

## **II. ПРОБЛЕМЫ МАКРОСЕЙСМИКИ**

## **II. MACROSEISMIC PROBLEMS**

## ПРЕДИСЛОВИЕ

### к книге Н.В. Шебалина “Количественная макросейсмика”

В 1997 году издательство Академии Горных Наук выпустило в свет первый том избранных трудов Николая Виссарионовича Шебалина (1927–1996 гг.). Публикация второго тома, посвященного макросейсмике, была отложена на неопределенное время. Второй том включает незаконченную рукопись автора “Количественная макросейсмика”. Учитывая скоротечность научных изданий, эта работа предлагается читателю “Вычислительной сейсмологии”.

Монография Шебалина уникальна по замыслу. В ней автор попытался отразить становление макросейсмики как количественной науки и дать представление о прямых и обратных задачах, возникающих в этой области. Не все автор успел сделать, но состояние “классической” макросейсмики (периода докомпьютерных технологий) здесь изложено достаточно полно. Ряд точек роста делают работу Н.В. Шебалина интересной и современной. Автор акцентирует внимание на проблеме генерализации макросейсмических наблюдений в виде изосейст с учетом их неопределенности. При этом суммируется богатый эмпирический опыт, требующий компьютерной формализации. Н.В. Шебалин ставит вопрос – как перевести описательный язык каталогов исторических землетрясений на количественный язык макросейсмической интенсивности. За этим автор видит комплекс проблем и, в частности, интересную статистическую задачу математической лингвистики. Много места уделено макросейсмическим шкалам. Эта “скучная” для неспециалиста область предстает в изложении автора живой и незаконченной для исследования.

Из задуманных двадцати глав автор успел написать неполных десять. Огромную работу по воссозданию связного текста и его редактированию проделали коллеги Н.В. Шебалина по лаборатории “Сильных землетрясений” ОИФЗ РАН Ж.Я. Аптекман, О.О. Эртелева и Ф.Ф. Аптекаев. Окончательную редакцию настоящего издания осуществил Г.М. Молчан. Для цельности изложения к основному тексту были добавлены раздел 8.9 и глава 17, взятые из опубликованных работ автора; восстановлен список литературы, который дополнен современными публикациями там, где речь идет о количественных методах макросейсмики.

В тексте использована метка вида [...], которая может означать либо отсутствие литературных источников, либо редакционные пропуски по отношению к архивной версии. Последние связаны с повторами или с полемическими замечаниями исторического характера.

Книга Н.В. Шебалина публикуется с согласия родственников.

Отв. редактор Г.М. Молчан

# КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МАКРОСЕЙСМИКА

(фрагменты незавершенной монографии)

Н.В. ШЕБАЛИН

Объединенный институт физики Земли Российской академии наук, Москва

# QUANTITATIVE MACROSEISMIC

(fragments of an incomplete monograph)

N.V. SHEBALIN

United Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Moscow

## Содержание

Глава 1. Задачи, средства, методы, возможности и ограничения макросейсмологии	57
Глава 2. Беглые заметки по истории макросейсмологии	63
Глава 3. Очаг землетрясения, сейсмические воздействия, макросейсмические эффекты	68
Глава 4. Макросейсмическая интенсивность в пункте наблюдения. Шкалы макросейсмической интенсивности	78
Глава 6. Особенности оценки макросейсмической интенсивности исторических землетрясений	94
Глава 8. Макросейсмическое поле и его изображение: карты "пункты-баллы" и карты изосейст	118
Глава 12. Жертвы и убытки при землетрясениях	143
Глава 14. О координатах эпицентра и макросейсмической интенсивности в эпицентре	151
Глава 15. Оценка магнитуды исторических землетрясений по макросейсмическим данным	162
Глава 16. Глубина очага землетрясения	172
Глава 17. Параметры протяженного очага	188
Литература	197

## ГЛАВА 1

### Задачи, средства, методы, возможности и ограничения макросейсмоики

Макросейсмоика – отрасль сейсмологии, занимающаяся изучением изменений на поверхности и в техносфере Земли, возникших в результате воздействия сильных землетрясений и зафиксированных в необратимых изменениях положения и состояния самых различных объектов, а также в памяти людей. Предметом макросейсмоики могут быть и инструментальные сведения о землетрясениях, пока и поскольку они сопоставляются с собственно макросейсмическими явлениями.

Макросейсмоика – падчерица сейсмологии: до сих пор многие серьезные исследователи отводят макросейсмоике более чем скромную роль собирателя и регистратора описательных характеристик вновь происшедших и старых землетрясений. Будучи обобщена в виде карт изосейст, макросейсмоика способна служить иллюстрацией, но никак не инструментом научного исследования – в современном двухтомнике К.Аки и П.Ричардса о ней вообще нет ни единого слова. В известных учебниках Е.Ф.Саваренского и Д.П.Кирноса, К.Е.Буллена и многих других содержатся лишь краткие сведения о макросейсмоике и никаких – о сейсмической интенсивности. И только к самому концу XX столетия стало ясным, что даже в полукачественном облике макросейсмоика способна ставить и решать задачи, которые оказываются не под силу другим сейсмологическим методам. Тем более это относится к методам количественной макросейсмоики.

Предмет макросейсмоики, как отрасли сейсмологии, не всегда определяется с должной четкостью. В этой книге мы относим к области макросейсмоики все сведения о землетрясениях, которые в первичном виде не выражаются какими-либо физическими величинами и, следовательно, не измеряются непосредственно в природе. Это означает, прежде всего, что макросейсмические данные в принципе непосредственно отражают не процесс воздействия землетрясения на поверхность Земли и находящиеся на ней объекты, а лишь конечные результаты этого процесса, которые могут быть замечены и описаны, вначале качественно, а затем количественно, лишь после завершения, хотя бы временно, этого процесса. Макросейсмические данные – это данные памяти, и исключительно памяти, причем в роли запоминающих устройств выступают, помимо собственно человеческой памяти, такие объекты – как элементы рельефа и грунта, постройки различного вида и назначения, конструктивные элементы этих построек, различные предметы и небольшие отдельные объекты, находящиеся на поверхности Земли или в зданиях и

сооружениях. Указанное важнейшее свойство исходных макросейсмических данных является основополагающим при всех попытках квантификации макросейсмики; оно же определяет источники двух основных погрешностей, которые могут быть внесены при использовании макросейсмических данных: во-первых, это неадекватность результатов сейсмического воздействия физическим свойствам процесса воздействия; во-вторых, это неадекватность запоминающих устройств, вносящая ошибки уже в сами данные о результатах воздействия.

Еще одним из существенных недостатков методологии макросейсмики в целом является то, что, оперируя не числами, а словами, мы как при опросах лиц, перенесших землетрясения, так и при конструировании и применении макросейсмических шкал, пытаемся решать эти проблемы в чисто сейсмологических рамках, пренебрегая, а иногда и вступая в противоречия с психологией и лингвистикой, даже этнографией.

Если взаимодействие с историками в последнее время не только ощущается, но и реализуется (в Европе) весьма успешно, то психологическая и лингвистическая оценки методов макросейсмики практически отсутствуют.

Среди вопросов, которые должны решаться совместно со специалистами чисто гуманитарных направлений, можно назвать, например, такие:

- психология диалога (вопроса и ответа) у представителей разных культур и культурных уровней в общении со “своими” и “чужими”;
- психология поведения толпы в экстремальных ситуациях при наличии или отсутствии единичных “возбуждающих элементов”;
- психология восприятия временного ряда событий в западной и мусульманской культурах;
- адекватность прямого и обратного перевода терминов и понятий в общении с иноязычным населением;
- роль религии и обычаев в общей реакции индивидуумов и групп людей на сильные землетрясения...

Список подобных проблем, естественно, может быть значительно расширен.

Все сказанное делает понятным, почему до настоящего времени в сейсмологическом сообществе существует некое интуитивное недоверие как к самим макросейсмическим данным, так, в особенности, к выводам, полученным на основе их изучения.

