Туркмении эти данные приведены в многочисленных работах советских авторов [81, 128, 69, 19, 77]. Необходимость собрать макросейсмический материал для сильных землетрясений возникла при выяснении вопроса о точности определения координат землетрясений в разные периоды.

При сборе и анализе макросейсмических данных мы сразу же столкнулись со следующими особенностями этого материала. Выбранный район слишком обширный, и в различных его частях различна изученность и представительность материалов. Если территория Турции представлена сравнительно хорошо, то для пустынных районов Ирана и его южных частей по разным причинам удалось собрать очень скромный материал. Таким образом, первая особенность — это непредставительность материала, вторая — неоднородность данных, обусловленная различием геолого-тектонических условий и своеобразием построек.

Пока не полностью разработан количественный учет всех факторов, влияющих на однозначность оценки интенсивности. Поэтому исследователи, побывавшие в эпицентральных областях сильнейших землетрясений Турции и Ирана, констатируют: оценки интенсивности для одного и того же пункта настолько различны, что невозможно картировать изосейсты, особенно в центре плейстосейстовой области [146]. Авторы работы [237] отказываются от картирования изосейст и предлагают заменять карты изосейст картами фактических распределений повреждений.

Из множества собранных данных получен очень разнородный материал: карты изосейст (по различным шкалам интенсивности), распределений повреждений и разрушений; отдельные разрозненные факты.

В настоящей работе в тех случаях, когда макросейсмический материал представлен картами изосейст, использованы следующие шкалы: Форелла—Меркалли (FM); Меркалли—Зиберга, 1917 г. (MS), или Меркалли—Канкани—Зиберга; Модифицированная Меркалли (MM), разработанная в США Г. Вудом и Ф. Ньюманом в 1931 г.; шкала MSK-64, разработанная С.В. Медведевым, В. Шпонхойером и В. Карником в 1964 г.

Вопросу согласования сейсмических шкал посвящены специальные работы [42, 68, 228, 81]. Как показал опыт, корреляция сейсмических шкал дает приближенную ориентировку при сравнении между собой различных шкал и на большую точность претендовать не может хотя бы потому, что в разных странах существуют местные особенности строительства, которые трудно учесть в одной международной сейсмической шкале. Унификация макросейсмического материала — специальный вопрос, который в настоящей работе не рассматривается. Макросейсмические данные приводятся в оригинальном виде с указанием сейсмической шкалы. Особенности макросейсмического материала (непредставительность и его разнородность) не мешают основной цели — уточнению координат сильных землетрясений.

При сборе и анализе материалов получены интересные данные. Сильное землетрясение 1909 г. с  $M = 7,4$ , по данным Голицына [32] и последующих полевых исследователей [150, 239, 238], локализованное в главном разломе хр. Загрос, подчеркивает четкую единую сейсмогенную зону разлома, в то время как, по данным [181], землетрясение попадает в Центральный Иран.

С другой стороны, до сих пор нет макросейсмических подтверждений для сильных землетрясений 1916 г. в Турции с  $M = 7,1$  (нам удалось найти лишь очень краткую заметку в бюллетени сейсмической станции Ташкент за 1916 г.) и некоторых землетрясений в Иране.

Макросейсмические данные представлены в следующем порядке. Приводятся дата, время и магнитуда землетрясения, при наличии рисунка указывается его номер. Затем идет текстовая часть с указанием источника, из которого приведены данные.

Настоящие материалы не претендуют на какие-либо окончательные выводы, автор ставил перед собой задачу сопоставить имеющиеся данные и уточнить местоположение сильнейших событий. Эти материалы могут быть полезны при дальнейшей работе над картой сейсмического районирования изучаемых районов и при изучении основных закономерностей сейсмического процесса.

### Сведения о землетрясениях

**1902, январь 31, 12 ч 30 мин (07 ч 30 мин),  $M = (6,2)$ .** Очень сильное землетрясение в Ширване с долгими и продолжительными афтершоками, повреждено 12 деревень, погибло порядка нескольких тысяч людей. Это землетрясение настолько сильно, что ощущалось в Баку (?) [222].

**1903, апрель 28, 23 ч 46 мин,  $M = (6,3)$ .** Очаг в Турции, гора Синоп. Ощущалось: Александрополь, Игдырь, Ольты, Каракурт, Владикарс. Караурган — стены дали трещины [19]. 29 апреля (?) полностью разрушен Меласкерт и другие пункты. Убито около 6 тыс. человек. Повторные толчки 9 и 12 мая [230].

**1903, май 28, 03 ч 58 мин,  $M = 5,7$ .** Ощущалось: Ахалкалаки, Батуми, Ардаган и Зурзаны. В с. Чардохлы и Варгенес землетрясение вызвало повреждения и разрушения, имелись человеческие жертвы, погибло много скота. В некоторых деревнях Гельского уезда разрушены дома [19].

**1903, сентябрь 24, 22 ч 31 мин, (25 сентября, 02 ч 31 мин местного времени),  $M = (6,0?)$  (рис. 1).** Кашмер (старый Туршиз) и 25 деревень были серьезно повреждены и около 200 человек убито. Землетрясение имело многочисленные сильные афтершоки. К западу от г. Кашмер расположены малонаселенные пустынные области [146]. Землетрясение сопровождалось подземным гулом. Из 1200 домов в Туршизе половина разрушена, около 400 домов сильно повреждены, остальные слабо повреждены. Ощущалось в Биджистане. С 29 сентября до 7 октября произошло 40 подземных толчков [235].

**1904, ноябрь 9, 02 ч 20 мин (07 ч 20 мин местного времени),  $M = 6,3$  (рис. 2).** Каахкинское землетрясение. Эпицентр южнее Каахка (в Персии). В Мешхеде сильное колебание почвы, в двух местах отвалились стены. Жертв не было. Направление ударов шло от г. Кучана. Это самое сильное из известных для Каахка землетрясение. Слышался подземный гул (по данным Горшкова и Непесова) [109].

**1905, октябрь 21, 11 ч 01 мин,  $M = 6,3$  (рис. 3).**

**1909, январь 23, 02 ч 48 мин,  $M = 7,4$  (рис. 4).** Землетрясение произошло в районе Бурудширда. 60 поселений разрушено частично или полностью. Погибло 5—6 тыс. человек [32]. Район максимальных повреждений находился в окрестностях Силакхор, между деревней Заргина и маленьким городом Доруд. В Керманшахе и деревнях вдоль дороги от Керманшаха до Бурудширда землетрясение ощущалось в Исфахане (около 260 км от Доруда). Форшоков не отмечено. Землетрясение ассоциируется с разло-

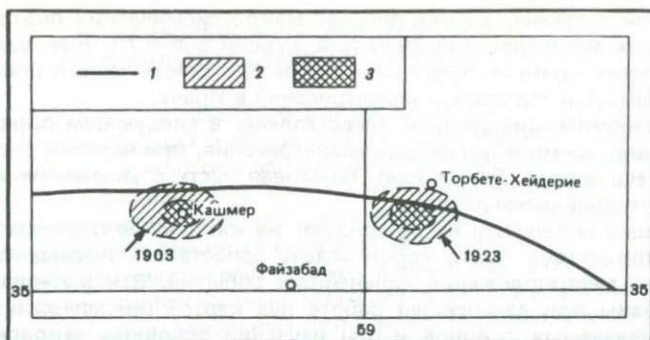


Рис. 1. Эпицентральные районы землетрясений в Иране 24 сентября 1903 г. и 25 мая 1923 г. по [235]

1 — разлом; 2 — районы поврежденных; 3 — районы тотальных разрушений

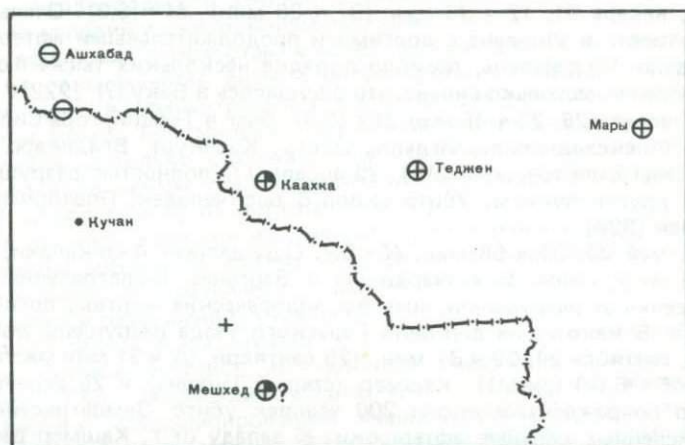


Рис. 2. Распределение сотрясений от землетрясения 9 ноября 1904 г.

Карта составлена автором по данным Горшкова. Условные обозначения см. на рис. 3

мом по долине р. Аб-и-Диз (Силахор) длиной 40 км. Близ деревни Гушепол, по свидетельству жителей, река исчезла в трещине на два дня [238]. Землетрясение вызвало разрушение на площади 3—4 тыс.км<sup>2</sup>. Афтершоки продолжались почти 6 мес [150].

**1909, февраль 9, 11 ч 24 мин,  $M = 6,3$**  (рис. 5). 10 (?) февраля. Разрушения в Эндерес, Сара и Карахиссар [230].

**1910, декабрь 4, 14 ч 02 мин,  $M = 5,1$ .** Землетрясение в Восточном Закавказье. Очаг в местности Ванк-Гадрут [19].

**1916, январь 24, 06 ч 55 мин,  $M = 7,1$ .** Эпицентр землетрясения к западу от Эрзинджана (Бюллетень ст. Ташкент 1916 г.).

**1919, декабрь 25, 21 ч 42 мин,  $M = 5,7$**  (рис. 6). Землетрясение ощущалось уверенно до 200 км, сомнительно до 400 км [73].

**1923, май 25, 22 ч 21 мин (26 мая, 02 ч 21 мин местного времени),  $M = 6$**  (см. рис. 1). Очень сильное землетрясение в Торбет-Хейдерие. В городе и окрестностях погибло до 300 человек. Разрушено 30 селений в ра-

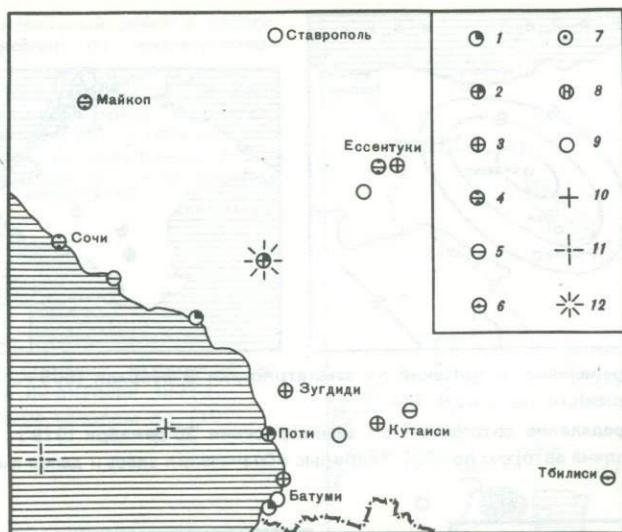


Рис. 3. Землетрясение 21 октября 1905 г. Карта составлена автором по [19]

Интенсивность сотрясений в баллах по шкале MSK – 1964: 1 – 6; 2 – 5–6; 3 – 5; 4 – 4–5; 5 – 4; 6 – 3–4; 7 – 3; 8 – не ощущалось; 9 – ощущалось с неизвестной балльностью; 10 – эпицентр землетрясения, принятый в каталоге, рассчитан автором по радиусам изосейст из [69]; 11 – эпицентр по [69]; 12 – эпицентр по [81]



Рис. 4. Распределение повреждений и разломы при землетрясении 23 января 1909 г. по [239]

1 – деревни полностью разрушены или очень сильно повреждены; 2 – приблизительный центр площади максимальных разрушений, принятый за макросейсмический эпицентр; 3 – разлом, вертикальные смещения по разлому: (+) – поднятие, (–) – опускание. Горизонтальные смещения показаны стрелками; (?) – величина смещения неизвестна

диусе 25 км [230, 109]. Города Торбет-Хейдерие и Кашмер повреждены [146]. Землетрясение разрушило полностью пять деревень, погибло 2219 человек. Эпицентр в 8 км к юго-западу от Торбет-Хейдерие, который не пострадал (?). Нарушений грунта не наблюдалось за исключением одного сообщения о трещине близ селения Кэй-Даракх [235].

1923, сентябрь 17, 07 ч 09 мин,  $M = 6,3$ . Разрушения в верховьях Атрека. Разрушен Боджнурд и 9 окрестных селений, 22 деревни повреждены. Погибло 157 человек. Ощущалось в Ашхабаде и Мешхеде [236, 39, 109, 153].

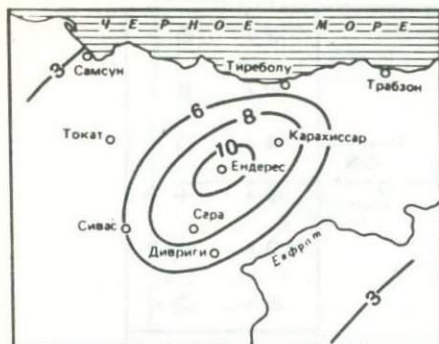


Рис. 5. Распределение сотрясений от землетрясения 9 февраля 1909 г. по [230]  
Оценка балльности по шкале FM



Рис. 6. Распределение сотрясений от землетрясения 25 декабря 1919 г.

Карта составлена автором по [73]. Условные обозначения здесь и далее см. на рис. 3

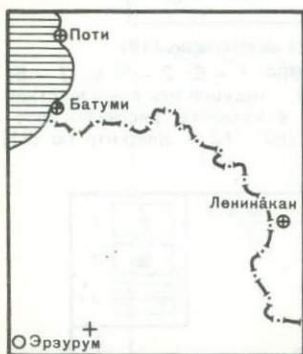


Рис. 7. Распределение сотрясений на территории Кавказа от землетрясения 13 сентября 1924 г.

Карта составлена автором по [19]

Рис. 8. Распределение сотрясений на территории Кавказа от землетрясения 9 января 1925 г.

Карта составлена автором по [19]

**1924, сентябрь 13**, 14 ч 34 мин,  $M = 6,9$  (рис. 7). Разрушительное землетрясение в Турции, в районе Карагана и Хоросани разрушено 60 селений [19].

**1925, январь 9**, 17 ч 38 мин,  $M = 5,8$  (рис. 8). Очаг землетрясения в Турции (Ардаганский район), разрушены деревни Ханок, Дикан; наполовину разрушено 43 деревни, убито 140 человек [19].

**1929, май 1**, 15 ч 37 мин,  $M = 7,1$ . Катастрофическое Гермабское (Гифанское [81]) землетрясение. Эпицентр в Иране в долине р. Атрек, близ Боджнурда. На территории Туркмении произошло разрушение зданий. В Ашхабаде 7 баллов. Много повторных толчков, которые ощущались до 1939 г. [39]. Землетрясение ассоциируется с поверхностным разломом длиной около 30 км, достигающим верховьев р. Атрек. В Иране было убито 3253 человека и ранено 1150, из них 2553 убито в районе Ширвана. Разрушено

Рис. 9. Эпицентральный район и распределение сотрясений от землетрясения 6 мая 1930 г.