В течении 45 лет автор пытался шаг за шагом преодолеть предубеждение к макросейсмическим данным и результатам и показать, что макросейсмика может быть с высокой надежностью переведена на ко-

личественную основу, так что отдельные ее результаты (например, данные о глубинах очагов землетрясений) могут по точности заметно превосходить то, что сегодня в среднем дают инструментальные системы наблюдений. Критическому пересмотру всей системы макросейсмических воззрений и, если можно так выразиться, “квантификации” макросейсмике и посвящена эта книга.

Ее основная цель – показать, что самым главным (и едва ли не единственным) ограничением макросейсмике является не отсутствие технических возможностей для решения той или иной задачи, а самоограничение макросейсмического метода, состоящее в безусловной и обязательной оценке предела ошибок любого метода и приема, связанного с использованием макросейсмических данных. Иными словами, автор стремится показать, что при работе с любыми землетрясениями, независимо от времени и места их возникновения – от Библейских сюжетов до сомнительных сообщений ТВ и прессы – при наличии любого, сколь угодно скудного, набора исходных параметров, может быть получена полная и внутренне непротиворечивая оценка всех основных параметров каждого землетрясения, и различия между ними будут состоять лишь в величинах возможной ошибки оценки этих параметров. Макросейсмический метод оказывается, таким образом, единственным методом, способным представить в численно сопоставимом виде ряды сейсмических наблюдений любой длительности – до нескольких тысяч лет. Этот метод оказывается единственным, обеспечивающим сквозное определение глубин очага всех достаточно сильных землетрясений. Исключительно макросейсмическими методами могут быть решены и некоторые другие научные и практические задачи.

Среди многообразия проблем, решаемых методами макросейсмике или с решающим участием макросейсмических данных, можно выделить следующие:

1. Адекватное описание и количественная параметризация исторических и современных остаточных сейсмогенных явлений, зафиксированных любыми неинструментальными способами.

2. Установление надежных корреляционных соотношений между инструментальными параметрами кратковременных сейсмических воздействий и параметрами, описывающими порожденные этими воздействиями остаточных явлений на поверхности и в техносфере Земли.

3. Извлечение из макросейсмических данных сопоставимых сведений об очагах землетрясений за всю доступную сейсмическую историю Земли и отдельных ее регионов.

4. Извлечение из макросейсмических данных сведений о параметрах и свойствах среды, проводящей сейсмические колебания.

Предлагаемые в этой книге методы и результаты решения указанных проблем основаны, главным образом, на разработках автора, вошедших в состав его кандидатской (1956 г.) и докторской (1968 г.) диссертаций, а также рабочего документа ЕССН “Рекомендации по производству и обработке макросейсмических наблюдений”. Частично эти методы и результаты были опубликованы в многочисленных статьях, частично же оставались до последнего момента в рукописи. Автор старался с возможно большей полнотой отразить и творческие разработки в области макросейсмики крупнейших отечественных специалистов – в первую очередь И.А. Ершова, Е.В. Поповой, В.К. Иодко, А.А. Никонова, Т.Г. Раутиан, И.В. Ананьина, А.С. Гехмана, Г.С. Шестоперова и других. Существенная часть книги, посвященная шкале макросейсмической интенсивности, базируется на исходных идеях С.В. Медведева.

Начальная стадия работы автора проходила в обстановке все возрастающего интереса сейсмологов к изучению процессов в протяженном вспарывающемся очаге сильного землетрясения, и работы одного из мировых лидеров этого направления Б.В. Кострова так или иначе повлияли на развитие представлений автора. В 80-е годы не меньшую роль сыграла разработка В.М. Грайзером методов оценки остаточных смещений вблизи очага землетрясения. На заключительном этапе работ по шкале сейсмической интенсивности было сотрудничество с выдающимся специалистом по сейсмическим воздействиям Ф.Ф. Аптикаевым.

Творческие контакты отечественных специалистов с европейскими сейсмологами долгое время носили почти номинальный характер, и сама макросейсмика тихо и не спеша разрабатывалась лишь в немногих отдельных центрах Великобритании, Франции, Италии, Испании, Греции, Португалии. Значительную роль в оживлении интереса к макросейсмике сыграл д-р Э.М. Фурнье д’Альб, долгие годы возглавлявший соответствующий отдел аппарата ЮНЕСКО. По его инициативе был организован, осуществлен и доведен до уровня конкретных результатов и рекомендаций Проект изучения сейсмичности Балкан (UN-DRO/UNESCO). После завершения Балканского проекта в макросейсмике Европы наступило некоторое затишье. Однако в последние годы в Европейской сейсмологии наметился существенный рост подлинного интереса к исходным макросейсмическим данным. Начата большая работа по обзору и приведению в порядок всей системы архивных данных о землетрясениях Европы. К сожалению, как это часто бывает, увлекаясь наведением порядка в исходных данных, идеологи проекта (М. Stucchi, J. Vogt и др.) лишь в самой осторожной форме ставят вопрос о том, а зачем все это нужно и как будет использоваться это упорядоченное богатство макросейсмических сведений. Идея о том, что лю-

бое землетрясение – независимо от времени, места и обстоятельств своего возникновения – всегда должно характеризоваться одним и тем же набором основных параметров, и этот набор параметров может быть, с той или иной точностью, получен по исходным данным любого вида и качества (инструментальным или макросейсмическим), очень медленно проникает в систему общепринятых представлений сообщества макросейсмологов. Из зарубежных исследователей, пожалуй, один лишь Н. Амбрезис после многочисленных сомнений пришел к этой же мысли и блестяще реализовал ее в нескольких работах.

Наиболее существенные результаты указанных международных начинаний также отражены автором в этой книге.

Автор старался не избегать и разумной критики ошибок и недостатков в предыдущих научных разработках, прежде всего своих собственных, как неудачный проект сейсмической шкалы в работе [Шебалин, 1975], или ошибочная тактика в разработке и применении региональных вариантов уравнений макросейсмического поля [Shebalin, 1974]. Им не обойдены крупные методологические пробелы в известнейшей и ценнейшей работе В.Карника по сейсмичности Европы, а также в достаточно известных работах Дж.Эверндена, И.В.Ананьина и некоторых других.

Книга состоит из трех частей, которым предшествует краткий и откровенно субъективно изложенный очерк истории макросейсмологии. В первой части рассмотрены макросейсмические явления, методы их описания и оценки их уровня; во второй – количественные модели макросейсмического поля и некоторые прямые задачи макросейсмологии; третья часть посвящена детальному описанию техники и результатов решения конкретных обратных задач макросейсмологии.

## ГЛАВА 2

### Беглые заметки по истории макросейсмики

Данный раздел является не более чем изложением субъективных взглядов автора на историю формирования макросейсмики как науки и менее всего претендует на полноту и систематичность изложения.

#### 2.1. Ранний период – VI–VII вв.

Только древнеримское общество, с его склонностью ко всяческой упорядоченности и кодификации, оставило нам следы системного подхода к описанию землетрясений.

Восточные деспотии такой мелочью, как разрушительные землетрясения попросту пренебрегали. Бюрократический Китай накапливал сведения о разрушительных землетрясениях чуть ли не с 3000 г. до н.э., но не оставил следов попыток какого-либо упорядочения этих сведений.

Особенностью представлений о землетрясениях ученых Древнего Рима было то, что они меньше всего интересовались уровнем эффекта землетрясения или его экономическими последствиями: их занимал, прежде всего, сам процесс движения земной тверди во всем его многообразии.[...]

Годы раннего средневековья характеризовались, прежде всего, усилением внимания к религиозным проблемам как в Европе, так и на Востоке. Устойчивое ощущение землетрясения как Божьей кары, несомненно, не способствовало попыткам какой-либо классификации землетрясений и уровня их проявлений, хотя несомненно, что жесткая критика Ас-Суйути [Ас-Суйути, 1983] представлений Аристотеля о природе землетрясений была прогрессивной. К этому следует добавить влияние большой миграции племен, как мирной, так и агрессивной, и связанное с этим достаточно малое число и достаточно жалкое существование устойчивых центров культуры. В Китае [...] также резко снижается число сообщений о землетрясениях, и сейчас трудно сказать, связано ли это с вековыми вариациями сейсмотектонической активности или отражает общий упадок нации и порядка в ней в это время.

Особое место в истории макросейсмики занимают легендарные или полу-легендарные сообщения о землетрясениях, сопровождавших некоторые ключевые моменты Библейской истории [...]. Достоинно серьезного внимания то обстоятельство, что в арабских источниках [...] эти события описаны иногда более подробно, чем в самой Библии и у западных ее комментаторов. По-видимому, следует с большим вниманием и ответственностью отнестись к фактам Библейской истории (подробнее см. гл.6).

## 2.2. Средневековье

В раннем средневековье почти вся мировая культура сосредоточилась в мусульманских центрах. К XII в. арабскими историками создан крупнейший свод исторических сведений [...], в котором нашли свое место и сообщения о землетрясениях.[...]

В Европе первые сообщения о землетрясениях относятся еще к IX–X вв., однако серьезный рост общественного интереса к землетрясениям происходит с конца XIV в. или в XV в. В данном случае – как и во многих случаях впоследствии – подъем интереса к макросейсмике был связан с серией сильных землетрясений, захвативших многие области Европы: Виллах (Австрия), 1348 г.; Базель (Швейцария), 1390 г.; Восточные Пиренеи, 1427 г. Особенно заметным был новый рост интереса к проблемам сейсмологии после печально знаменитого Лиссабонского землетрясения 1755 г., и, начиная с этого времени, многочисленные упоминания о землетрясениях обнаруживаются в самых различных архивах стран Южной и Центральной Европы. К XV–XVI вв. относится появление первых специализированных трактатов о землетрясениях [...].

Крупнейшим научным достижением макросейсмике этого периода является открытие, сделанное арабскими учеными: они установили, что сейсмические проявления в разных (порой достаточно удаленных друг от друга) местах относятся к одному и тому же землетрясению. По существу, это было открытие макросейсмического поля. Оно было повторено в 1230 г. автором Лаврентьевской летописи, указавшим, что сильные сотрясения “по всей Земле в один час” (7 ч утра 10 мая 1230 г.) ощущались в Киеве, Переславле, Новгороде, Суздале, Владимире Суздальском и других местах [Борисенков, Пасецкий, 1988]. Можно сказать, что с этого времени исследователи сейсмических явлений постепенно включают в круг своих интересов не только описание локальных явлений, но и попытки разобраться в их сущности.

## 2.3. XVII–XIX вв.

Для этого периода развития макросейсмике характерно, прежде всего, накопление материала наблюдений, собранного и систематизированного в целом ряде описательных каталогов землетрясений. Сравнение качества, полноты, уровня достоверности этих каталогов не входит в нашу задачу. Однако все же следует указать, что к первой половине XIX столетия сложился определенный стереотип “хорошего” каталога. Его отличают четкое и достаточно немногословное описание основных событий и явлений при землетрясении, более или менее аккуратная пространственная привязка событий, ссылка (к сожалению, не всегда исчерпывающая) на первоисточник сообщений. Таковы ка-

талогии А.Перрея (1846), фон Хоффа (1840,1841), И.В.Мушкетова и А.П.Орлова [Мушкетов, Орлов, 1893]. [...]

Так или иначе, к концу XIX столетия скопился огромный объем макросейсмических наблюдений, с которым надо было что-то делать, и это определило появление на рубеже XIX и XX столетий как широко принятых на международном уровне и пущенных в производство сейсмических шкал, так и макросейсмических методов определения глубины очага землетрясения. Появление в макросейсмическом обиходе этих двух числовых характеристик – макросейсмической интенсивности в некоторой точке и в эпицентре и глубины источника (очага) землетрясения – было, по существу, началом новой, количественной макросейсмики XX в.

В отсутствие четких представлений о том, что такое измерение и что такое шкала в общезначимом смысле, становление шкал сейсмической интенсивности происходило трудно и представляло собой интуитивный поиск внутренне непротиворечивых критериев той или иной балльности, обеспечивающих, хотя бы в самом грубом виде, равномерность шкалы. Поскольку чаще всего шкалы создавались в процессе систематизации наблюдений при очередном разрушительном землетрясении, высшие баллы описывались более детально, низшие – более обобщенно, и было трудно рассчитывать на появление в этих условиях хороших, достаточно универсальных и достаточно равномерных шкал. В этих условиях следует по достоинству оценить как создание М.Росси достаточно равномерной и достаточно универсальной шкалы, так и продуктивное сотрудничество итальянца М.Росси [Rossi, 1875] и швейцарца Ф.Фогеля [Fogel, 1881] в окончательном оформлении этой шкалы как международной. [...]

## 2.5. Вторая половина XX в.

**2.5.1. Ашхабадское землетрясение 1948 г. и начало качественного скачка в методах макросейсмики.** Заметный подъем сейсмологических (в том числе и макросейсмических) исследований в России и странах бывшего СССР, начиная с середины XX в., связан, как это было ранее во многих странах, с тяжелейшими последствиями катастрофического Ашхабадского землетрясения 5 октября 1948 года [Вестник..., 1998].

В Ашхабад для изучения этого землетрясения уехали почти все сейсмологи ИФЗ (тогда Геофизического института) АН СССР. Институт был оголен, и рабочие места заняла молодежь. Так начал свою работу на Центральной сейсмической станции “Москва” и автор этой книги – в то время студент IV курса физического факультета МГУ.

После Ашхабадского землетрясения были отпущены значительные средства на развитие сети сейсмических станций бывшего СССР и на научные исследования по сейсмологии как в Москве, так и во многих периферийных научных центрах.

Удивительным образом этот период совпал с рядом крупных научных событий, в том числе и в макросейсмике. Из этих событий можно выделить три: создание Ч.Рихтером и Б.Гутенбергом в США и внедрение в отечественную сейсмологическую практику шкалы магнитуд (это открытие, разумеется, не относится к макросейсмике, но оно определило возможность объединения инструментальных и макросейсмических методов при изучении очагов землетрясений); разработка С.В.Медведевым шкалы макросейсмической интенсивности нового поколения; открытие связи между магнитудой и макросейсмическими характеристиками очага землетрясения, выполненное почти одновременно рядом ученых, в том числе и автором этой книги. [...]

**2.5.2. Шкала макросейсмической интенсивности С.В.Медведева.** [...] В описательной части новой шкалы решительные, если не сказать революционные, шаги С.В.Медведева состояли в отказе при оценке макросейсмической интенсивности от опоры на “типичные” повреждения “типичных” строений и на введение в шкалу, во-первых, четкого подразделения объектов по уровню их уязвимости и, во-вторых, на переход от оценки “типичных” повреждений к оценке распределения числа зданий с определенной степенью повреждения по степеням повреждения. Любопытно, что если первый шаг был понятен и быстро подхвачен (или независимо предложен) модификаторами шкалы ММ<sup>1</sup> Ч.Рихтером, Дж.Эйби и другими, то борьба за использование статистики степеней реакции объектов разного уровня сейсмической уязвимости не закончена и сейчас.

Так или иначе, но довольно скоро наиболее совершенный вариант шкалы нового типа – MSK-64 – был принят в отечественной практике, а с 1965 г. рекомендован Европейской сейсмологической комиссией в качестве новой международной шкалы. [...]