Карта составлена автором по [19, 240].  
1 — эпицентральный район форшока;  
2 — эпицентральный район главного толчка;  
3 — разломные нарушения; 4—8 — интенсивность сотрясений в баллах (см. рис. 3)



Рис. 9

Рис. 10. Распределение сотрясений от землетрясения 20 октября 1931 г.

Карта составлена автором по [19]

Рис. 11. Распределение сотрясений при Дигорском землетрясении 1 мая 1935 г. на территории Кавказа

Карта составлена автором по [19]

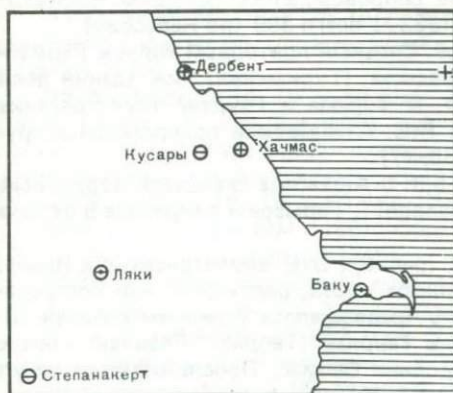


Рис. 10



Рис. 11

88 деревень. В Гермабе (Туркмения) 20 человек убито, большие повреждения. В Боджнурде 400 домов разрушено. Значительные повреждения в Фирюзе и Кучане [153]. Максимальные разрушения и деформации на почве наблюдались между Бегхеном (Иран) и Гермабом (СССР) [239]. Область ощущения в пределах Туркменской ССР распространилась от Красноводска до Чарджоу и даже достигла Ташауза на севере республики и сос-

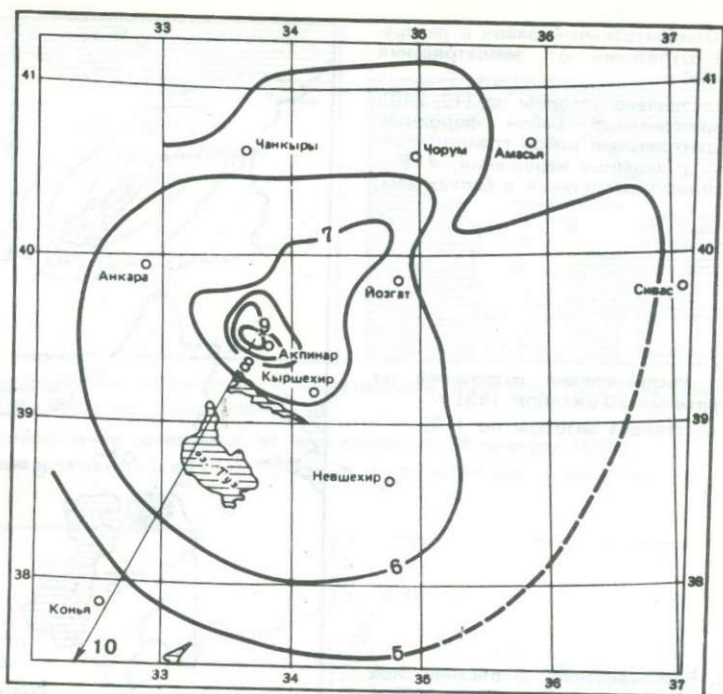


Рис. 12. Карта изосейст землетрясения 19 апреля 1938 г. по [215, 173]  
Оценка балльности дана по шкале MS

тавила 520 тыс.км<sup>2</sup>. Землетрясение сопровождалось большим количеством афтершоков, ощущавшихся до 1933 г., всего 399 (по Непесову).

**1929, май 13, 13 ч 27 мин,  $M = 5,9$ .** Сильный повторный толчок Гермабского землетрясения. В пос. Прохладном (Туркмения) все здания дали большие трещины. Жертв не было. В Фирюзе и Гаудане землетрясение сопровождалось подземным гулом. Пос. Атабаевский превратился в груду развалин. В Ашхабаде 5 баллов [39, 77].

**1929, июль 13, 07 ч 36 мин,  $M = 5,8$ .** В Ашхабаде слышался подземный гул и ощущался толчок силой в 6 баллов. В Гермабе и Хайрабаде 5 баллов [77].

**1930, май 6, 22 ч 34 мин,  $M = 7,3$  (рис. 9).** Очаг землетрясения в Иране. Сильно пострадал город Салмаст. Много жертв, разрушено или пострадало 60 деревень [19]. Землетрясение предвещалось утренним средней силы форшоком, который ощущался в Тавризе (Тебриз). Главный толчок вызвал обширные разрушения по долине Салмас. Прослеживается уступ от разлома на протяжении около 20 км [239].

**1931, октябрь 20, 15 ч 58 мин,  $H = 110$  км,  $M = 6,3$  (рис. 10).**

**1934, октябрь 29, 16 ч 15 мин,  $M = 5,7$ .** Землетрясение ощущалось по восточному Закавказью [19].

**1935, март 5, 10 ч 26 мин,  $M = 6,0$ .** Сотрясалось 27 деревень, погибло более 60 человек [236].

**1935, апрель 11, 23 ч 14 мин,  $M = 6 \frac{3}{4}$ .** Разрушительное землетрясение в Иране, предвещалось форшоком 5 марта. Более 500 человек убито, много селений в городах разрушено. В Сари и Бендер-Шах строения повреж-

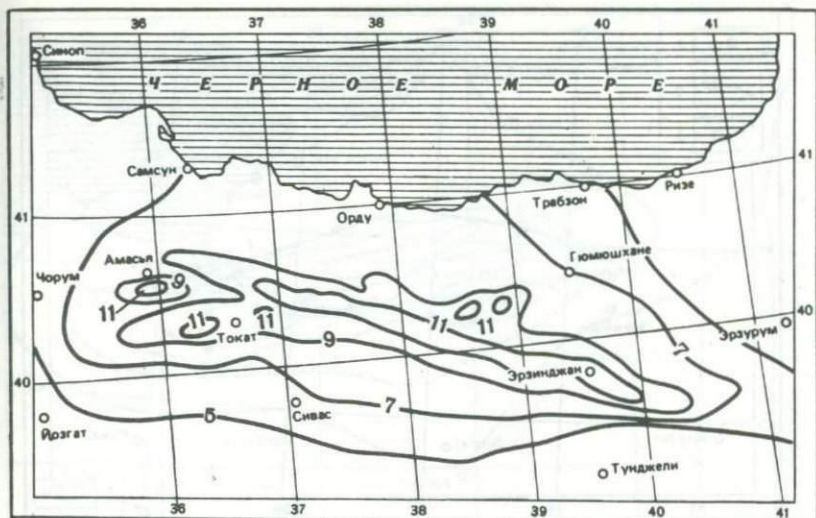


Рис. 13. Карта изосейст землетрясения 26 декабря 1939 г. в Турции по [173] Оценки балльности даны по шкале MS

дены. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками. Одно из землетрясений сильно ощущалось в Бабол-Канаре [236]. В Гасан-Кули (Туркмения) землетрясение ощущалось с силой 3—4 балла [39].

**1935, май 1, 10 ч 24 мин,  $M = 6,2$**  (рис. 11). Разрушительное Дигорское землетрясение. Очаг в Турции [19].

**1936, апрель 17, 22 ч 15 мин,  $M = 5,1$ .** Разрушительный толчок в Ширване [153].

**1936, июнь 30, 19 ч 26 мин,  $M = 6,2$ .** Сильное землетрясение в Иране вызвало значительные повреждения в районе г. Сербише. Разрушено 16 деревень [146].

**1938, февраль 14, 02 ч 54 мин,  $M = 6,2$ .** Кара-Богаз-Гол, Красноводск 5—6 баллов. В Красноводске чувствовалось дрожание стен, осыпалась штукатурка. В Кара-Богаз-Голе ощущалось три толчка, трещины в стенах, местами отваливалась штукатурка [3, 77].

**1938, апрель 19, 10 ч 59 мин,  $M = 6,6$**  (рис. 12). В Акпинар-Коскере 9 баллов по шкале ММ [186]. Образовался сброс протяженностью 14 км от Акпинара до Ташкована [215].

**1939, сентябрь 19, 03 ч 24 мин,  $M = 5,7$ .** Сильное землетрясение в районе Гермаба (Туркмения). В Ашхабаде 4 балла [40, 109].

**1939, декабрь 26, 23 ч 57 мин,  $M = 8,0$**  (рис. 13). Величайшая катастрофа, когда-либо зафиксированная в Турции. При землетрясении было разрушено 15 городов и 90 деревень, убито 45 тыс. и ранено 20 человек. Землетрясение предвещалось форшоком 21 ноября с  $M = 5,9$ . Разрушены особенно Эрзинджан (Эрзинкан), Сивас, Токат, Кемаш, Гиресун, Амасия, Орду, Самсун, Трабзон, Тунджели, Йозгат. В Эрзинджане погибло 80% населения. Катастрофический эффект был отмечен на площади в  $8400 \text{ км}^2$  (длиной 280 км, шириной в 30 км). Толчок в 5 баллов (шкала ММ) ощущался в Ларнако (Кипр), в 600 км от эпицентра. Эпицентральная зона протянулась на 250 (340?) км вдоль разлома Келькит, следующего по линии Эрзинджан—Сусехри—Койулхисар—Решадие—Никсар. Трасса разло-

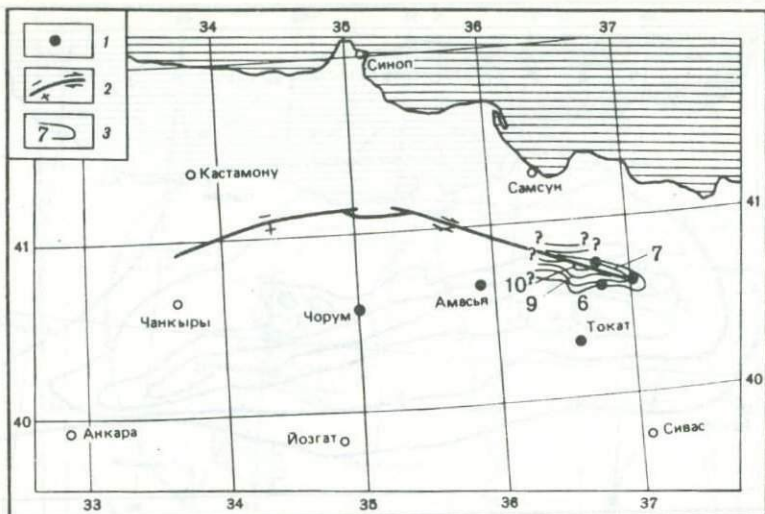


Рис. 14. Эффект от землетрясения 26 ноября 1943 г.

Карта составлена автором по [148, 173]. 1 — пункты, в окрестностях которых отмечены разрушения; 2 — разломная трасса по [148], которая ассоциируется с землетрясением 1943 г. Вертикальные движения по разлому: (+) — поднятие, (–) — опускание; горизонтальные движения по разлому: направление движения указано стрелками; 3 — изосейсты по [173]. Оценки балльности даны по шкале MS

ма заметна главным образом по трещинам (некоторые до 4 км шириной) и обвалам. В Решадие отмечен правосторонний сдвиг длиной 3,7 км, который виден по смещению деревьев в тополевой аллее. Максимальное ускорение  $1500 \text{ мм/с}^2$  отмечено в Койулхиссар [186, 242, 214, 213].

**1941, февраль 16**, 16 ч 39 мин,  $M = 6,3$ . Землетрясение в Иране. В окрестностях Мохамдабада разрушено 2500 домов, убито 600 человек (10–11 баллов?). В Бирдженде 6 баллов (?) [222, 146].

**1942, декабрь 20**, 14 ч 03 мин,  $M = 7,0$ . Землетрясение в Турции. Эпицентр между Тепекисла и Зилхор, в 10 км от Эрба. В Эрба 9 баллов (MM) [186]. На территории Кавказа ощущалось: в Душети землетрясение замечено многими, в Зугдиди — 5–6 баллов [19].

**1943, июнь 20**, 15 ч 32 мин,  $M = 6,5$ . Землетрясение в Турции. Эпицентр близ Адапазары, где большинство строений было полностью или частично уничтожено. В Стамбуле несколько стен обвалилось, вызвав панику. Около 300 человек погибло в районе Адапазары—Арифайе. Землетрясение предвещалось форшоками. В течение года отмечены многочисленные афтершоки, вызывающие повреждения [148].

**1943, ноябрь 26**, 22 ч 20 мин,  $M = 7,3$  (рис. 14). Землетрясение в Турции предвещалось двумя-тремя слабыми толчками. Разрушения в Анатолии, особенно в окрестностях Амасьи, Эрба, Токата, Чорума. Интенсивность 9–10 баллов (MM) в провинции Самсун. Наиболее пострадавшие районы расположены в 250 км к северо-востоку от Анкары. Длина разломной трассы 280 км [147, 186].

**1944, февраль 1**, 03 ч 22 мин,  $M = 7,3$  (рис. 15). Землетрясение в Турции. 23 тыс. домов разрушены, много жертв. Образовались разломы к северо-востоку от Гереди и к югу от Болу. Разрушения в Бейпазары, Ягунпелит и Гудуле [186]. Убито около 5 тыс. людей, разрушено более 50 тыс.

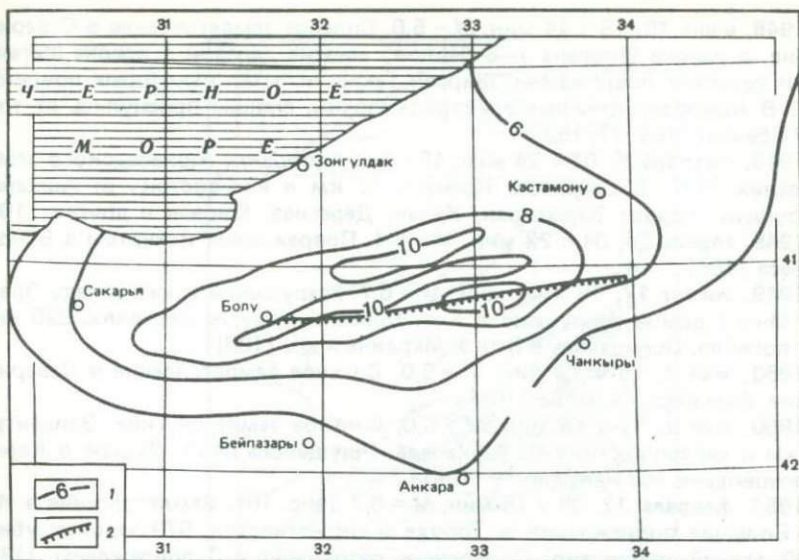


Рис. 15. Карта изосейст землетрясения 1 февраля 1944 г. по [173]

Оценка балльности дана по шкале MS. 1 — изосейсты; 2 — разлом по [148]

домов. Повреждения вытянулись вдоль Анатолийской зоны в узкий пояс около 190 км длиной. Разлом от землетрясения начинается близ г. Бейморена и заканчивается к юго-западу от Болу [148].

**1945, март 2, 10 ч 39 мин,  $M = 6,0$ .** Землетрясение в Турции. Ощущалось в Османсике ( $40^{\circ}59'N-34^{\circ}48'E$ ), Карги и Илгазе. Эпицентр в 440 км от Стамбула [186].