**2.5.3. Уравнения макросейсмического поля.** В середине 50-х годов идея создания системы уравнений, описывающих зависимость макросейсмической интенсивности от магнитуды и, что здесь наиболее важно, от расстояния до источника (в эпицентре – от глубины очага), что называется, висела в воздухе. Более всех повезло, по-видимому, все же автору настоящей книги. После Ашхабадского (1948 г.) и последовавшего за ним Хаитского землетрясения (1949 г., около 20000 жертв)

---

<sup>1</sup>ММ – модифицированная шкала Меркалли

на Центральную сейсмическую станцию “Москва” была возложена обязанность сообщать в кратчайшие сроки (2–3 часа) в правительственные органы сведения о каждом новом сильном землетрясении на территории бывшего СССР и его ближайших окрестностях. Естественно, за такое короткое время получение надежных сведений об интенсивности в эпицентре было невозможно, и автор в 1953 г. задался целью разработать метод экспресс-оценки интенсивности в эпицентре по инструментальным данным удаленной сейсмической станции. Одним из параметров, которые можно было использовать в такой экспресс-оценке, разумеется, была магнитуда. Поскольку магнитуда характеризовала в условных единицах силовой уровень очага землетрясения, из самых общих физических соображений следовало, что вторым параметром должно быть расстояние до очага, в случае эпицентра – глубина этого очага.

По счастью, как раз в это время Н.В. Кондорской была завершена разработка методики оценки глубины очага неглубокого землетрясения по фазам  $sP$  и  $sS$ . Выполненная на высоком уровне, эта работа позволила применить довольно простую технику выделения на сейсмограммах волн  $sP$  и  $sS$  и расчета глубины очага по годографам ( $sP - P$ ) и ( $sS - S$ ) [Шебалин, 1962].

Автором было выполнено определение глубины очага для 256 сильных землетрясений СССР, Европы, США и некоторых других стран с известной балльностью в эпицентре. Сопоставление это оказалось удачным, и первое в мире соотношение между магнитудой  $M$ , глубиной очага  $h$  и интенсивностью в эпицентре  $I_0$  было опубликовано в 1955 г. В указанных обозначениях оно имеет вид:

$$I_0 = bM - \nu \lg h + c.$$

Эта формула позволила перейти от соотношений Блейка и Де Кевеслигетти, связывающих приращение интенсивности с расстоянием, к уравнению макросейсмического поля, связывающего интенсивность, магнитуду и расстояние.

## ГЛАВА 3

### Очаг землетрясения, сейсмические воздействия, макросейсмические эффекты

#### 3.1. Большой сейсмический очаг и его излучение

Приступая к количественному анализу сложной совокупности разнообразных качественных проявлений воздействия землетрясения на земную поверхность, называемой “макросейсмическими явлениями”, мы безусловно опираемся на определенную систему представлений об источнике этого воздействия – очаге землетрясения [...].

Сейсмическим очагом мы называем область, излучающую сейсмическую энергию в результате кратковременных подвижек крыльев ограниченной части сейсмогенерирующего разрыва вместе с системой аналогичных подвижек в непосредственном окружении основного разрыва, по трещинам оперения.

При быстром смещении крыльев основного разрыва образуется ступенчатое смещение, из которого в среде, окружающей разрыв, формируется статическое остаточное смещение и комбинация сейсмических волн – продольных, поперечных и Рэлея – которые в непосредственной близости от разрыва не разделены, но, по мере удаления от разрыва, разделяются за счет различия в скоростях распространения и образуют хорошо известный пакет сейсмических сигналов, в котором, по мнению К. Аки и П. Ричардса, первоначальное простое возвратно-поступательное движение среды постепенно преобразуется в достаточно длительные цуги колебаний различного периода.

Процесс относительного смещения противоположных крыльев начинается в ограниченной области, из которой вспарывающаяся трещина распространяется на всю поверхность рождающегося сейсмического очага. Инструментальные определения эпицентра (и глубины очага) связаны с регистрацией сейсмическими станциями сигналов от начальной области вспарывания. В то же время определенный по методике Дзевонского центроид (эпицентроид) излученной сейсмической энергии располагается вблизи от центральной части очага (соответственно, ее проекции на поверхность Земли). Здесь же располагается и макросейсмический эпицентр, чье положение близко к эпицентроиду, но не обязательно совпадает с ним.

Процесс вспарывания происходит обычно со скоростью от 0.5 до 3 км/с (но не быстрее скорости Релевской волны в районе очага). Поэтому для наблюдателя в эпицентральной зоне весь очаг оживает практически мгновенно. Лишь в особых случаях грандиозных сейсмических

очагов протяженностью в сотни километров (Венесуэла, 1812; Чили, 1960; Гобийский Алтай, 1957 и др.) процесс вспарывания может продолжаться десятки минут.

Совокупность излученных очагом сейсмических колебаний не исчерпывается рассмотренным выше сочетанием остаточного смещения, продольных, поперечных и Рэлеевских волн и включает важнейшую, с точки зрения макросейсмики, компоненту – набор нерегулярных короткопериодных колебаний большой интенсивности. Его появление связано с тем, что неровная поверхность основного разрыва всегда в большей или меньшей степени насыщена всевозможными осложнениями, обобщенно называемыми “зацепами и барьерами” (выступы, крупные шероховатости, небольшие изломы вспарывающейся поверхности и т.п.), к которым можно присоединить и подвижки по ближнему оперению основного разлома.

Каждый элемент системы “зацепов и барьеров” представляет собой маленький субочаг, излучающий сейсмическую энергию по тем же законам, что и большой, при этом, однако, чем меньше геометрические размеры зацепа или барьера, тем выше, по Аки, частоты излучаемой ими энергии. Самое важное заключается в том, что зацепы и барьеры ориентированы в пространстве хаотически, образуя некогерентную систему субисточников короткопериодных колебаний. Таким образом, к системе подвижек, состоящей из остаточного смещения и сложного сейсмического сигнала, образуемых очагом в целом, добавляется некогерентное высокочастотное излучение мелких особенностей очага.

Рамки этой книги не позволяют нам углубляться в теоретическое рассмотрение этого вопроса. Изложение теории формирования излучения сейсмического очага может быть найдено во многих работах Н.А. Хаскела, Б.В. Кострова, Дж.Р. Райса и др. Особенно ясно и четко вопросы формирования излучения, обеспечивающего сейсмические воздействия и формирование макросейсмических эффектов, изложены в работах А.А. Гусева.

### **3.2. Сейсмические воздействия в ближней и дальней зонах. Сейсмическая интенсивность**

Вряд ли можно найти в сейсмологии – да и в современной науке вообще – другой термин, который допускал бы столь же различное отношение к себе и столь же различное толкование, как термин “интенсивность землетрясения”. Определение понятия “интенсивность” найти в литературе невозможно. Ч. Рихтер, Е.Ф. Саваренский, С.В. Медведев, К. Буллен и многие другие вообще избегают определения понятия “интенсивность”. По существу, четкое определение интенсивности земле-

трясения заменяется в руководствах и учебниках формулой: “Интенсивность есть нечто, относящееся к масштабам проявления землетрясения на поверхности Земли”.

Дело прежде всего в том, что здесь происходит явное смешение двух разных понятий: собственно сейсмической интенсивности, т.е. характеристики процесса движения поверхности Земли под воздействием землетрясения, и интенсивности макросейсмических воздействий (макросейсмической интенсивности), т.е. результата сейсмического воздействия на самые различные “поддающиеся” (vulnerable) объекты на поверхности Земли. По существу, речь идет об обратимой и необратимой компонентах землетрясения, как геофизического и социального процесса. Обратимая часть сейсмических движений – более простой физический процесс, который может быть зафиксирован (и фиксируется в избранных точках) системой сейсмических приборов. Она представляет собой объект инструментальной сейсмологии. Интенсивность этого процесса мы называли сейсмической интенсивностью. Необратимая часть сейсмических движений в виде огромного набора объектов, изменивших свое состояние в результате землетрясения, есть предмет макросеймики. Интенсивность системы макросейсмических воздействий мы называем “макросейсмической интенсивностью”, измеряемой баллами шкалы макросейсмической интенсивности. В русской терминологии вместо термина “макросейсмическая интенсивность” широко используется термин “балльность”.

Как мы видели выше (раздел 3.1), сейсмическое движение представляет собой сложный процесс, в котором можно выделить смещения, колебательную скорость, ускорение, длительность (эти параметры обычно называются “динамическими параметрами сейсмических колебаний”); мы можем также, используя инструментальные записи этого процесса, построить его спектр, спектрально-временные развертки и т.п. Для нас, однако, важнее рассмотреть, как проявляется при землетрясении на поверхности Земли каждая из составляющих сложного совокупного сейсмического излучения. При этом мы, несколько нарушая логику изложения, сразу же выделяем из совокупного перемещения его остаточную часть. Как известно, остаточное смещение убывает с расстоянием наиболее быстро, по закону  $1/r^3$ . Особенно заметно остаточное смещение проявляется при больших очагах, приближенных к поверхности Земли. Конфигурация амплитуд остаточного смещения в плане очень сложна и зависит от положения очага – направления подвижки в нем.

Остаточное смещение долгое время оставалось как бы незамеченным и неизученным, и лишь работы В.М. Грайзера существенно изменили от-

ношение к этой важной компоненте суммарных сейсмических подвижек. Несмотря на то, что остаточные смещения проявляются не всегда и действуют лишь в непосредственной близости от сейсмического очага, они играют очень важную, иногда решающую роль в формировании макросейсмических эффектов ближней зоны.

Измеренные в натуре, при выходе верхней кромки очага на поверхность Земли, остаточные смещения достигают 10–15 м. “Экзотические” локальные эффекты при крупнейших катастрофах могут дать и большие величины: так, при Гоби-Алтайском землетрясении 1957 года Н.А. Флоренсовым и В.П. Солоненко отмечено перемещение крупного блока на 300 м. Остаточные смещения с амплитудой менее 1 см не играют существенной роли в системе сейсмических воздействий.

Ускорения сейсмических колебаний, приводящие к большим инерционным нагрузкам, всегда присутствуют в ближней зоне землетрясения, их роль в системе сейсмических воздействий ближней зоны изучена наиболее полно. Суммарное ускорение складывается из основного пика ускорения, порожденного основной подвижкой, и некогерентного набора импульсов ускорений от зацепов и барьеров. Диапазон интересующих нас амплитуд сейсмических ускорений составляет примерно от 1 до 2000 см/с<sup>2</sup>. Наиболее высокочастотная часть спектра ускорений, естественно, очень быстро поглощается средой; за пределы сейсмического очага выходят колебания с частотой ниже 100 Гц, реально же в ближней зоне, согласно Медведеву, следует считаться с ускорениями на частотах не выше 30 – 40 Гц.

По мере удаления от эпицентра землетрясения амплитуды ускорений играют все меньшую роль в суммарном сейсмическом воздействии, и на первый план выдвигается величина потока сейсмической энергии, определяющая уровень воздействия в дальней зоне. При этом сами ускорения уменьшаются настолько, что не создают опасных “мгновенных” силовых нагрузок, и разрушительное воздействие сейсмических колебаний оказывается связанным, главным образом, с резонансными явлениями при взаимодействии проходящих сейсмических волн со зданиями и сооружениями. Большую роль при этом играет спектральное разнообразие и длительность колебаний в дальней зоне. Диапазон опасных периодов сейсмических волн составляет примерно от 0.2 до 2.0 с, амплитуды колебательной скорости (важные с точки зрения макросейсмики) образуют диапазон примерно от 1 до 200 – 300 см/с. Эффективная длительность сейсмического импульса варьирует примерно от 1 до 100 с.

В реальных условиях, разумеется, все перечисленные компоненты воздействия не разделяются столь отчетливо, и сейсмическое воздействие оказывается очень сложной системой наложения остаточных пере-

мещений, силовых и резонансных нагрузок, по-разному проявляющихся в результирующих макросейсмических эффектах, с преобладанием в ближней зоне силовых и деформационных воздействий, в дальней – резонансных эффектов.

Важной чертой сейсмических воздействий является то, что каждая из компонент, слагающая суммарное сейсмическое воздействие, может быть измерена инструментальными методами и выражена в известных физических характеристиках. При этом, однако, нам неизвестна совокупная интенсивность сейсмических воздействий (“сейсмическая интенсивность”) как функция, например, магнитуды, глубины очага и эпицентрального расстояния, и это делает возможным установление лишь корреляционных отношений, о которых пойдет речь в разделе 3.3.

### **3.3. Макросейсмические эффекты и макросейсмическая интенсивность (“балльность”)**

*Макросейсмические эффекты* чрезвычайно разнообразны по характеру, особенно в ближней зоне землетрясения. Многочисленные наблюдения и описания крупных землетрясений говорят о нарушениях рельефа и водного режима колодцев и источников; о трещинах, просадках, разжижении и даже фонтанировании водонасыщенных грунтов; о “земляных волнах”; о подбрасывании предметов и вращении не крупных отдельных объектов; о направлении толчков; о характере колебаний; о различных световых и шумовых эффектах; о разнообразных повреждениях зданий, сооружений и коммуникаций; о необратимых подвижках предметов; о сложной реакции людей – от ощущения легких колебаний до страха, потери равновесия и обморока, и о многом другом.

Как бы ни были интересны и поучительны примеры разнообразных макросейсмических проявлений, побочный пересказ их описаний отвлек бы нас от основной цели этой работы. Совокупную массу макросейсмических эффектов необходимо прежде всего разделить на случайные и регулярные явления, так как устойчивая информация о сейсмических очагах и макросейсмических воздействиях может быть получена только путем анализа регулярных макросейсмических явлений и эффектов.

С особенным сожалением приходится расстаться с мыслью об использовании в нашем рассмотрении данных о нарушениях рельефа и грунтов. Нелинейность элементов рельефа и ненагруженных грунтов чрезвычайно велика. Вопросы устойчивости грунтов (см., например, работы Шейдеггера, Ляхова, Иванова) разработаны достаточно полно, однако при этом обычно затрагивается лишь инженерный (реже инженерно-сейсмологический) аспект проблемы. Попытки же построить более или менее уверенную систему соответствий уровня нарушений

рельефа и грунта другим “классическим” оценкам макросейсмической интенсивности, которые можно было бы ввести в шкалу макросейсмической интенсивности, до настоящего времени успеха не имели, хотя в этом направлении получен ряд интересных и важных результатов, прежде всего в работах Е.В. Поповой.

*Вопрос* о так называемых “земляных волнах”, как и близких по генезису наблюдениях “змеящихся труб” и тому подобных эффектах, должен быть рассмотрен с величайшей осторожностью. С одной стороны, имеются многочисленные и подробные описания эффекта земляных волн с амплитудой до 2 м, то скрывававших, то открывавших в отдалении отдельные предметы. С другой стороны, при “наблюдавшихся” длинах поверхностной волны порядка десятков метров и скорости порядка десятков или первых сотен метров в секунду период земляных волн должен составить около 0.1 с. Возбуждение и существование устойчивых поверхностных волн с таким периодом в зоне малых скоростей трудно согласуется с данными теории упругости [...]. Можно предположить, что эффект “земляных волн” является оптическим обманом, вызванным взаимодействием внешних сотрясений и ритмов головного мозга. То же относится и к “змеящимся трубам”, иллюзорность этого явления лучше всего доказывается полным отсутствием остаточных искривлений труб.

*Повороты* небольших объектов (памятников, обелисков и т.п.) в результате сейсмического воздействия реально существуют и зафиксированы на множестве фотографий. Однако все выводы о присутствии в составе сейсмических колебаний крутящей компоненты совершенно неосновательны: все дело в том, что на некоторой плоскости опоры в основании или теле объекта всегда существует центр тяжести или сил сцепления. Если проекция центра масс вышележащей части объекта не совпадает с центром тяжести, при воздействии горизонтальной компоненты ускорения возникает плечо сил и крутящий момент, поворачивающий соответствующим образом верхнюю часть объекта. Все попытки инструментально зарегистрировать в составе сейсмических колебаний крутильную компоненту, в том числе и с помощью специальных устройств Д.А. Харина, успеха не имели.