**1945, март 20, 07 ч 58 мин,  $M = 6,0$ .** Землетрясение в Турции. Много жертв в окрестностях Аданы. Ощущалось даже в Халебе (?) Сирия. Эпицентр в 745 км от Стамбула [186].

**1945, октябрь 26, 13 ч 56 мин,  $M = 5,7$ .** Ощущалось в Анкаре, Самсуне, Чоруме и Чанкыры [186].

**1945, ноябрь 27, 21 ч 56 мин,  $M = 8 \frac{1}{4}$ .** Землетрясение в Аравийском море: на площади 11 500 кв. миль больше 10 баллов (MM); на площади 440 тыс. кв. миль 5 баллов. Разрушены города Пасни, Ормара (Пакистан). Большое цунами. Повреждение и жертвы в Бомбее [186].

**1946, март 12, 02 ч 21 мин,  $M = 6,2$ .** Разрушения между Ширазом и Персидским заливом [186].

**1946, май 31, 03 ч 13 мин,  $M = 5,9$ .** Землетрясение в восточной Анатолии, к югу от Эрзрума [147].

**1947, август 5, 14 ч 24 мин,  $M = 7,3$ .** В Пасни (Пакистан) 8 баллов (MM). Оползни [186].

**1947, сентябрь 23, 12 ч 28 мин,  $M = 6,8$ .** Землетрясение в Иране. Разрушения в провинции Хорассан в Долатабаде близ Бирдженда и в Кайене [186]. В Долатабаде 170 человек убито, 58 ранено [222]. Район между Фердоусом и Мухамадабадом был опустошен. Деревня Долатабад полностью разрушена, Сарайян сильно повреждена. Более 400 человек убито [146]. Землетрясение сопровождалось афтершоками, сильнейшие из которых произошли 26 сентября,  $M = 6,3$  и 13 ноября ( $M = 5,7$ ).

1948, июнь 18, 18 ч 44 мин,  $M = 6,0$ . Сильное землетрясение в Северном Иране, в районе Ширвана 7–8 баллов; многие деревни в районе Ширвана были серьезно повреждены. Ширван также испытал некоторые повреждения. В Ашхабаде качались электролампочки, спящие проснулись от толчка (4 балла) [109, 77, 153].

1948, октябрь 6, 01 ч 24 мин,  $M = 6,0$ . Афтершок Ашхабадского землетрясения [81]. В Северном Иране в 70 км к юго-востоку от Ашхабада разрушены города Баджиган, Кучан, Дерегиез, Ширван и другие [109].

1949, апрель 24, 04 ч 22 мин,  $M = 6,4$ . Повреждения и жертвы в Бендер-Аббасе [186].

1949, август 17, 18 ч 44 мин,  $M = 6,7$ . Разрушения к юго-западу Эрзурама. Много домов разрушено в Кэт, Бингеле и других деревнях. 320 человек погибло. Ощущалось в Варто, Мардине и др. [186].

1950, май 2, 16 ч 43 мин,  $M = 5,0$ . Сильное землетрясение в Северном Иране. Ашхабад — 4 балла [109].

1950, май 9, 11 ч 16 мин,  $M = 6,0$ . Сильное землетрясение. Эпицентр в 50 км к северо-востоку от Ашхабада. Ощущалось на ст. Душак, в Керки, Краснодарске (по Непесову<sup>1</sup>, [109]).

1953, февраль 12, 08 ч 15 мин,  $M = 6,7$  (рис. 16). Землетрясение в Иране. Большие повреждения в Торуде и окрестностях, 979 человек убито, 1800 зданий разрушено; 7 деревень разрушено и 3 повреждены [186]. Ощущалось в Горгане [3]. Радиус 4-балльной изосейсты 300 км [134].

1956, октябрь 31, 14 ч 03 мин,  $M = 6,7$ . Разрушительное землетрясение произошло в Ларе, близ г. Бастак, убито порядка 225 человек и ранено больше 3 тыс. человек. В Бастаке несколько домов дали трещины, а в районе г. Гаудаха 4 деревни были полностью разрушены [241].

1957, май 26, 06 ч 33 мин,  $M = 7,2$ . Землетрясение в Турции. Отмечены многочисленные афтершоки, сильнеешие из которых 26 мая,  $M = 6,3$ ; 27 мая,  $M = 6,1$ ; 1 июня,  $M = 5,7$  и 2 июня,  $M = 5,7$ . Эпицентральный район этого землетрясения лежит в Анатолийской разломной зоне. Землетрясение ассоциируется с интенсивным разломом в 40 км длины (установлен правосторонний сдвиг по крайней мере до 160 см). Информация о повреждениях неполная. Убито 52 и ранено 100 человек, разрушено около 5 тыс. домов [148].

1957, июль 2, 00 ч 42 мин,  $M = 7,1$ . Эпицентральный район труднодоступен, поэтому макросейсмические данные неполны, а для некоторых районов совершенно отсутствуют. Общее количество жертв различные авторы оценивают по-разному: от 480 до 1200 человек и более. Максимальные разрушения произошли между долиной Хараз Руд на западе и Телед Руд на востоке. Много деревень совершенно разрушено. Землетрясение сопровождалось большим числом оползней и обвалов в долине Хараз Руд и прилежащих долинах. Около 10 тыс.м<sup>3</sup> породы упало с высоты 500 м и завалило долину, образовав дамбу в 20 метров высоты. Землетрясение сильно ощущалось в Тегеране, но сколько-нибудь значительных повреждений не произошло [236].

1957, декабрь 13, 01 ч 45 мин,  $M = 6,7$  (см. рис. 17). Погибло 1119 и ранено 9 тыс. человек. Землетрясение вызвало разрушения на территории 2800 км<sup>2</sup> [152]. 211 деревень разрушено или сильно повреждено, 32 афтершока ощущалось в течение первых месяцев после главного толчка и вызвали дальнейшие повреждения и жертвы. Землетрясение ассо-

<sup>1</sup> Непесов Р.Д. Исследования по сейсмичности Туркмении и сейсмическое микро-районирование г. Ашхабада: Дис. ... канд. техн. наук. Ашхабад, 1964.

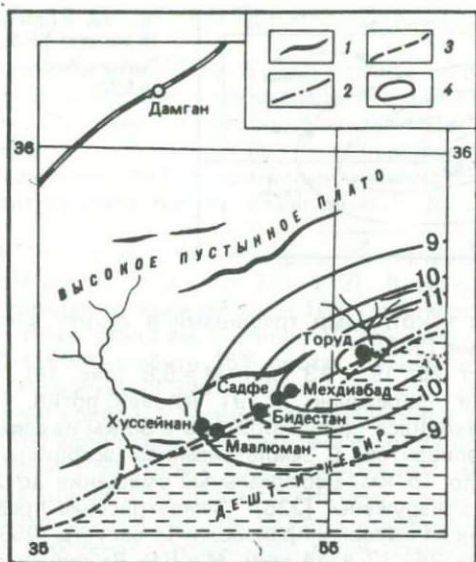


Рис. 16. Карта изосейст Торудского землетрясения 1953 г. [134]

1 — простирание горных цепей; 2 — тектонические разрывы; 3 — граница депрессии Дешт-и-Кевир; 4 — сила землетрясения в баллах дана по шкале FM

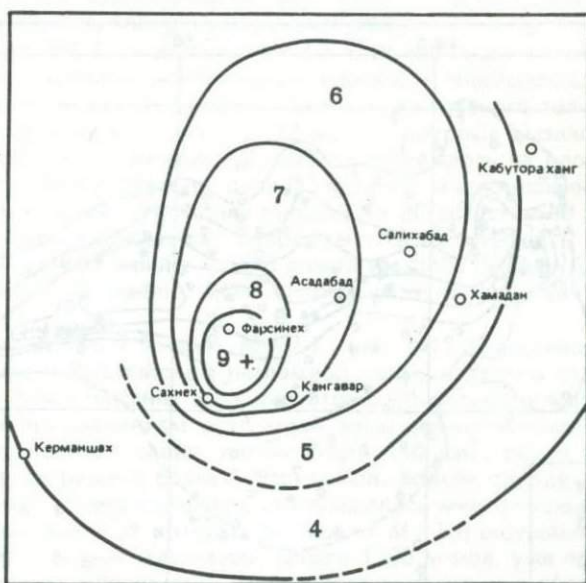


Рис. 17. Карта изосейст главного толчка 13 декабря 1957 г. и афтершоков [216]  
Балльность приведена по шкале MM



Рис. 18. Карта изосейст землетрясения 16 августа 1958 г. [238]

Оценка балльности приведена по шкале ММ

цировалось с некоторыми трещинами в грунте к северо-западу от Сахнех и оползнями [238].

1958, август 16, 19 ч 13 мин,  $M = 6,8$  (рис. 18). Около 110 деревень разрушено или повреждено и 191 человек погиб. Район максимальных разрушений находился приблизительно в 30 км на северо-восток от инструментального эпицентра. С землетрясением ассоциируется поверхностный разлом от 5 до 15 км. Вертикальные смещения до 2 м, горизонтальные смещения не обнаружены [238]. Землетрясение предвещалось форшоками, сильнейших из которых произошел 14 августа 1958 г. с  $M = 5,8$ .

1960, апрель 24, 12 ч 14 мин,  $M = 6,0$ . Разрушен г. Лар. Все строения полностью разрушены, 1500 человек погибло. Стерто с лица земли селение Гераш, в 24 км от Лара. По другим сведениям, убито 400–500 человек [37, 233, 241].

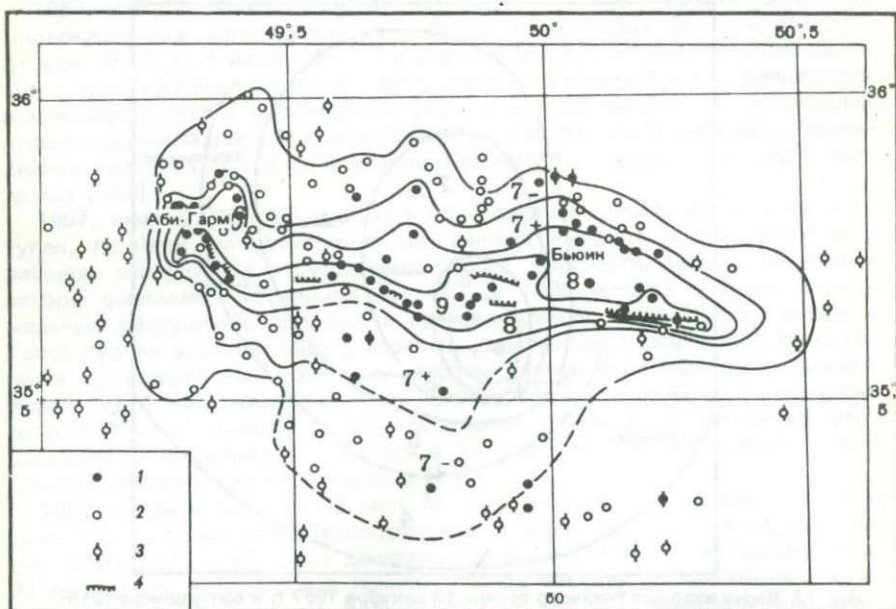


Рис. 19. Эпицентральный район землетрясения в Иране 1 сентября 1962 г. по [139]  
1 — деревни полностью разрушены; 2 — поврежденные деревни; 3 — пострадавшие деревни без человеческих жертв; 4 — активизированные разломы. Балльность дается по шкале ММ

1961, июнь 11, 05 ч 10 мин,  $M = 6,8$ . Поврежден старый город Лар, погибло около 50 человек [37].

1962, апрель 1, 00 ч 45 мин,  $M = 5 \frac{3}{4}$ . Землетрясение в Иране вызвало тяжелые повреждения в Мусэви и Боснабаде и в районе между этими пунктами. Разрушено 200 домов и погибло 5 человек. Повреждения тянутся до Кахка на севере и до Теджууха на юге. Эпицентр этого землетрясения и площадь сотрясений лежат в центральной части, площадь занимает третью часть эпицентрального района землетрясения Деште-Беяз 1968 г. [146].

1962, сентябрь 1, 19 ч 20 мин,  $M = 7,2$  (рис. 19). Разрушительное землетрясение в Северном Иране [139, 140, 221, 212]. В результате главного толчка и его афтершоков по крайней мере 109 км поверхности взломано разрывом по линии Ипак—Аби-Гам. Погибло 12 225, ранено 2776 человек. Повреждено 21 310 зданий и убито 35% скота. Толчок ощущался на площади 260 тыс.км<sup>2</sup>. Повреждено 324 деревни, из них 91 деревня целиком разрушена. К середине ноября иранскими сейсмическими станциями было зарегистрировано 1800 афтершоков. В Тегеране в домах появились трещины в штукатурке, около 50 старых домов повреждено, много парапетов и карнизов в старых домах отвалилось. В местечке Рудак 39 человек засвидетельствовали, что толчки сопровождался красными или оранжевыми вспышками. На побережье Каспийского моря замечено некоторое нарушение обычного уровня воды [139].

1963, март 24, 12 ч 44 мин,  $M = 5 \frac{3}{4}$ . Наиболее сильные повреждения были вокруг Кангавара, особенно в деревнях Карханехе и Алиабаде. Макросейсмический эффект этого землетрясения связан с макросейсмическими районами сильных землетрясений 1957—1958 гг. Было повреждено около 5 тыс. домов и около 100 человек ранено [238].

1966, август 19, 12 ч 22 мин,  $M = 6,8$ . Сильное землетрясение в Восточной Анатолии вызвало значительные жертвы и повсеместные повреждения на площади к югу от Эрзрума. За 6 мес до главного толчка отмечено два сильных форшока (7 марта и 12 июля), которые вызвали повреждения и жертвы. Землетрясение 19 августа ощущалось на площади свыше 300 тыс.км<sup>2</sup>. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками, сильнейший из которых произошел 20 августа с  $M = 6,2$ . Погибло 2520 и ранено 1370 человек, повреждено 19 тыс. домов. В Варто—административном центре района — 98% домов из адоба были разрушены, 18% жителей убито, 24% ранено. Дома современной конструкции сильно повреждены [147].

1967, июль 22, 16 ч 56 мин,  $M = 7,1$  (рис. 20). Землетрясение произошло на западе Анатолийской разломной зоны, недалеко от землетрясения 1957 г. Землетрясение ассоциируется с 80-километровым разломом, являющимся продолжением разломной зоны землетрясения 1957 г. (отмечен правосторонний сдвиг, достигающий 190 см). Убито 86 и ранено 332 человека, разрушено более 5 тыс. домов. Толчок ощущался на площади 450 тыс.км<sup>2</sup>. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками, сильнейший из которых 30 июля с  $M = 5,6$  ощущался повсеместно в Арифайе и долине Адапазары. Около 1000 домов, уже поврежденные главным толчком, обрушилось. Многочисленные сильные афтершоки ощущались до 20 сентября, в основном в западной части эпицентрального района [148].