*Направление* колебаний изучалось многими авторами [...]. Направление толчка в продольной волне считается совпадающим с направлением на эпицентр или близким к нему, что, разумеется, верно. Направление толчка в главной фазе колебания может соответствовать либо Релевской волне – и тогда оно также совпадает с направлением на эпицентр, либо поперечной волне – и тогда считается, что это направление отличается от направления на эпицентр на  $90^\circ$ . Последнее утверждение

неверно: в случае “чистой” волны  $SV$  (поперечные колебания в вертикальной плоскости) направление колебаний совпадает с направлением на эпицентр; в случае “чистой” волны  $SH$  (поперечные колебания в горизонтальной плоскости) направление колебаний действительно отличается от направления на эпицентр на  $90^\circ$ . В произвольном случае направление колебания в волне  $S$  также произвольно, что не позволяет в отсутствие инструментальных записей использовать направление сильнейшего толчка для локализации эпицентра.

*Характер ощутимых колебаний* (короткий и резкий толчок, жесткая “тряска”, более или менее продолжительные колебания, плавные “колыхания”, общая длительность колебаний) является очень важной характеристикой очага. В тех случаях, когда характер колебаний в некотором пункте надежно устанавливается по показаниям очевидцев, он может служить дополнительным критерием при определении глубины и размеров очага, а также дислокационного момента и сброшенного напряжения (см. гл. 16–17). К сожалению, использование макросейсмических оценок характера сейсмических колебаний на регулярной основе невозможно, так как подобная информация далеко не всегда содержится в макросейсмических сообщениях.

*Световые*, или, говоря шире, *электромагнитные явления*, сопровождающие землетрясение, довольно часто упоминаются и подробно описываются в литературе [...]. Связь уровня световых и электромагнитных явлений с параметрами очага изучена пока еще очень слабо, и данные об этих явлениях не могут считаться достаточно информативными для использования их в макросейсмических оценках.

*Подземные гулы, шумы и трески*. Почти при каждом сильном землетрясении очевидцы сообщают о том, что оно сопровождалось сильными подземными звуковыми эффектами: гулом, громовыми раскатами, тресками и т.п. Эти сообщения в подавляющем большинстве исходят из ближней (эпицентральной) зоны землетрясения. Звуковые эффекты при землетрясениях упоминаются во множестве публикаций. [...]

Наиболее интересной отличительной чертой подземных гулов следует считать их появление за короткое время (1–3 с) до начала ощутимых сейсмических колебаний. Несмотря на то, что инструментальные записи подземных гулов на приборах с хорошей системой тайминга не получены, эти сообщения, подтверждаемые показаниями сотен очевидцев, следует считать вполне надежными.

Поскольку скорости распространения звуковой волны и волн  $P$  совпадают, следует считать установленным, что излучение очагом звукового сигнала предшествует началу собственно сейсмического излучения. Мы можем предположить, что область генерации звукового излу-

чения и есть пресловутая “точка начала вспарывания” в очаге.

Оценим размеры этой области. По известной формуле Бруна

$$R = 2.34v/2\pi f$$

при скорости  $v = 5$  км/с и частоте звукового сигнала 20 Гц получим, что радиус зоны звукового излучения равен примерно 10 м. Это очень правдоподобная оценка для размеров области начала вспарывания.

Заметная продолжительность гула может означать, что и после начала движения крыльев разрыва, обеспечивающего сейсмическое излучение, генерация высокочастотного излучения может продолжаться на участках особо жестких спаек и зацепов, при вспарывании самой кромки разрыва и т.п.

Из сказанного следует, что у нас нет оснований связывать наличие или отсутствие сейсмических гулов с прочностными свойствами очага в целом – речь идет лишь об отдельных участках генерации особо высокочастотных колебаний. Точно также, наличие или отсутствие подземных гулов не может быть использовано в качестве критерия макросейсмической интенсивности.

Отметим еще, что во многих случаях о подземных гулах и “взрывах” сообщалось за несколько месяцев до землетрясения (например в Газли и др.). Это может означать, что в очаговой зоне попытки вспарывания очага повторялись неоднократно, пока при одной из них потенциальные барьеры были преодолены и землетрясение началось.

Таким образом, единственной характеристикой макросейсмических эффектов, получение которой оказывается возможным при любых ощутимых или разрушительных землетрясениях, оказывается общий уровень этих эффектов, который выше мы назвали “макросейсмической интенсивностью” или “балльностью”. Для оценки балльности могут быть использованы любые объекты, состояния которых до и после землетрясения различаются заметным образом. [...]

*Эффекты остаточных смещений.* Остаточное смещение создает макросейсмические эффекты двух видов. Если вышедшая на поверхность Земли верхняя кромка разрыва пересекает территорию населенного пункта, это вызывает тяжелые последствия непосредственно на разрыве: локальные повреждения фундаментов зданий и самих зданий; разрывы водопроводных и газовых труб, а также подземных линий коммуникаций; нарушения полотна улиц и дорог и т.п. Подобные нарушения наблюдались, например, во время землетрясения 23 декабря 1972 года в Манагуа (Никарагуа),  $M = 6.2$  [...]. В Западной Туркмении при Кумдагском землетрясении 14 марта 1983 года очаг небольшой магнитуды ( $M = 5.7$ ) вышел на поверхность в виде протяженной трещины

длиной около 25 км со сдвиговым смещением до 30 см. Проходя через застройку пос. Кум-Даг, разрыв вызвал разрушения фундаментов и цоколей зданий, трещины на всю высоту одноэтажных домов, порвал заборы, разорвал водо- и газопроводные трубы [...]. Число подобных примеров легко умножить.

В случае, когда верхняя кромка очага подходит близко к земной поверхности, но не проявляется на ней из-за толщи рыхлых грунтов, перекрывающих выход разрыва, под действием остаточного смещения по разрыву в толще осадков развиваются нерегулярные остаточные деформации, ведущие к локальным просадкам грунта. Если такая просадка располагается непосредственно под фундаментом здания или его части, наступает перекося конструкций и обрушение здания, полное или частичное. Подобные эффекты известны, например, в городском районе при землетрясении в Скопье (Македония) 26 апреля 1963 года [...].

*Эффекты ускорений.* Сейсмическое воздействие ускорений определяется тем, что на фронте волны ускорения возникают инерционные нагрузки, которые особенно заметно проявляются на различных контактах, при смене упругих свойств среды распространения. При больших ускорениях инерционные нагрузки могут превзойти несущую способность слабых грунтов или недостаточную устойчивость сложных форм рельефа, и тогда сейсмическое воздействие ускорений проявляется уже в рыхлых грунтах – в так называемой “зоне малых скоростей”, или на неустойчивых формах рельефа. При более прочных грунтах фронт ускорения доходит до поверхности Земли и их воздействию подвергаются прежде всего зоны контакта грунта и сооружения. Возникающие при этом силовые (инерционные) нагрузки, в зависимости от их ориентации в пространстве, приводят, в случае действия вертикальных ускорений, к раздавливанию колонн и опор первого (иногда и вышележащих) этажа, вплоть до “складывания” или “сплющивания” всего здания (землетрясения в Агадире, 1960; в Будве, 1979); в случае действия горизонтальных (точнее, косых) ускорений происходит срезание колонн и опор первого этажа и коллапс здания со сносом в сторону [...]. При воздействиях меньшей амплитуды несущие элементы первого этажа лишь повреждаются, однако и этого бывает достаточно для вывода здания из строя.

*Резонансные эффекты.* Наиболее сложно развивается процесс взаимодействия сейсмической волны и здания в дальней зоне. Сравнительно небольшие ускорения позволяют волне преодолеть зону фундамента и первого этажа без повреждения последних. Сейсмическая энергия, несомая более или менее длительными колебаниями сложного спектра, свободно проникает в здание и вызывает в нем колебания различного вида

[Медведев, Шебалин, 1967]. Формы колебания здания при этом весьма разнообразны. В случае, если одна или несколько собственных частот (колебания) здания совпадают с достаточно интенсивной частотой, присутствующей в спектре колебаний от землетрясения, и к тому же эти колебания достаточно продолжительны, наступает явление резонанса, здание раскачивается вплоть до нарушения его конструктивных элементов и может получить сильные повреждения или обрушиться.