1968, август 31, 10 ч 47 мин,  $M = 7,5$  (рис. 21). Это наиболее трагичное и опустошительное землетрясение, когда-либо засвидетельствованное в истории Ирана. Разрушено 12 городов и 240 деревень. Землетрясение унесло 12 тыс. жизней. Городское озеро Кахк вышло из берегов, и 4500 жи-

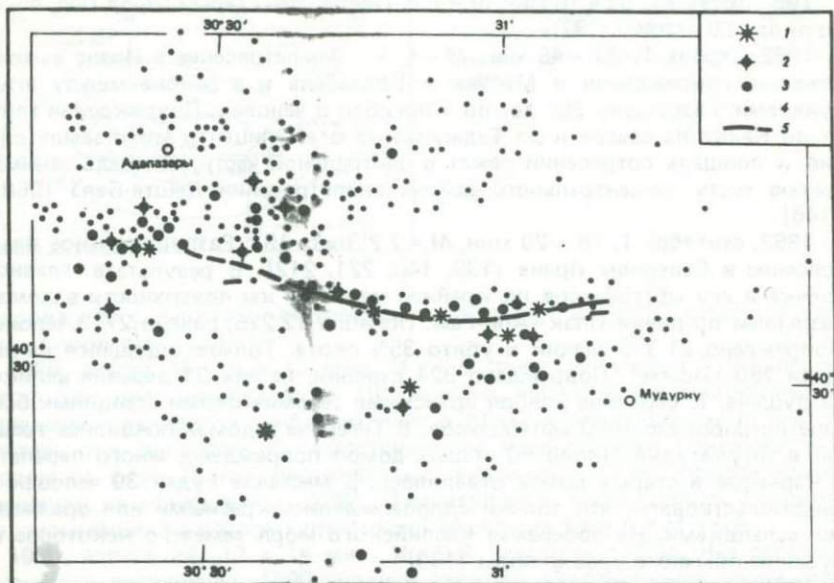


Рис. 20. Распределение повреждений при землетрясении 22 июля 1967 г. [148]  
 1 — 75–100% домов разрушено; 2 — 50–75%; 3 — 25–50%; 4 — 10–25%; 5 — разломные нарушения

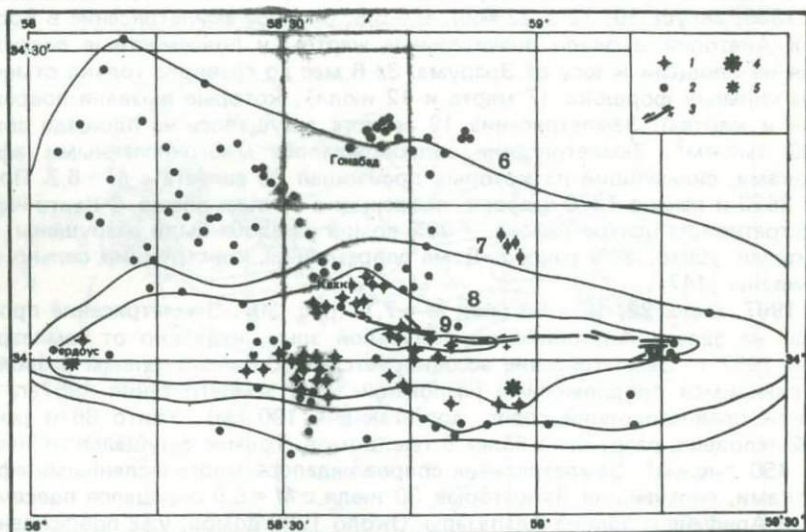


Рис. 21. Карта изосейст землетрясения 31 августа 1968 г. [222]  
 Оценка балльности дана по шкале ММ. 1 — деревни разрушены от 50 до 100%; 2 — поврежденные деревни; 3 — активный разлом, стрелками указан сдвиг; вертикальные смещения обозначены: (+) — поднятие, (–) — опускание; 4 — инструментальный эпицентр основного толчка; 5 — инструментальный эпицентр главного афтершока 1 сентября 1968 г.

Рис. 22. Распределение повреждений от землетрясения 3 января 1969 г. Карта составлена автором по [153]. 1 — поврежденные населенные пункты; 2 — инструментальный эпицентр

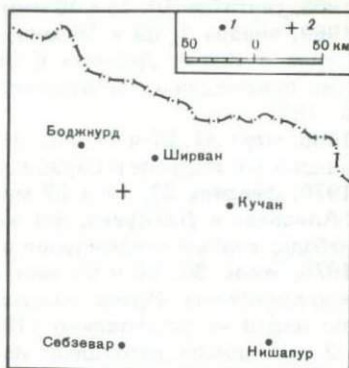
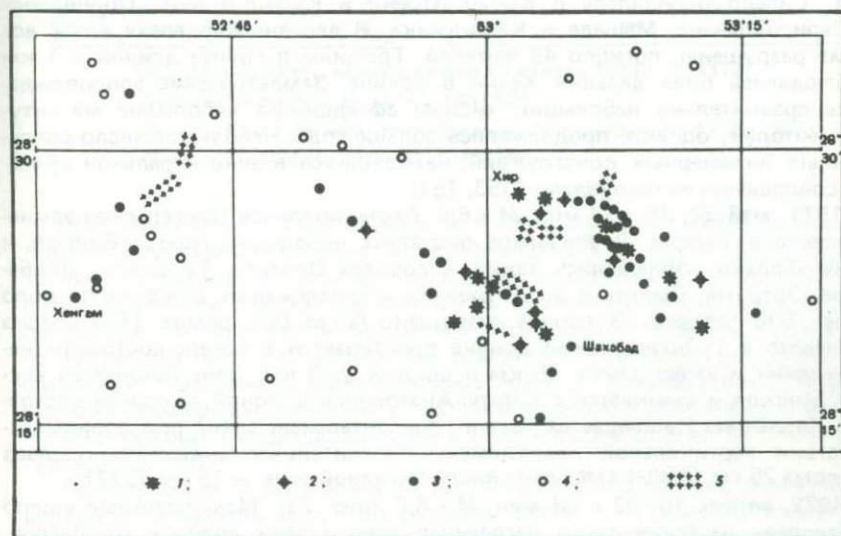


Рис. 23. Распределение повреждений при землетрясении 10 апреля 1972 г. [154]

1 — деревни полностью разрушены, более 20% убитых; 2 — полностью разрушены, 11—20%; 3 — полностью разрушены, 0,5—10%; 4 — частично разрушены, 0,5%; 5 — районы сильных деформаций на почве, характеризующиеся смещением камней и сдвигами



телей утонуло [222]. Сотрясения ощущались на площади примерно 400 тыс.км<sup>2</sup>. Землетрясение связывают с 80-километровым поверхностным разломом. Город Кахк и его мавзолей IX в. были полностью разрушены. Деште-Баяз — одна из старейших и крупных деревень с населением 1800 жителей — полностью разрушена, не исключая массивную мечеть, построенную в 1810 г. В долине Ниблук поверхностный разлом пересек несколько деревень, пройдя сквозь дома и стены, которые были смещены на десятки сантиметров, но не разрушены [146, 202]. Землетрясение ощущалось на территории Туркмении: в Кушке и Тахша Базаре — 4 балла, а Ашхабаде и Теджене — 3 балла [50].

1968, сентябрь 1, 07 ч 27 мин,  $M = 6,3$ . Сильнейший из афтершоков землетрясения 31 августа. Фердоус почти полностью разрушен. Биджестан близ Фердоуса сильно поврежден, 50% домов разрушено, 30 человек погибло [146]

1968, сентябрь 3, 08 ч 20 мин,  $M = 6,2$ . В Бартыне и Анасре  $I_0 = VIII$  MM [165].

1968, сентябрь 14, 13 ч 48 мин,  $M = 6,0$ . Повреждения в Джехроме [165].  
1969, январь 3, 03 ч 16 мин,  $M = 6,0$  (рис. 22). Разрушительное землетрясение в Иране. Деревни в окрестностях Ширвана и Боджнурда были сильно повреждены. 50 человек убито и 300 ранено. Разрушено 2 тыс. домов [153].

1969, март 31, 07 ч 15 мин,  $M = 6,9$ . Повреждения в Бени Соефе, Каире. Ощущалось в Израиле и Саудовской Аравии [164, 226].

1970, февраль 23, 11 ч 22 мин,  $M = 5,7$ . Разрушительный толчок в Кухнек-Алиабаде и Дехкухе, без жертв. Сильно ощущалось в городах Ларе и Алиабаде; слабые повреждения в Биризе и Бизихе [151].

1970, июль 30, 00 ч 52 мин,  $M = 6,7$ . Разрушительное землетрясение в северо-восточном Иране. Ощущалось на площади 100 000 км<sup>2</sup>. Точное число жертв не установлено (180—250 человек), более 450 человек ранено, 2 тыс. домов разрушено или повреждено в 40 деревнях. В Горгане (Астерабад) землетрясение сильно ощущалось, но не вызвало повреждений. Сильно ощущалось в Кызыл-Атреке и Кызыл-Арвате. Ощущалось в Сари, Семнани, Машаде и Казанджике. В деревне Карнавехе почти все дома разрушены, погибло 45 жителей. Трещины в грунте длиной в 1 км наблюдались близ деревни Кечик в долине. Землетрясение сопровождалось сравнительно небольшим числом афтершоков небольшой магнитуды, которые, однако, продолжались больше года. Небольшое число современных инженерных конструкций, находящихся в эпицентральной области, совершенно не пострадало [153, 151].

1971, май 22, 16 ч 44 мин,  $M = 6,8$ . Разрушительное Бингельское землетрясение в Турции. В эпицентре оказались небольшие города Бингель и Генч. Толчки наблюдались также в городах Элязнге, Тунджели, Диябакире, Эрзруме, Смирте и др. В Бингеле и близлежащих деревнях погибло более 600 человек. В городе разрушено более 90% домов [114]. Зона разломов в Гейнюксуйской долине простирается в северо-восточном направлении и имеет длину 75 км и ширину 2—3 км. Зона начинается южнее Бингеля и смыкается с Северо-Анатолийской зоной разломов восточнее Карлыюва. Наблюдается левый горизонтальный сдвиг при полном отсутствии вертикальной компоненты. Относительное смещение крыльев разлома 25 см. Общее смещение вдоль активной зоны — 15 км [227].

1972, апрель 10, 02 ч 06 мин,  $M = 6,8$  (рис. 23). Максимальный ущерб претерпела наиболее густо населенная зона в двух долинах хр. Загрос. Землетрясение мелкофокусное. Около 100 деревень, расположенных в радиусе 50 км от эпицентра, были почти полностью разрушены. Погибло около 5400 человек, 1700 ранено. Разрушено 90% построек. Землетрясение ощущалось на расстоянии до 350 км [241]. За 40 дней до главного толчка сейсмической станцией Шираз было зарегистрировано 5 форшоков. В течение 20 дней после главного толчка отмечено больше 2500 толчков. Главный толчок нанес серьезные повреждения на площади в 5500 км<sup>2</sup> [233]. В эпицентральной зоне движения почвы были так сильны, что камни, небольшие валуны были выброшены из своих гнезд. Землетрясение сильно ощущалось в Бендер-Аббасе, Ленге и Казеруне. В Ларе толчок вызвал некоторую панику [154]. Землетрясение ощущалось на площади 150 тыс. км<sup>2</sup> [203].

1976, ноябрь 24, 12 ч 22 мин,  $M = 7,5$  (рис. 24). При Калдиранском землетрясении (Турция) погибло около 4 тыс. жителей. Разрушено почти 10 тыс. домов. В районе известны исторические землетрясения, но прямой связи разлома от землетрясения с уже известными тектоническими разломами нет. Общая длина разлома 55 км (правосторонний сдвиг с почти вертикальным падением.  $I_{\max}$  — IX MSK (Калдиран) [172].

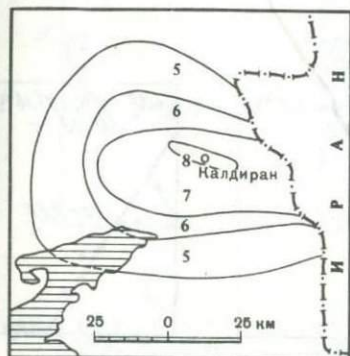


Рис. 24. Изосейсты землетрясения 24 ноября 1976 г. по [172]

Оценки балльности даны по шкале ММ

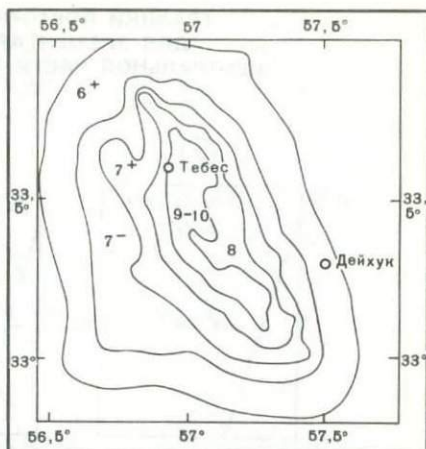


Рис. 25. Карта изосейст землетрясения 16 сентября 1978 г. по [163]

Оценки балльности даны по шкале ММ

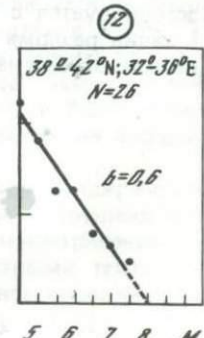
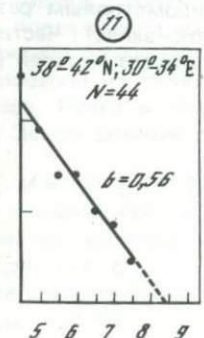
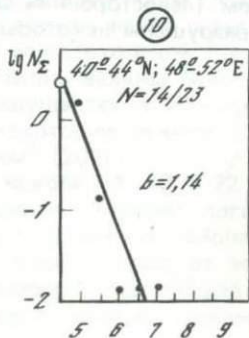
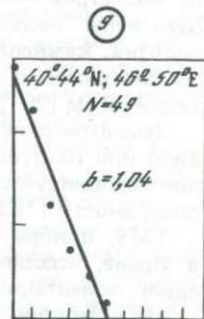
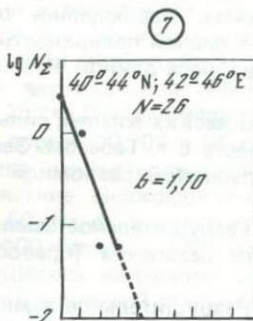
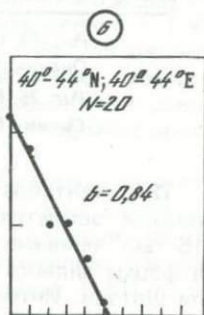
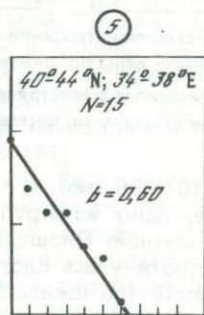
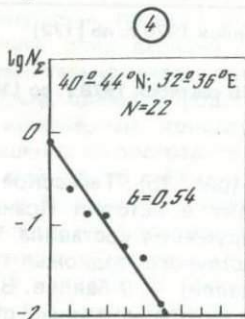
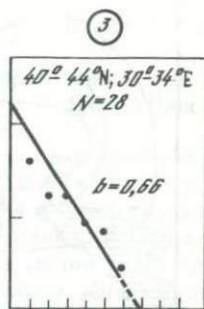
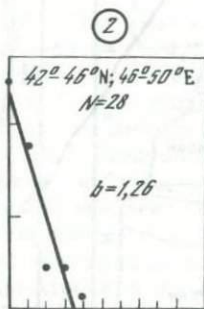
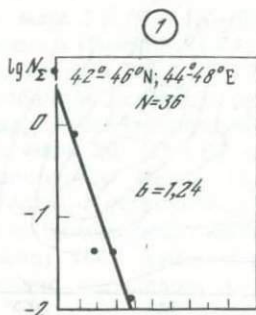
**1978, сентябрь 16, 15 ч 36 мин,  $M = 7,5$**  (рис. 25). Тебесское разрушительное землетрясение, одно из крупнейших в истории Ирана, унесло 15 тыс. человеческих жизней. Площадь разрушения составила  $1000 \text{ км}^2$ , в форме эллипса она протянулась вдоль восточного подножья горной цепи Шотори. Интенсивность (по шкале Меркалли) — 9 баллов. В результате землетрясения были полностью разрушены традиционные строения и разорваны подземные ирригационные каналы. Наблюдались обширные оползни, камнепады, разрывы и трещины на земной поверхности. Отмечена протяженная сейсмодислокация в виде взброса длиной 40 км и амплитудой 30 см [201].