Воздействию сильных землетрясений первой половины XX в. подвергались города с нерегулярной, нестандартной застройкой, с большим разнообразием собственных частот. В сочетании с богатым спектром сейсмических воздействий, особенно в не слишком большом удалении от ближней зоны, это приводило к тому, что каждая частотная компонента спектра находила “свою” жертву, и в результате в городах с застройкой старого типа повреждения и разрушения распределялись по площади города или поселка более или менее равномерно. В литературе содержится бесчисленное множество описаний подобных эффектов, и нам нет нужды специально останавливаться на каких-либо работах.

С развитием индустриального строительства картина изменилась. Спектральное многообразие колебательных характеристик зданий, особенно высотных, резко сократилось, и это привело к тому, что в ряде случаев явление резонанса проявлялось лишь для отдельных зданий с неудачным, относительно спектра приходящих колебаний, набором собственных частот. Типичный пример разрушения отдельных зданий на фоне сравнительно благополучного состояния остальной застройки – землетрясение в Каракасе (Венесуэла), 1967 г.,  $M = 6.5$  [...], где несколько многоэтажных зданий оказались подверженными колебаниям с резко избирательным спектром, сформированным в толще подстилающего аллювия. Аналогичные эффекты наблюдались и при других землетрясениях (избирательные повреждения зданий при Чаткальском землетрясении 1946 года в Ташкенте, при землетрясении 19 сентября 1985 года в Мексике и др.).

[...] В природе явления редко выступают в чистом, обособленном виде. При землетрясениях, разумеется, могут наблюдаться различные переходные формы макросейсмических эффектов, вызванные положением сейсмических воздействий разного типа. Это делает особенно трудным построение универсальной шкалы макросейсмических воздействий – шкалы макросейсмической интенсивности, пригодной для адекватной сравнительной оценки уровня макросейсмических эффектов при сейсмических воздействиях разного типа.

## ГЛАВА 4

### Макросейсмическая интенсивность в пункте наблюдения. Шкалы макросейсмической интенсивности

#### 4.1. Вводные замечания

Открывая этот важнейший раздел книги, автор хотел бы с полной определенностью подчеркнуть, что единственным назначением шкалы макросейсмической интенсивности является оценка уровня макросейсмической интенсивности землетрясения в некоторых пунктах земной поверхности. Попытки приписать шкале макросейсмической интенсивности другие, не свойственные ей функции, заведомо обречены на неудачу. В частности, оценка уровня или диапазона сейсмических воздействий, выраженных в ускорениях, колебательных скоростях, остаточных смещениях, длительностях, спектральных плотностях или иных физических величинах, по величине (уровню) макросейсмической интенсивности (взятой ли с карты сейсмического районирования или непосредственно оцененной на местности) есть задача совсем другой шкалы – шкалы расчетных сейсмических воздействий (РСВ). [...]

Сказанное не означает, что автор считает лишены смысла сопоставления макросейсмической интенсивности (балльности) с физическими параметрами колебаний, породивших на поверхности Земли макросейсмические эффекты того или иного уровня. Напротив, эти исследования чрезвычайно полезны и важны, так как, во-первых, они помогают оценить некоторые особенности структуры макросейсмической шкалы (в первую очередь, ее внутреннюю равномерность в том или ином диапазоне балльности) а, во-вторых, шкалы РСВ пока еще необходимы разработчикам карт сейсмической опасности и сейсмического риска, как и проектировщикам сейсмостойких сооружений.

Высказанное ранее автором соображение по части включения в шкалу соотношений параметров сейсмических воздействий [Аптикаев, Шебалин, 1988; Ершов, Шебалин, 1984; Шебалин, 1975] должны считаться ошибочными и их не следует принимать во внимание. Однако анализ этих соотношений и его результаты сохраняют свою силу, за исключением поправок, которые будут сделаны далее.

Несколько забегаая вперед, укажем здесь, что, исходя из сказанного, раздел о корреляции балльности с параметрами сейсмических воздействий должен быть изъят из текста шкалы ММСК, а сама шкала не должна входить в состав СНиПов любого назначения, поскольку является чисто геофизическим инструментом, служащим лишь для оценки балльности.

Следует учесть, что шкала довольно часто применяется в крайне жестких условиях макросейсмической съемки территорий, несколько часов или дней тому назад пораженных очередным сильным землетрясением, и это не может не влиять на структуру и редакционное оформление макросейсмической шкалы как рабочего инструмента. В связи с этим кажется целесообразным перестроить архитектуру шкалы ММСК, где на входе должны быть типы объектов и уровни их реализации, а на выходе – макросейсмическая интенсивность (балльность).

Второе важное замечание, которое должно быть сделано здесь, состоит в следующем. Лишь отдельные специалисты отдавали себе полный отчет в том, что предложенные ими градации шкалы в отдельных ее частях являются более детальными, более дробными, чем в других. Некоторые шкалы ... вообще создавались, чтобы дополнить слабо дифференцированную в высших баллах шкалу RF (Росси–Фореля). Однако гораздо чаще авторы шкал считали а priori свои шкалы равномерными, т.е. полагали, что переход от балльности  $I_i$  к балльности  $I_{i+1}$  для любых  $i$  означает одно и то же приращение балльности по какому-либо физическому признаку, ничем не обосновывая это достаточно сомнительное утверждение. Между тем, вопрос о справедливости такого утверждения, как будет показано далее, эквивалентен вопросу о ранге шкалы как измерительного устройства, а проверка шкал на внутреннюю физическую равномерность даст нам в дальнейшем довольно неожиданные результаты.

Наконец, третье, но не последнее по важности, замечание состоит в следующем: многие варианты макросейсмических шкал (в том числе, например, “абсолютная” шкала Канкани или шкала MSK-76) возникли на основе определенных теоретических рассуждений, без опоры на анализ фактических данных о реакции людей или разрушении зданий. Примеры такого “кабинетного” построения шкал будут приведены далее. Между тем автор совершенно убежден в том, что никакое построение или усовершенствование шкалы невозможно без переработки большого объема наблюдательных данных по десяткам и сотням различных объектов с разной степенью реакции на землетрясения.

#### **4.2. Некоторые сведения из теории измерений. Ранги измерительных шкал**

Процесс измерения некоторого объекта состоит в выполнении определенных технических процедур, дающих возможность однозначно приписать измеряемому объекту некоторую характеристику, соответствующую положению этого объекта среди других объектов. Когда учитель знакомится с новым набором первоклассников, первое, что он де-

дает – составляют список имен и фамилий детей своего класса. Это есть простейший вид измерения: приписывание каждому объекту его имени. Такая шкала способна лишь обеспечить функцию различения объектов. Каталог разрушительных землетрясений мира Дж.Милна использует именно такую шкалу для различения своих “разрушительных” землетрясений: каждому землетрясению приписано лишь его имя (положение в пространстве и времени), и мы не можем узнать из каталога Милна ничего больше, как бы мы этого ни хотели. Напротив, любой бюллетень хорошей сейсмической станции содержит графу, в которой указано максимальное смещение почвы на этой станции, зарегистрированное при каждом землетрясении, т.е. данные о землетрясениях, зарегистрированных этой станцией, классифицируются по абсолютной шкале смещений почвы, измеренных в системе универсальных физических единиц, а именно, в единицах длины. Однопараметрическая шкала в данном случае имеет высший ранг. Остальные возможные типы шкал имеют промежуточные ранги.

Одна из общепринятых систем ранговой типизации сейсмических шкал делит все шкалы на следующие типы:

**4.2.1. Шкала наименований.** Каждому объекту применения шкалы присваивается его собственное наименование. Шкала способна подсчитать общее число объектов и однозначно отделить один объект от другого. Объединение объектов в группы по какому-либо признаку либо невозможно, либо носит условный характер (перечисление наименований по алфавиту). Пример сейсмической шкалы такого типа приведен выше.

Далее мы рассмотрим основные типы измерительных шкал в порядке возрастания их ранга.