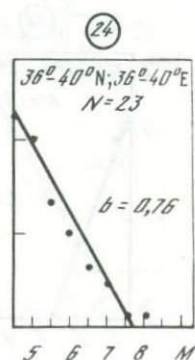
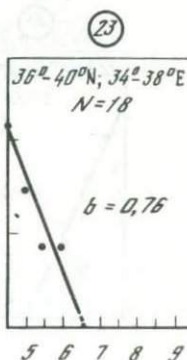
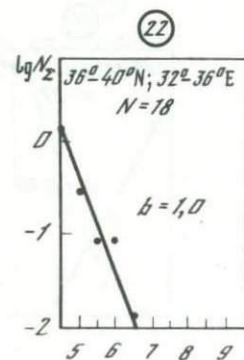
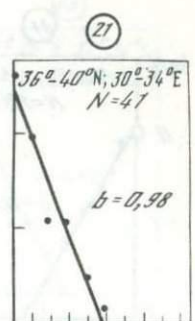
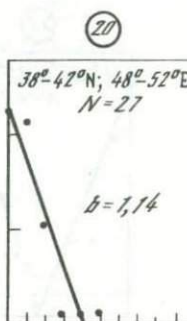
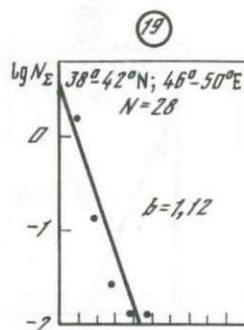
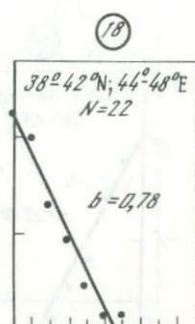
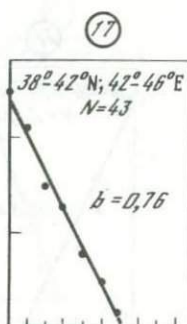
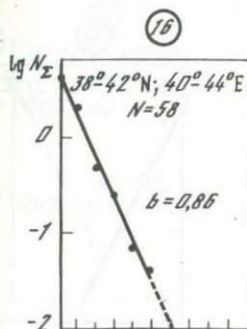
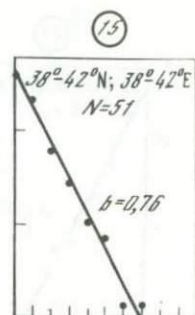
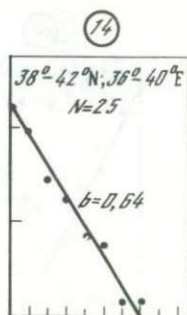
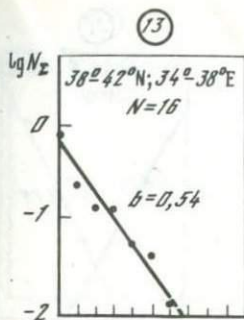
Землетрясение унесло более 20 тыс. человеческих жизней, сильно повредило или разрушило около 90 деревень вместе с г. Тебесом. Землетрясение ассоциируется с 85-километровой прерывистой разломной зоной на поверхности [163].

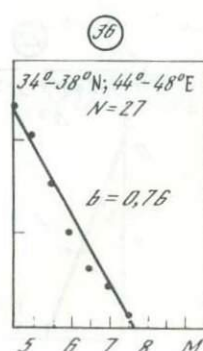
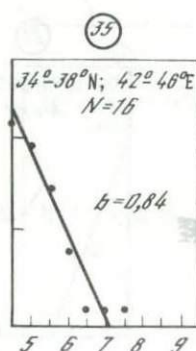
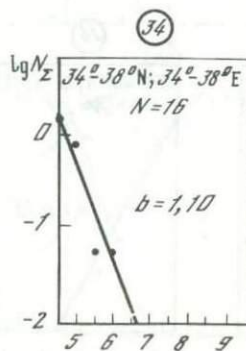
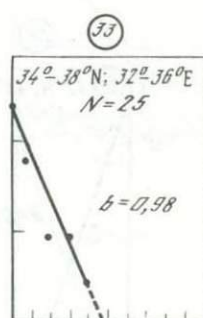
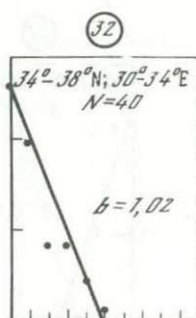
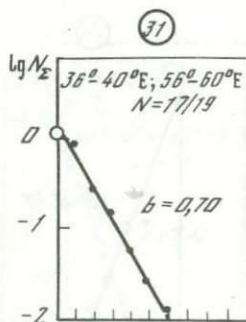
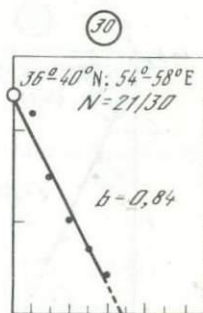
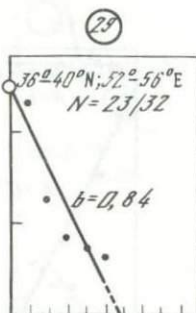
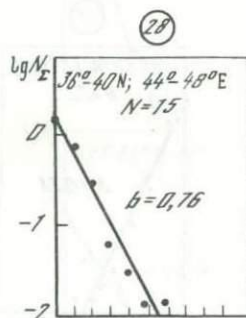
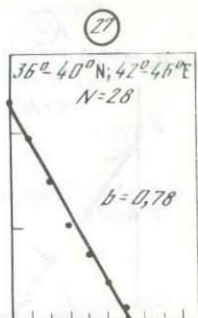
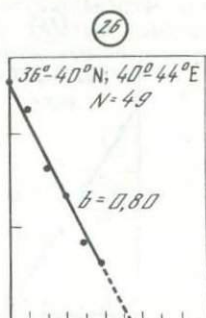
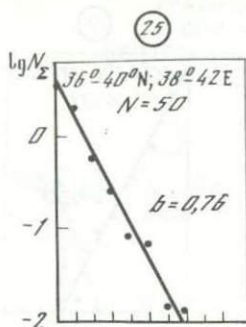
**1979, ноябрь 14, 02 ч 21 мин,  $M = 6,5$ .** Разрушительное землетрясение в Иране, ассоциируется с 20-километровым разломом (правосторонний сдвиг, ориентация разлома север—юг) [182].

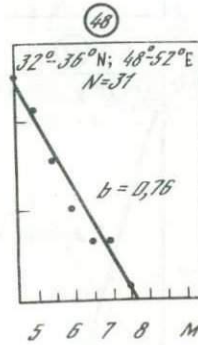
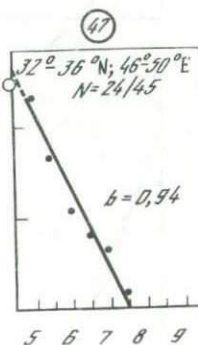
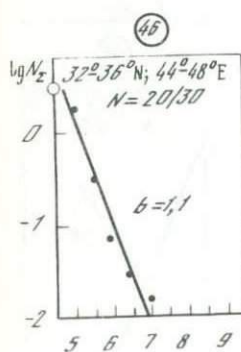
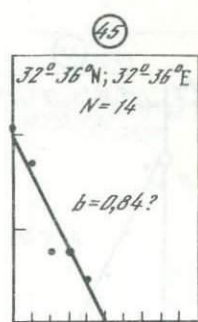
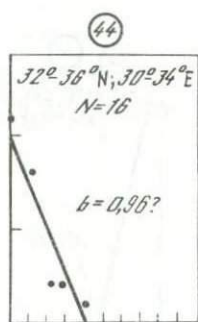
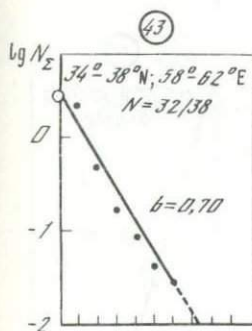
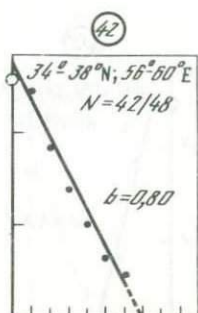
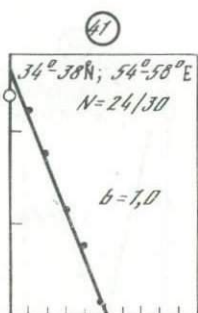
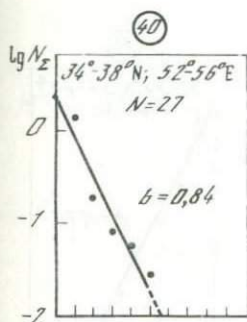
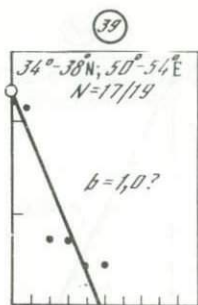
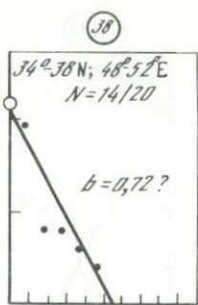
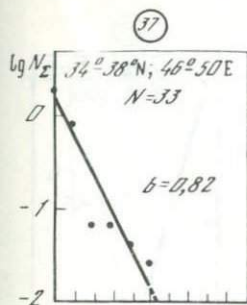
**1979, ноябрь 27, 07 ч 12 мин,  $M = 7,1$ .** Разрушительное землетрясение ассоциируется с 60-километровым разломом (левосторонний сдвиг, ориентация разлома восток—запад). Частично разрушены некоторые из деревень и погибло несколько сот жителей [182].

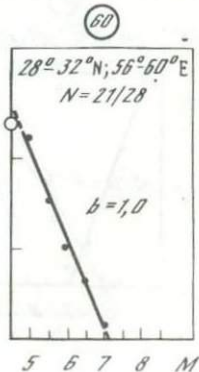
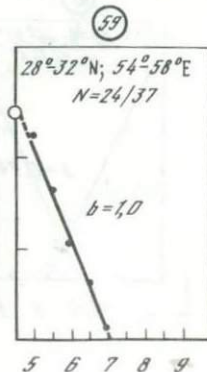
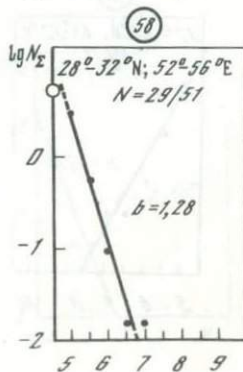
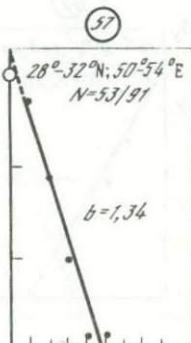
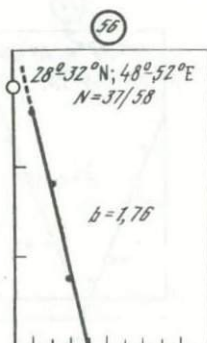
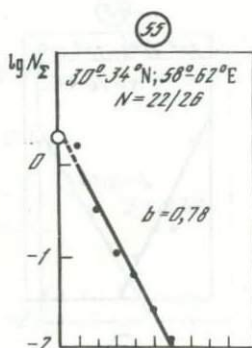
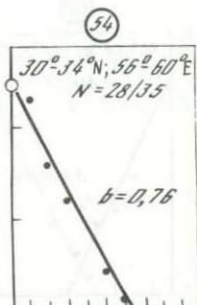
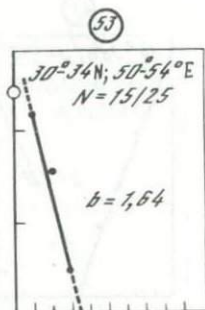
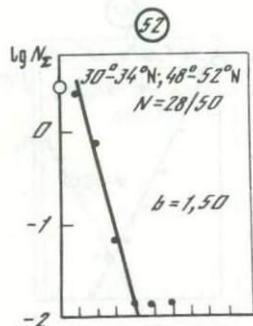
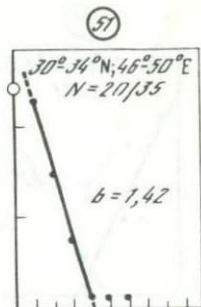
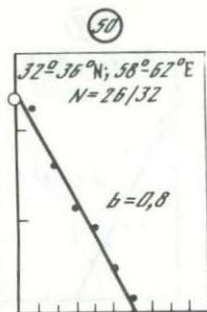
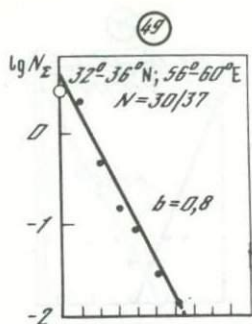
ГРАФИКИ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ  
 ДЛЯ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ПЛОЩАДОК  $4^{\circ} \times 4^{\circ}$   
 ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

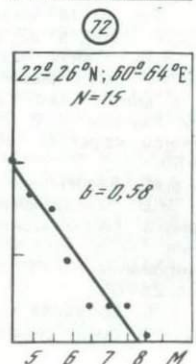
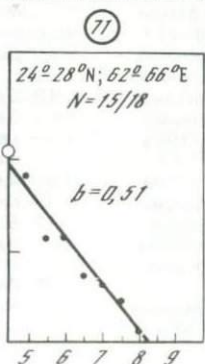
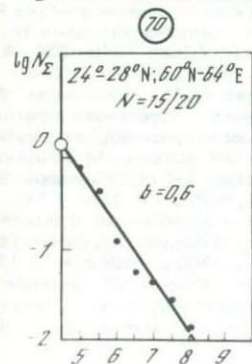
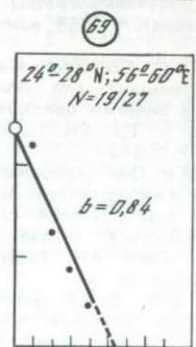
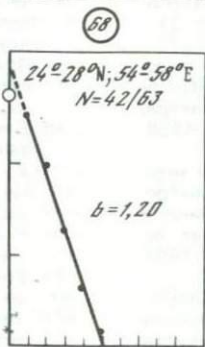
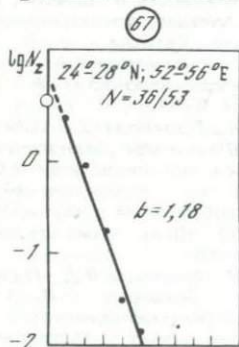
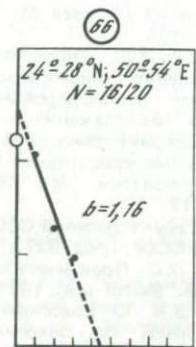
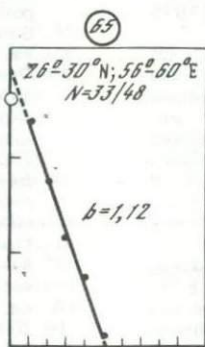
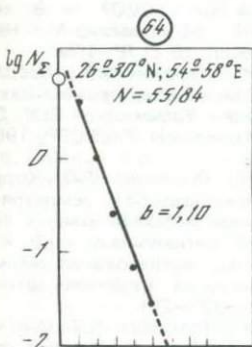
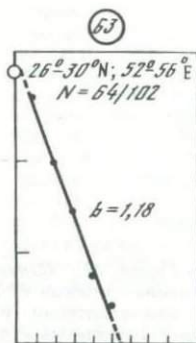
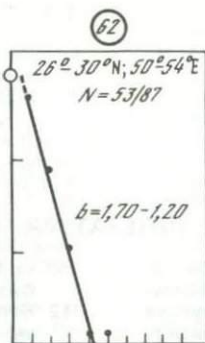
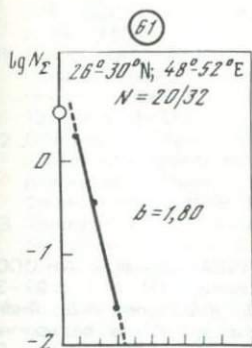












## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абель-Гавад М., Силверстейн Д.* Применение снимков ЕРТС при изучении землетрясений и разведке полезных ископаемых в Калифорнии. — В кн.: Геологические исследования из космоса. М.: Мир, 1975, с. 183—195.
2. *Ананьин И.В., Трифонов В.Г.* Сопоставление сейсмичности с элементами дешифрирования космических изображений. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и географология. М., 1976, т. 5, с. 11—17.
3. Атлас землетрясений СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 337 с.
4. *Блах Л.С.* Практическая номография. М.: Высш. шк., 1971. 328 с.
5. *Бунз В.И.* О классификации землетрясений по энергии упругих волн, излучаемых из очага. — Докл. АН ТаджССР, 1955, вып. 14, с. 31—34.
6. *Бунз В.И.* Об использовании метода Голицына для приближенной оценки энергии близких землетрясений. — Тр. АН ТаджССР, 1956, 54, № 1, с. 3—27.
7. *Бунз В.И.* Опыт использования энергетических характеристик землетрясений при изучении сейсмичности Таджикистана. — Изв. отд-ния естеств. наук АН ТаджССР, 1957, вып. 23, с. 19—34.
8. *Бунз В.И.* Опыт прогноза повторяемости сильных землетрясений в Вахшском районе Таджикистана. — Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1964, № 33, с. 100—117.
9. *Бунз В.И.* Связь максимальной дальности регистрации объемных волн с магнитудами и классами шкалы Раутиан. — В кн.: Динамика земной коры. М.: Наука, 1965, с. 40—50.
10. *Бунз В.И., Введенская Н.А., Гзовский М.В.* Методические основы обзорного сейсмического районирования. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 26—61.
11. *Бунз В.И., Голубева Н.В.* Мировая статистика землетрясений с  $M \geq 6$  за 1953—1967 гг. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 1, с. 27—36.
12. *Бунз В.И., Кириллова И.В., Ананьин И.В.* и др. Карта возможных максимальных сотрясений юга Европейской части СССР. — В кн.: Вопр. инж. сейсмологии. М.: Наука, 1974, вып. 16, с. 78—103.
13. *Бунз В.И., Кулагин В.К., Соболева О.В.* Сейсмический режим Вахшского района Таджикской ССР. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1965, 270 с.
14. *Бунз В.И., Полякова Т.П.* Корреляция максимальных землетрясений Кавказа и Малой Азии с сейсмической активностью. — В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 221—231.
15. *Бунз В.И., Полякова Т.П.* Сейсмическая активность в областях подготовки больших землетрясений на континенте Евразии. — В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М.: Наука, 1975, с. 9—31.
16. *Бунз В.И., Полякова Т.П.* Сейсмоактивные зоны центрального участка Альпийской складчатой области. — В кн.: Инженерно-сейсмические проблемы. М.: Наука, 1976, с. 84—102. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 18).
17. *Бунз В.И., Скарятин В.Д., Полякова Т.П., Широкова Е.И.* Схема тектонических линейментов и распределение очагов землетрясений с  $M \geq 6,3$  в центральном участке Альпийской складчатой области. — Докл. АН СССР, 1976, 230, № 6, с. 1310—1313.
18. *Бутовская Е.М., Кузнецова К.И.* Зависимость графиков повторяемости землетрясений от глубины очага и ее возможное истолкование. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 2, с. 11—23.
19. *Бюс Е.И.* Сейсмические условия Закавказья. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1948, ч. 1. 306 с.; 1952, ч. 2. 176 с.
20. *Ванек И., Карник В., Затопек А., Кондорская Н.В.* и др. Стандартизация шкалы магнитуд. — Изв.

- АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 2, с. 153—158.
21. *Введенская Н.А.* Землетрясения Средней Азии. — В кн.: Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 278—313.
  22. *Велкнер П.* Пространственное распределение сейсмических параметров на севере Чили. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 7, с. 51—65.
  23. *Виноградов С.Д.* Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М.: Наука, 1964, 84 с.
  24. *Виноградов С.Д.* Наблюдения за процессами разрушения горных пород. — В кн.: Динамика земной коры. М.: Наука, 1965, с. 33—39.
  25. *Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Саломов Н.Г.* Распределение во времени упругих импульсов, возникающих при разрушении образцов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 4, с. 3—9.
  26. *Гайский В.Н.* Статистические исследования сейсмического режима. М.: Наука, 1970, 123 с.
  27. *Гайский В.Н., Бильман Б.М.* О свойствах параметров сейсмического режима и изучении сейсмичности Таджикистана. — Тр. Ин-та сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТаджССР, 1962, т. 10, с. 48—67.
  28. *Гайский В.Н., Мишина Л.П.* Первый этап составления карты сотрясаемости Алтае-Саянской зоны. — В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М.: Наука, 1975, с. 157—164.
  29. *Гамбурцев Г.А.* Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. — Бюл. Совета по сейсмологии, 1955, № 1, с. 7—14.
  30. *Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Жидков М.П.* и др. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. — В кн.: Машинный анализ цифровых сейсмических данных. М.: Наука, 1974, с. 41—64.
  31. *Голицын Б.Б.* Краткое сообщение о землетрясении 10/23 января 1909 г. — Изв. Акад. наук, 1909, № 3, с. 159—160.
  32. *Голицын Б.Б.* Дополнительное сообщение о землетрясении 10/23 января 1909 г. — Изв. Акад. наук, 1909, № 4, с. 243—244.
  33. *Голицын Б.Б.* О землетрясении 18.11.1911 г. — Изв. Рос. АН, 1915, № 9, с. 991—998.
  34. *Голубева Н.В.* Каталог сильных землетрясений земного шара с 1953 по 1967 г. с  $M \geq 6$ . М.: ВИНТИ, 1972, 146 с. Деп. № 5438—73.
  35. *Горбунова И.В.* О карте максимальных землетрясений Северного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 11, с. 3—14.
  36. *Горбунова И.В., Резниченко Ю.В.* Опыт картирования сейсмической активности по методу суммирования. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 7, с. 22—29.
  37. *Гореликов С.А.* Очаги землетрясений в Иране. — Природа, 1960, № 12, с. 67—68.
  38. *Горшков Г.П.* Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. — Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, № 3, с. 25.
  39. *Горшков Г.П.* Каталог землетрясений Туркменской ССР (1908—1936). — Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1941, вып. 3, № 95, с. 5—12.
  40. *Горшков Г.П.* Землетрясения Туркмении. — Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1947, № 122, с. 63.
  41. *Горшков Г.П.* О новой карте сейсмического районирования территории СССР. — Тр. Геофиз. ин-та, 1948, № 1 (128), с. 71—73.
  42. *Горшков Г.П., Шенкарева Г.А.* О корреляции сейсмических шкал. — Тр. ИФЗ АН СССР, 1958, № 1 (168), с. 44—64.
  43. *Горшков Г.П., Шенкарева Г.А.* Карта удельной энергии землетрясений. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967, с. 26—30.
  44. *Гумбель Э.Э.* Статистика экстремальных значений. М.: Мир, 1965, 452 с.
  45. *Гуревич Г.И., Цересов И.П., Кузнецов К.К.* К истолкованию закона повторяемости землетрясений. — Тр. ТИСС, 1960, 6, с. 41—88.
  46. *Джибладзе Э.А.* Энергия землетрясений, сейсмический режим и сейсмотектонические движения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1980, 255 с.
  47. *Джибладзе Э.А.* Сравнение различных методов оценки величины максимального возможного землетрясения на Кавказе. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 7, с. 12—19.
  48. *Дунин-Барковский И.В., Смирнов Н.В.* Теория вероятностей и математическая статистика в технике: (Общая часть). М.: Гостехтеоретиздат, 1955, 556 с.
  49. Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 412 с.
  50. Землетрясения в СССР в 1962—1977 гг. М.: Наука, 1964—1981.
  51. Исследование природной среды космическими средствами. — В кн.: Геология и геоморфология. М., 1976, т. 5, с. 292 с.
  52. *Камбаров Н.Ш.* Сейсмичность, изостазия и глубинное строение Кав-

- каза и сопредельных территорий юга СССР: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1971. 20 с.
53. Карник В. Сопоставление сейсмической активности сейсмических зон Европы. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 7, с. 70—77.
  54. Кириллова И.В. О сейсмических условиях Закавказья, Турции, Ирана. — Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 8, с. 125—130.
  55. Кириллова И.В. Разрушительные землетрясения в Турции. — Природа, 1967, № 5, с. 53—56.
  56. Книжников Ю.Ф., Крацова В.И. Применение космической съемки для изучения природной среды. — Геодезия и картография, 1975, № 8, с. 52—59.
  57. Колмогоров А.И. О логарифмически нормальном законе распределения частиц при дроблении. — Докл. АН СССР, 1941, 31, № 2, с. 99—101.
  58. Космическая фотосъемка и геологические исследования. М.: Недра, 1975. 416 с.
  59. Кударзи М.К. Изучение землетрясений. Тегеран, 1975. 356 с. На перс. яз.
  60. Кузнецова К.И. О влиянии механических свойств и скорости деформирования на характер разрушения схематической модели неоднородной среды и некоторых реальных материалов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 12, с. 1729—1748.
  61. Кузнецова К.И. Закономерности разрушения упруго-вязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. М.: Наука, 1969. 86 с.
  62. Лебедева Т.М. Землетрясения на Кавказе с очагами под земной корой. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1958, 17, с. 139—159.
  63. Линник Ю.В. Метод наименьших квадратов и основы математико-статистической теории обработки наблюдений. М.: Физматгиз, 1962. 349 с.
  64. Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, 1974. Т. 1. 219 с.; Т. 2. 221 с.
  65. Макаров В.И., Трифонов В.Г., Щукин Ю.К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках. — Геотектоника, 1974, № 3, с. 114—132.
  66. Мамадалиев Ю.А. Об исследовании изменения параметров сейсмического режима во времени и в пространстве. — В кн.: Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1964, с. 93—104.
  67. Медведев С.В. Карта сейсмического районирования территории СССР 1957 г. — Тр. ИФЗ АН СССР, № 2 (168); Вопр. инж. сейсмологии. М., 1958, вып. 1, с. 3—28.
  68. Медведев С.В. Международная шкала сейсмической интенсивности. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 151—163.
  69. Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. М.: ИФЗ АН СССР, 1974. 195 с.
  70. Методы детального изучения сейсмичности / Под ред. Ю.В. Ризниченко. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 327 с. (Тр. ИФЗ АН СССР, № 9 (176)).
  71. Миямура С. Сейсмичность Земли. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 93—103.
  72. Молчан Г.М. Статистическое оценивание эффектов сейсмичности: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1975. 32 с.
  73. Морозова Р.Н., Шебалин Н.В. О землетрясениях Крыма 1800—1967 гг.: (Опыт критического каталога). — В кн.: Геофиз. сб. Киев: Наук. думка, 1968, вып. 26, с. 12—41.
  74. Муратов М.В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. — Геотектоника, 1965, № 6, с. 3—19.
  75. Мэй Ши Юн. О сейсмической активности Китая. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 3, с. 381—395.
  76. Назаревский Н.В. Колетагская катастрофа. — Туркменоведение, 1930, № 2/3, с. 49—52.
  77. Сейсмичность Туркмении / Под ред. Р.Д. Непесова. Ашхабад: Ылым, 1968. 201 с.
  78. Нерсисов И.Л., Грин В.П., Джанузакоев К. О сейсмическом районировании бассейна реки Нарын. — Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1960. 177 с.
  79. Нерсисов И.Л., Пономарев В.С., Кучай В.К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 119—131.
  80. Николаев П.Н. О применении корреляционного метода в сейсмотектонике и прогнозе землетрясений максимальной силы. — В кн.: Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука, 1977, с. 113—127.
  81. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г./Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 535 с.

82. *Петрушевский Б.А.* О связи между землетрясениями максимальной силы и геологической обстановкой. — Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 8, с. 28—35.
83. *Подгавецкая В.М., Молчан Г.М.* Параметры глобальной сейсмичности. — В кн.: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1973, вып. 6, с. 44—66.
84. *Полякова Т.П.* О связи максимальных землетрясений с сейсмической активностью при разных значениях параметра  $b$  (или  $\gamma$ ) на примере сильнейших землетрясений Евразии. — В кн.: Количественная оценка сейсмических воздействий. Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1980, вып. 20, с. 15—24.
85. *Полякова Т.П.* О картировании параметра  $b$  и оценка максимальных возможных землетрясений на примере центральной части Средиземноморского пояса. — В кн.: Очаговые зоны и колебания грунта. М.: Наука, 1981, с. 63—68. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 21).
86. *Полякова Т.П.* Материалы для изучения сейсмичности центральной части Альпийско-Гималайского пояса. — В кн.: Колебания грунта и сейсмический эффект при землетрясениях. М.: Наука, 1982, с. 124—145. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 23).
87. *Полякова Т.П.* Оценка магнитуд землетрясений по критерию  $\Delta N$  в разные периоды времени. — В кн.: Оценка сейсмической опасности. М.: Наука, 1983, с. 35—38. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 24).
88. *Полякова Т.П., Бунз В.И.* Уточнение данных о магнитудах землетрясений Кавказа за 1931—1940 гг. — В кн.: Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. М.: ИФЗ АН СССР, 1974, с. 104—123.
89. *Попов В.В.* К вопросу о плотности распределения эпицентров землетрясений на территории СССР. — Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1941, № 106, с. 9—12.
90. *Пшеничков К.В.* О природе последующих толчков землетрясений. — В кн.: Динамика земной коры. М.: Наука, 1965, с. 27—32.
91. *Расцветов Л.М.* О геологической природе линейментов, выявляемых на космических изображениях Земли. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 12, с. 58—66.
92. *Ризниченко Ю.В.* Об изучении сейсмического режима. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 9, с. 1057—1074.
93. *Ризниченко Ю.В.* О возможностях расчета максимальных землетрясе-
- ний. — Тр. ИФЗ АН СССР, 1962, № 25 (192), с. 5—15.
94. *Ризниченко Ю.В.* О связи энергии максимальных землетрясений с сейсмической активностью. — Докл. АН СССР, 1964, 157, № 6, с. 1352—1354.
95. *Ризниченко Ю.В.* Проблемы физики землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 2, с. 3—24.
96. *Ризниченко Ю.В.* Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. — В кн.: Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1967, с. 36—51.
97. *Ризниченко Ю.В.* Проблемы детального изучения региональной сейсмичности. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 7, с. 3—20.
98. *Ризниченко Ю.В.* Максимальные возможные землетрясения. — Земля и Вселенная, 1971, № 5, с. 2—10.
99. *Ризниченко Ю.В.* Геолого-геофизические данные при решении проблемы сейсмической опасности. — В кн.: Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана, 1973 г. Баку: Элм, 1974, с. 3—19.
100. *Ризниченко Ю.В., Багдасарова А.М.* Общие закономерности повторяемости землетрясений Японии и Камчатки. — В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 50—65.
101. *Ризниченко Ю.В., Багдасарова А.М.* Максимальные возможные землетрясения в Японии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 11, с. 14—32.
102. *Ризниченко Ю.В., Бутовская Е.М., Захарова А.И.* и др. Корреляция элементов сейсмического режима с неоднородностями в строении земной коры Восточного Узбекистана. — В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М.: Наука, 1975, с. 73—81.
103. *Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А.* Сейсмическая активность и большие землетрясения Кавказа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 1, с. 35—49.
104. *Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А.* Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 5, с. 64—85.
105. *Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Онофрах Н.И.* Сейсмическая сотрясаемость Калифорнии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 5, с. 3—15.
106. *Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Степаненко Н.Я.* Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. Кишинев: Штиинца, 1976. 166 с.

107. *Ризниченко Ю.В., Нерсесов И.Л.* К разработке основ количественного метода сейсмического районирования. — Бюл. Совета по сейсмологии, 1960, № 8, с. 36—59.
108. *Рихтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. М.: ИЛ, 1963, 670 с.
109. *Рустанович Д.Н.* Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 года. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1967, вып. 12, 95 с.
110. *Саваренский Е.Ф., Линден Н.А., Марсарский С.И.* Землетрясения Туркмении и Ашхабадское землетрясение 1948 г. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1953, № 1, с. 3—16.
111. Сейсмическое районирование СССР /Под ред. С.В. Медведева. М.: Наука, 1968. 476 с.
112. Сейсмическое районирование территории СССР /Под ред. В.И. Буназ, Г.П. Горшкова. М.: Наука, 1980. 307 с.
113. Сейсмологический бюллетень сети сейсмических станций СССР за 1928—1979 гг. М.: Изд-во АН СССР, 1928—1980 гг.
114. Сейсмологический бюллетень ЦСО "Обнинск" за 1971 г. Обнинск: ИФЗ АН СССР, 1974, № 5. 114 с.
115. *Скарятин В.Д.* Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков Земли. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 7, с. 34—50.
116. *Соловьев С.Л.* О классификации землетрясений по величине их энергии. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 30, с. 3—21.
117. *Соловьев С.Л.* Некоторые статистические распределения землетрясений и тектоническое строение сейсмических зон. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 1, с. 25—32.
118. *Соловьев С.Л., Полякова Т.П.* Оценка максимального возможного землетрясения при произвольном наклоне графика повторяемости землетрясений. — Докл. АН СССР, 1981, 259, № 3, с. 562—566.
119. *Соловьев С.Л., Шебалин Н.В.* Определение интенсивности землетрясения по смещению почвы в поверхностных волнах. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 7, с. 926—930.
120. *Соловьева А.П.* Некоторые результаты изучения сейсмичности Турции. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1965а, № 2, с. 39—47.
121. *Соловьева А.П.* К вопросу о сейсмичности Ирана. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1965б, № 6, с. 39—44.
122. *Соловьева А.П.* Сейсмичность стран Ближнего и Среднего Востока (Турция, Иран, Афганистан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1968. 19 с.
123. *Спесицьева В.П.* Историко-статистические материалы по сейсмичности Средней Азии: Материалы по сейсмотектонике. — Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, вып. 2, № 34, с. 34—60.
124. *Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 121—150.
125. *Филипп С.Ф.* О методике составления унифицированного каталога разрушительных землетрясений Курило-Камчатского и Японского регионов. — В кн.: Сейсмостойкость гидротехнических и портовых сооружений Приморья. Владивосток: Дальморниипроект, 1972, ч. 1, с. 170—173.
126. *Хованский Г.С.* Что такое номография? — Тр. ВЦ АН СССР, 1969, 65 с.
127. *Шебалин Н.В.* О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 6, с. 12—21.
128. *Шебалин Н.В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974, 53 с.
129. *Шебалин Н.В., Крестников В.Н., Рустанович Д.Н.* и др. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1970 г. М.: Наука, 1973, с. 28—49.
130. *Шенкова З., Карник В.* Сравнение методов определения максимальных возможных землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11, с. 118—125.
131. *Широкова Е.И.* Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1, с. 22—36.
132. *Штеплинг Э.В.* Сведения о землетрясении в Персии 10/23 января 1909 г. — Изв. Постоян. Центр. сейсм. комис., 1910, т. 3, вып. 3, с. 32—36.
133. *Яковлева И.Б.* Определение параметров сейсмичности Узбекистана по комплексу геолого-геофизических характеристик: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Ташкент: ИФЗ АН СССР, 1976. 20 с.
134. *Abdalian S.* Le tremblement de terre de Toroude en Iran. — Nature, 1953, N 3222.
135. *Allen C.R.* Geological criteria for

- evaluating seismicity. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, **86**, N 8, p. 1041–1057.
136. *Alsan E., Tezucan L., Bath M.* An earthquake catalogue for Turkey for the interval 1913–1970. Istanbul; Uppsala, 1975; Tectonophysics, 1976, **31**, N 1/2, p. T13–T19.
  137. *Alsinawi S., Ghalib H.A.* Historical seismicity of Iraq. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1975, **65**, N 5, p. 541–548.
  138. *Amand S.P.* Two proposed measures of seismicity. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1956, **46**, N 1, p. 41–45.
  139. *Ambraseys N.N.* Buyin-Zahra (Iran) earthquake of September 1962: A field report. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1963, **53**, p. 705–740.
  140. *Ambraseys N.N.* An earthquake engineering study of the Buyin Zahra earthquake of 1 September 1962 in Iran. — In: Proc. 3rd World. conf. earthquake eng., New Zealand, 1965, Wellington, 1966, vol. 3, p. V-26.
  141. *Ambraseys N.N.* Iran: Dasht-e-Bayaz earthquake of 31 Aug. 1968. P., 1969. (UNESCO Ser.; N 1214/BMS. RD/SCF).
  142. *Ambraseys N.N.* Some characteristic features of the Anatolian fault zone. — Tectonophysics, 1970, **9**, N 2/3, p. 143–165.
  143. *Ambraseys N.N.* Historical seismicity of North-Central Iran. — Geol. Surv. Iran Rep., 1974, N 29.
  144. *Ambraseys N.N.* Studies in historical seismicity and tectonics. — Earthquake Inform. Bull., 1980, **12**, N 1, p. 26–35.
  145. *Ambraseys N.N.* The relocation of epicentres in Iran. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1978, **53**, N 1, p. 117–121.
  146. *Ambraseys N.N., Anderson G., Bubnov S. et al.* — Dasht-e-Bayaz earthquake of 31 August 1968. P.: UNESCO, 1969.
  147. *Ambraseys N.N., Zatopek A.* Turkey: Earthquake reconnaissance mission the Varto usturkan (e. Anatolia) earthquake of 19 August 1966. P.: UNESCO, 1967. 45 p.
  148. *Ambraseys N.N., Zatopek A., Tasdemiroglu M., Autin A.* Turkey: The Mudurnu valley (West Anatolia) earthquake of 22 July 1967. P.: UNESCO, 1968. 61 p.
  149. *Ambraseys N.N., Melville C.P.* The seismicity of Kuhistan, Iran. — Geogr. J., 1977, **143**, N 2.
  150. *Ambraseys N.N., Moinfar A.* The seismicity of Iran: The Silakhor, Lurestan earthquake of 23rd January, 1909. — Ann. geofis., 1973, **26**, N 4, p. 659–678.
  151. *Ambraseys N.N., Moinfar A.A., Amin M.* Iran: Earthquake 1970. Tehran, 1975. (Publ. N 53. Techn. Res.).
  152. *Ambraseys N.N., Moinfar A., Peronaci F.* The seismic of Iran: The Farsinaj, Kermanshah earthquake of 13rd December, 1957. — Ann. geofis., 1973, **26**, N 4, p. 679–692.
  153. *Ambraseys N.N., Moinfar A., Tchalenko J.S.* Iran: The Karnaveh earthquake of 30 July 1970. P.: UNESCO, 1971. 25 p.
  154. *Ambraseys N.N., Moinfar A.A., Tchalenko J.S.* Ghir earthquake of 10 April 1972, Iran. P.: UNESCO, 1972. 102 p.
  155. *Asada T., Suzuki Z., Tomoda J.* Notes on the energy and frequency of earthquakes. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1951, **29**, pt 2, p. 289–293.
  156. *Bath M.* Seismicity of Fennoscandia and related problems. — Gerlands Beitr. Geophys., 1953, **63**, N 3, S. 173–208.
  157. *Bath M.* A note on the measure of seismicity. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1956, **46**, N 1, p. 217–218.
  158. *Bath M.* Handbook on earthquake magnitude determinations. Michigan, 1969. 158 p.
  159. *Bellamy E.F.* Index catalogue of epicentres for 1913–1930. Oxford, 1936; for 1931–1935. Oxford, 1947; for 1936–1942. Oxford, 1948.
  160. *Benioff H.* Global strain accumulation and release as revealed by great earthquakes. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, **62**, N 4, p. 331–338.
  161. *Berberian M.* Contribution to the seismotectonics of Iran. Pt 2. Tehran, 1976. 516 p. (Min. Industry and Min. Geol. Surv. Iran. Tectonic and Seismotectonic sect.; Rep. N 39).
  162. *Berberian M.* Evaluation of the instrumental and relocated epicentres of Iranian earthquakes. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1979, **58**, N 3, p. 625–630.
  163. *Berberian M.* Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e Golshan (Iran) earthquake of September 16, 1978. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1979, **69**, N 6, p. 1861–1887.
  164. Bulletin Mensuel, Bureau Central International Seismologique, Strasbourg, 1904–1974.
  165. Bulletin of the International Seismological Centre, 1964–1972. Edinburgh, Scotland, 1967–1973.
  166. *Bune V.I., Vvedenskaya N.A., Gorbunova I.V. et al.* Correlation of  $M_{LH}$  and  $m_{PV}$  by data of the network of seismic stations of the USSR. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, **19**, N 5, p. 533–542.
  167. *Bune V.I., Golubeva N.V.* Correlation

- of magnitudes  $M_{LH}^{USSR}$  and  $m_{PV}^{ISC}$  for earthquakes of Kamchatka, Kuril Isles and Japan. — Pure and Appl. Geophys., 1973, **103**, p. 370—380.
168. *Bune V.I., Nikolaev N.I., Polyakova T.P.* Scheme of seismotectonic regions of Europe, distribution of strong earthquakes foci and seismic activity in 1956—1965. — In: XII Assoc. Gen. Europ. Seismol. Commiss., Luxembourg, Sept., 1970, Bruxelles, 1971, p. 88—98.
169. Country monograph of Turkey. Ankara: UNESCO, 1976.
170. *Duda S.J.* Secular seismic energy release in circum-pacific belt. — Tectonophysics, 1965, **N 2(5)**, p. 409—452.
171. *Egeren N., Lahn E.* Note sur la carte seismique de la Turquie en 1/2, 4 Mill. Ankara, 1947. (M.T.A. Mecm.; N2/34).
172. Engineering seismological studies on the 24 November 1976 Caldiran earthquake in Turkey/Ed. Y. Ohta. Sapporo: Dep. Architect. Eng. Fac. Eng. Hokkaido Univ., 1980. 135 p.
173. *Ergin K., Guclu U., Zeki U.* A Catalogue of earthquakes for Turkey and surrounding area (11 A.D. to 1964 A.D.). Istanbul: Techn. Univ. Fac. Mining Eng., 1967.
174. *Evernden J.F.* Study of regional seismicity and associated problems. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1970, **60**, N 2, p. 393—446.
175. *Evernden J.F.* Location capability of various seismic networks. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, **61**, N 2, p. 241—273.
176. *Gardner J.K., Knopoff L.* Is the sequence of Earthquakes in southern California with aftershocks removed, poissonian? — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1974, **64**, N 5, p. 1363—1367.
177. *Goudarzi M.K.* An introduction to "Seismic zoning of the Iranian Plateau". — J. Earth and Space Phys., 1972, **1**, N 3, p. 69—70.
178. *Goudarzi M.K., Javaheri J.H., Hafizi M.K.* Seismic zoning of Tabris. — J. Earth and Space Phys., 1972, **1**, N 3, p. 71—73.
179. *Goudarzi M.K.* Quantification of seismicity in Iran. — Bull. Intern. Inst. Seismol. and Earthquake Eng., 1975, **13**, p. 1—9.
180. *Gutenberg B., Richter C.F.* Seismicity of the Earth. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1941, **N 34**. 131 p.
181. *Gutenberg B., Richter C.F.* Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton: Univ. press, 1954. 310 p.
182. *Haghipour A., Amidi M.* The November 14 to December 25, 1979 Ghaenat earthquakes of northeast Iran and their tectonic implications. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1980, **70**, N 5, p. 1751—1757.
183. *Hattori S.* Regional distribution of b value in the world. — Bull. Intern. Inst. Seismol. and Earthquake Eng., 1974, **12**, p. 39—57.
184. *Hattori S.* Secular variations of b values in the world. — Bull. Intern. Inst. Seismol. and Earthquake Eng., 1975, **13**, p. 75—86.
185. *Hausner G.W.* Properties of strong ground motion Earthquakes. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1955, **45**, N 3, p. 197—218.
186. International seismological summary, 1918—1935. Oxford: Univ. observatory, 1923—1943; 1936—1951. Richmond: Kew observatory, 1943—1967; 1962—1963. Edinburgh, 1968—1969.
- 186a. *Jackson J., Fitch T.* Basement faulting and the focal depths of the larger earthquakes in the Zagros mountains (Iran). — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1981, **64**, N 3, p. 561—586.
187. *Kagan J., Knopoff L.* Statistical study of the occurrence of shallow earthquakes. — Geophys. J., 1978, **55**, N 1, p. 67—86.
188. *Kaila K.L., Narain H.* A new approach for preparation of quantitative seismicity maps as applied to Alpidic belt-Sunda arc and adjoining areas. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, **61**, N 5, p. 1275—1291.
189. *Kaila K.L., Gaur V.K., Narain H.* Quantitative seismicity maps of India. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1972, **62**, N 5, p. 1119—1132.
190. *Kaila K.L., Rao N.M., Narain H.* Seismotectonic maps of Southwest Asia region comprising East Turkey, Caucasus, Persian Plateau, Afganistan and Hindukush. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1974, **64**, N 3, p. 657—669.
191. *Kaila K.L., Rao N.M.* Seismotectonic maps of the European area. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1975, **65**, N 6, p. 1721—1732.
192. *Karnik V.* Crystal and upper mantle seismic activity in the European area. — Stud. geophys. et geod., 1967, **11**, p. 324—332.
193. *Karnik V.* Seismicity of the European area. Pr.: Academia. Pt 1. 1968. 364 p.; Pt 2. 1971. 218 p.
194. *Karnik V., Hubnerova Z.* The probability of occurrence of largest European earthquakes in different periods. — Geofis. sb., 1969, **17**, s. 65—78.
195. *Kawasumi H.* On the energy law of occurrence of Japanese earthquakes. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1952, **30**, pt 4, p. 319—323.
196. *Ketin J.* Relations between general tectonic features and the main earthquake regions of Turkey. Istanbul 1967.

197. *Miyamura S.* Magnitude-frequency relation of earthquakes and its bearing on geotectonics. — Proc. Jap. Acad., 1962, **38**, N 1.
198. *Miyamura S.* Historical development of global seismological observations with special reference to the middle American earthquakes. — Bull. Intern. Inst. Seismol. and Earthquake Eng., 1976, **14**, p. 21–39.
199. *Mogi K.* Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1962, **40**, N 4, p. 831–853.
200. *Mohajer-Ashjai, Benzadi H., Berberian M.* Reflections on the rigidity of the lut block and recent crustal deformation in Eastern Iran. — Tectonophysics, 1975, **25**, N 3/4, p. 281–301.
201. *Mohajer-Ashjai, Nowroozi A.A.* The Tabas earthquake of September 16, 1978 in East-Central Iran: A preliminary field report. — Geophys. Res. Lett., 1979, **6**, N 9, p. 689–692.
202. *Moinfar A.A.* Dasht-e-Bayaz and Ferdows earthquakes: An engineering study of the Khorasan (Iran) earthquakes of August 31 and Sept. 1st. 1968. Publ. N 21. Tehran Univ. Press.
203. *Moinfar A.A.* Preliminary study of Ghir earthquake of 10th April 1972. — Techn. Res. Iran. Tehran, 1972.
204. *Montesus de Ballore F.* Les tremblements de terre geographie seismologique/Avec unepref. par A. de Japperent. P.: Colin, 1906.
205. *Nabavi M.S.* Geographical index to the ISS data Iran and surrounding areas. — J. Earth and Space Phys., 1972, **1**, N 3.
206. *Neghabat F., Lin S.C.* Earthquake regionalisation of Iran. — In: Ground motion seismicity, seismic risk and zoning. New Delhi, 1977, vol. 2, p. 531–536.
207. *Niazi M., Asudeh J., Ballard G.* et al. The depth of seismicity in the Kermanshah region of the Zagros Mountains (Iran). — Earth and Planet Sci. Lett., 1978, **40**, N 2, p. 270–274.
208. *Niazi M., Basford J.R.* Seismicity of Iranian plateau and Hindukush region. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, **58**, N 1, p. 417–426.
209. *Nordquist G.M.* Theory of largest values applied to earthquakes magnitudes. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1945, **26**, N 1, p. 29–31.
210. *Nowroozi A.A.* Seismotectonics of the Persian plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindukush regions. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, **61**, p. 317–341.
211. *Nowroozi A.A.* Seismotectonic provinces of Iran. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1976, **66**, N 4, p. 1249–1276.
212. *Omote S., Nakagawa K., Kobayashi H.* et al. A report on the Buyin earthquake (Iran) of September 1, 1962. — In: Proc. 3rd World conf. earthquake eng., New Zealand, 1965, Wellington, 1966, p. Y-27–Y-44.
213. *Pamir N.N., Ketin J.* Das Erdbeben in der Turkei von. 27/28 Dezember 1939. — Geol. Rdsch., 1940, **31**, N 1/2.
214. *Parejas E., Akvol J.H., Altinli E.* Le tremblement de terre d'Erzincan du 27 decembre 1939 (secteur occidental). — Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul. Ser. B.T., 1941, **1**, fasc. 3/4, p. 188–222.
215. *Parejas E., Pamir N.* 19 nisan 1938 Orta Anadolu yer depremesi. — In: Le tremblement de terre du 19 avril 1938 en Anatolie centrale. Istanbul, 1939, p. 183–193.
216. *Peronaci F.* Sismicita dell Iran. — Ann. geofis., 1958, **11**, N 1, p. 55–68.
217. *Pinar N., Lahn E.* Turkiye Depremleri Izahli Katalogu: Bayindirlihk Bakanligi Yapi ve Imar Isleri Reisligi, Seri 6, Sayi 36. Ankara, 1952. 153 p.
218. *Poliakova T.P.* On mapping the parameter  $b$  and estimations  $M_{max}$  earthquakes on the basis of study of central part the Alpin-Himalayan belt. — In: Proc. 2nd Intern. Symp. on the analysis of seismicity and on seismic hazard, Liblice Castle, Czechoslov., May 18–23, 1981. Pr., 1981, vol. 1, p. 69–77.
219. *Quittmeyer R.C., Jacob K.H.* Historical and modern seismicity of Pakistan, Afganistan, Northwestern India and Southeastern Iran. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1979, **69**, N 3, p. 773–823.
220. Report on the seismological activities in Iran in the year 1961, 1966, 1967. Tehran, 1962, 1967, 1970. (Inst. Geophys. Univ. Tehran Publs; N 7, 41, 49).
221. Report on the great Buyin-Zahra earthquake of Sept. 1st 1962. Tehran, 1962. 78 p. (Inst. Geophys. Univ. Tehran Publs; N 15).
222. Report on the Great Dasht-e-Bayaz earthquake of Aug. 31st and Sept. 1st 1968. Tehran, 1968. 117 p. (Inst. Geophys. Univ. Tehran Publs; N 46).
223. *Ritsema A.R.* The seismicity of the Sunda Arc in space and time. — Indones. J. Natur. Sci., 1954, N 1/3.
224. *Rothe J.P.* The seismicity of the Earth, 1953–1965. P. UNESCO, 1969. 336 p.
225. *Santo T.* Regional variation of the passive detectability of earthquakes in the world. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1970, **48**, pt 6a, p. 1107–1119.
226. Seismological bulletin US coast and geodetic survey. Wash.: Science Centre, 1961–1981.

227. *Seumen I., Aydin A.* The Bingol earthquake fault and its relation to the North Anatolian fault zone. — Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turk., 1972, N 79.
228. *Shebalin N.W., Karnik V., Hadziewski D.* Catalogue of earthquakes. UNDP, Skopje: UNESCO survey of the seismicity of the Balkan Region, 1974. Pt 1. 30 p.
229. *Shouhan R.K.S.* On the frequency magnitude relation  $\log N-a-bM$ . — Pure and Appl. Geophys., 1970, 81, N 4, p. 119–123.
230. *Sieberg A.* Erdbebengeographie. B., 1932.
231. *Sobouti M.* Les Essais sismiques de l'ouest de l'Iran de 1971 a 1973. — Pure and Appl. Geophys., 1977, 115, N 4, p. 1023–1031.
232. *Sobouti M., Eshghi J.* Le seisme de Moraveh-Tappeh dans Le Turquemin-Sahara de l'Iran (30 juillet 1970). Tehran, 1970.
233. *Sobouti M., Eshghi J., Hossein J.* Qir earthquake. — J. Earth and Space Phys., 1972, 1, N 2, p. 17–74.
234. *Sponheuer W.* Erdbeben und Tektonik in Deutschland. Freiberg. Forschungsh. C, 1953, H. 7.
235. *Tchalenko J.S.* The Kashmar (Turshis) 1903 and Torbate-Heidarieh (south) 1923 earthquakes in Central Khorassan. — Ann. geofis., 1973, 26, N 1, p. 29–40.
236. *Tchalenko J.S.* Recent destructive earthquakes in the Central Alborz (Iran). — Ann. geofis., 1973, 26, N 2/3, p. 303–325.
237. *Tchalenko J.S., Ambrasey N.N.* Earthquake destruction of adobe villages in Iran. — Ann. geofis., 1973, 26, N 2/3, p. 357–389.
238. *Tchalenko J.S., Brand J.* Seismicity and structure of the Zagros (Iran); the main recent fault between 33 N and 35 N. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1974, 277, N 1262, p. 25.
239. *Tchalenko J.S., Brand J., Berberian M.* Discovery of three earthquake faults in Iran. — Nature, 1974, 248, N 5450, p. 661–663.
240. *Tchalenko J.S., Berberian M.* The Salmas (Iran) earthquake of May 6th 1930. — Ann. geofis., 1974, 27, N 1/2, p. 151–212.
241. *McEvilly Thomas V., Razani R.* The qir, Iran earthquake of April 10, 1972. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1973, 63, N 1, p. 339–354.
242. *Tillotson E.* The earthquake in Turkey. — Nature, 1940, 145, N 3662, p. 13.
243. *Toperczer M.* Zur Definition der seismizität. — Arch. Meteorol., Geophys. und Bioklimatol. Ser. A, 1953, 5, H. 4, S. 377–385.
244. *Turner H.* Catalogue of earthquakes: A digest of the international seismological survey (1918–1924). L., 1928; (1925–1930). L., 1935.
245. *Tsuboi C.* Determination of the Richter-Gutenberg's instrumental magnitude of earthquakes occurring in and near Japan. — Geophys. Notes Tokyo Univ., 1951, 4, N 5, p. 1–9.
246. *Ucer S.B., Ayhan E., Alsan E.* Preliminary statistical results for the preparation of a seismic zoning map of Anatolia. — In: Proc. seminar seismic zoning maps, Skopje, 27 Oct. – 4 Nov. 1975. Skopje: UNESCO, 1976, vol. 1, p. 225–252.
247. *Utsu T.* Aftershocks and earthquakes statistics. 3. Analyses of the distribution of earthquakes in magnitude, time and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII, 1971, 3, N 5, p. 379–441.
248. *Welkner P.* On the space distribution of some seismic parameters in Japan. 1. — Bull. Intern. Inst. Seismol. and Earthquake Eng., 1967, N 4, p. 1–18.
249. *Wilson A.T.* Earthquakes in Persia. L., 1930. (Bull. School Orient. Stud.).
250. World seismicity, 1961–1969. Wash.: US Dep. Commerce, Environ. Sci. Serv. Administration, Coast Geod. Serv., Nat. Earthquake Inform. Center, 1970.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<i>Глава 1</i>	
О параметрах сейсмического режима . . . . .	5
1.1. Сейсмический режим и его параметры. Основные представления и понятия . . . . .	—
1.2. Об изменении долговременных средних значений параметра $b$ в пространстве . . . . .	7
1.3. Методы оценки параметра $M_{\max}$ . . . . .	9
<i>Глава 2</i>	
Обзор сейсмичности и региональных особенностей параметров сейсмического режима центральной части Средиземноморского пояса . . . . .	12
2.1. Общая характеристика сейсмичности региона . . . . .	—
2.2. Изучение сейсмичности региона с начала XX в. . . . .	14
2.3. Сведения о региональных изменениях долговременных средних значений параметра $b$ и их относительной устойчивости во времени для сейсмоактивных районов центральной части Средиземноморского пояса . . . . .	20
<i>Глава 3</i>	
Характеристика и унификация исходных данных о сейсмичности центральной части Средиземноморского пояса . . . . .	23
3.1. Основные источники. Карта эпицентров землетрясений за 1900—1978 гг. . . . .	—
3.2. Оценка точности определения координат гипоцентров землетрясений . . . . .	26
3.3. Представительность землетрясений в разные периоды времени . . . . .	31
3.4. Унификация магнитуд землетрясений . . . . .	34
3.4.1. Новый критерий для определения магнитуд землетрясений по дальности регистрации $\Delta$ и числу сейсмических станций $N$ . . . . .	—
3.4.2. Соотношение между магнитудами $M_{LH}^{СССР}$ и $m_{PV}^{ISC}$ землетрясений . . . . .	38
3.5. Построение графиков повторяемости в единой шкале магнитуд и оценка повторяемости землетрясений в центральной части Средиземноморского пояса . . . . .	42
<i>Глава 4</i>	
Сейсмоактивные зоны и параметры сейсмического режима $A$ и $b$ основных сейсмоактивных зон центральной части Средиземноморского пояса . . . . .	47
4.1. Методика выделения основных сейсмоактивных зон . . . . .	—
4.1.1. Выделение сейсмоактивных зон по сейсмологическим данным. Использование карты параметра $b$ . . . . .	—
4.1.2. Сопоставление сейсмоактивных зон с геолого-тектонической обстановкой. Привлечение данных космических снимков . . . . .	57
4.2. Определение долговременных средних параметров сейсмического режима $A$ и $b$ основных сейсмоактивных зон центральной части Средиземноморского пояса . . . . .	63
4.2.1. Оценка значимости различий параметров $A$ и $b$ в основных сейсмоактивных зонах . . . . .	—
4.2.2. Повторяемость землетрясений в основных сейсмоактивных зонах и различия в характере сейсмического режима . . . . .	66

Оценка максимальных возможных землетрясений . . . . .	68
5.1. Методика оценки максимально возможного землетрясения по зависимостям вида $M_{\max} = f(A)$ при разных значениях параметра $b$ (на примере сильнейших землетрясений континента Евразии) . . . . .	69
5.1.1. Исследование зависимости $M_{\max} = f(A)$ при $b = \text{const} (\approx 1,0)$ . . . . .	78
5.1.2. Использование разных значений параметра $b$ для получения зависимостей вида $M_{\max} = f(A)$ . . . . .	84
5.2. Определение максимальных возможных землетрясений в основных сейсмоактивных зонах центральной части Средиземноморского пояса разными методами . . . . .	90
5.3. Оценка максимальных возможных землетрясений в пределах центральной части Средиземноморского пояса . . . . .	96
Закключение . . . . .	96
<i>Приложение</i>	
Материалы для изучения сейсмичности центральной части Средиземноморского пояса . . . . .	97
1. Каталог сильных землетрясений центральной части Средиземноморского пояса за 1900—1979 гг. . . . .	—
1.1. Описание каталога . . . . .	100
1.2. Каталог сильных землетрясений . . . . .	126
2. Макросейсмические данные о сильных землетрясениях . . . . .	144
3. Графики повторяемости землетрясений для элементарных площадок $4^\circ \times 4^\circ$ центральной части Средиземноморского пояса . . . . .	150
Литература . . . . .	

Татьяна Петровна Полякова  
**СЕЙСМИЧНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
 СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА**

*Утверждено к печати  
 ордена Ленина Институтом физики Земли им. О.Ю.Шмидта*

Редактор С.Д.Казанчева  
 Художник Л.А.Григорян. Художественный редактор И.Ю.Нестерова  
 Технический редактор Н.А.Торгашова. Корректор Г.В.Дубовицкая

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28990

Подписано к печати 29.12.84. Т — 09196  
 Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
 Гернитура Универс. Печать офсетная  
 Усл.печ.л. 10,0. Усл.кр.-отт. 10,2. Уч.-изд.л. 12,5  
 Тираж 600 экз. Тип. зак. 2180. Цена 1 р. 90к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
 Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

1р. 90 к.

4319