**4.2.2. Шкала классификации.** В этой шкале основным является указание признака, по которому любой объект относится к тому или иному классу. При числе классов  $n = 1$  шкала сводится к предыдущей, при числе классов  $n = N$  (где  $N$  – число объектов) – тоже. Поэтому для шкалы данного типа  $2 \leq n \leq N - 1$ . В шкалах данного типа отсутствуют какие-либо соотношения приоритета или порядка между ее классами: ни один из классов не считается “лучше” других, все классы могут перечисляться в любом порядке. Оптимальное число классов – от трех до семи (“закон Хартри”). В макросейсмике примером шкалы такого типа является..... описательная шкала Апулея.

**4.2.3. Шкала порядка.** Шкала содержит несколько классов и определяет порядок, в котором располагаются эти классы, а также порядок (правила) однозначного отнесения объекта к тому или иному классу. Число классов, в принципе, не ограничивается, но редко бы-

вает больше 12. Возрастание номеров градаций (классов) шкалы означает монотонное возрастание некоторого признака, оценка которого и является целью шкалы. Исключения из данного правила автоматически разрушают шкалу.

Градациям шкалы могут приписываться те или иные численные оценки (например, шкала осадков, согласно которой пространство континентов делится на засушливые, нормальные или переувлажненные районы, содержит цифры среднегодовых осадков для каждого типа районов), однако отсутствуют правила, определяющие соотношения этих численных оценок между собой. Поэтому *в шкалах такого типа запрещены какие-либо математические операции между номерами градаций шкалы.*

Любая шкала макросейсмической интенсивности а priori является шкалой порядка, поскольку землетрясению с более высоким номером градации шкалы всегда отвечают более сильные и тяжелые макросейсмические эффекты (разумеется, для шкал с обратным порядком номеров увеличению эффекта соответствует увеличение номера). Запрещение на математические операции между номерами градаций шкалы порядка здесь полностью сохраняется и имеет вполне определенный смысл: не доказав, что данная шкала является шкалой более высокого ранга, чем шкала порядка, нельзя использовать числа, характеризующие номера ее градаций, т.е. макросейсмические балльности (“grades”) в каких бы то ни было математических построениях или формулах. Для “балльностей” произвольной макросейсмической шкалы разрешены лишь математические знаки  $>$  или  $<$ . С этой точки зрения любые макросейсмические формулы, определяющие глубину очага, являются, строго говоря, незаконченными. Для “балльностей” такой шкалы не имеет, строго говоря, смысла понятие разности балльностей. Иными словами, баллы (“grades”) шкалы порядка являются строго дискретными оценками, не различимыми для своего “верхнего” или “нижнего” края, или середины. Они также не имеют права на оценку их приращений. Что касается разнообразных корреляций, то они допустимы по отношению лишь к данной градации в целом.

Любопытно, что и сопоставление разных шкал такого типа с точностью до малых долей градации (балльности) методологически неверно. Здесь, однако, надо сделать некоторые дополнительные замечания. При сопоставлении двух шкал, когда критерии некоторого балла одной шкалы достаточно близки к критериям некоторого балла другой шкалы, сомнений не возникает, и эти баллы следует считать совпадающими. Столь же прост случай, когда балл одной шкалы соответствует двум или более баллам другой шкалы (или наоборот). [...]

Несколько сложнее случаи, когда часть критериев некоторого балла одной шкалы совпадает с критериями  $i$ -го, а другая  $-(i+1)$ -го балла второй шкалы. В этом случае приходится границу проводить условно, по  $1/2$  балла, независимо от того, как распределяются внутри этого балла сами критерии. Наконец, может получиться, что  $k$ -му баллу второй шкалы соответствуют все критерии  $i$ -го балла плюс часть критериев  $(i+1)$ -го балла первой шкалы; часть критериев  $(i+1)$ -го балла первой шкалы полностью входит в критерии  $(k+1)$ -го балла второй шкалы, а остальная часть критериев  $(i+1)$ -го балла относится уже  $(k+2)$ -му баллу второй шкалы. В этом случае область  $(i+1)$ -го балла условно делится на три равные части. Подразделение балла с точностью до  $1/3$  является предельным при некотором смещении границ в шкалах порядка (кроме, разумеется, случая деления одного балла на несколько частей [...]).

**4.2.4. Шкала интервалов.** Шкала этого типа не только определяет порядок своих градаций, но и разрешает измерение приращений этих градаций. Главное свойство при этом: величина приращений не зависит от номера градации. Это означает, что между баллами шкалы интервалов разрешены операции сложения и вычитания. Однако абсолютный нуль в таких шкалах отсутствует и, следовательно, отношение между градациями не определяется, операции умножения и деления номеров градаций запрещены. Шкалы интервалов хорошо известны в физике: таковы шкалы температур  $C^\circ$ ,  $R^\circ$ ,  $F^\circ$ , шкала звездных величин и, разумеется, шкалы магнитуд землетрясений.

Между двумя параллельными шкалами, определяющими состояние одного и того же объекта (например, между шкалами температур Фаренгейта и Цельсия), всегда существует линейное соотношение с двумя коэффициентами, определяющими отношение масштабов и сдвиг нулей этих шкал  $N_1 = \alpha + \beta N_2$ . Для случая температурных шкал Фаренгейта и Цельсия это уравнение, как известно, имеет вид:  $F^\circ = 35 + 9/5C^\circ$ .

Отсюда ясно еще одно важное (а для макросейсмологии, как мы увидим, принципиально важное) свойство шкал интервалов: градации шкалы допускают использование любых долей этих градаций. Если в шкале порядка “абсолютные” размеры градаций не имели особого значения, то в случае шкалы интервалов мы уже можем и должны говорить о точности соблюдения условий шкалы и определить, насколько велики могут быть отклонения от правила равенства приращений. Применительно к шкале макросейсмической интенсивности этот вопрос будет подробно рассмотрен далее. Заметим, что, быть может, наиболее интересным примером шкалы интервалов является шкала времени.

**4.2.5. Шкала отношений или абсолютная шкала.** В шкале этого типа определен истинный (абсолютный) нуль и разрешены опе-

рации умножения и деления, т.е. определяются отношения измеряемой величины. Примером являются шкалы скорости, масс, размеров.

Легко видеть, что всякая шкала макросейсмической интенсивности почти автоматически является шкалой порядка и ни при каких условиях не может быть шкалой отношений. Нашей задачей в отношении ранга шкалы, таким образом, является: для каждой из существующих шкал – проверить, может ли она считаться шкалой интервалов и если да, то с какой точностью; новая же шкала должна строиться как максимально равномерная шкала интервалов.

### 4.3. От ранних шкал к шкалам MCS и MM

Краткий обзор истории развития макросейсмических шкал, описание некоторых шкал и их сравнение между собой опубликовал в свое время А. Зибберг [Sieberg, 1912]. В русской сейсмологической литературе обстоятельная сводка данных и ранних сейсмических шкал, а также первых карт изосейст опубликована Г.П. Горшковым и Г.А. Шенкаревой. [Горшков, Шенкарева, 1958]

Весь длинный ряд шкал макросейсмической интенсивности позволяет выделить две основные идеи, владевшие умами составителей шкалы: (а) обособить по возможности одну градацию от другой; (б) распределить весь интервал явлений, известных составителю шкалы или используемых им, более или менее поровну между заданным числом градаций; в этом смысле исследователи интуитивно стремились к тому, чтобы их шкала была как можно ближе к идеальной (строго равномерной) шкале интервалов. Ни первое, ни второе условие полностью соблюсти не удалось никому, однако ближе других к идеалу оказалась шкала RF, а также, в какой-то мере, шкала MCS (Меркалли–Канкани–Зибберг). Не вполне ясно, что получилось со шкалой MM (Меркалли модифицированная): исходные данные о фактических повреждениях при землетрясениях опубликованы не были, и каковы причины двух основных внутренних неравномерностей этой шкалы – первой, дающей заметные расхождения не только с MSK-64 (Медведев–Шпонхойер–Карник), но и с MCS в области 6-7 баллов, и второй, дающей резкое сужение полос изосейст 3 и менее баллов, а также отличную от MSK-64 и MCS границу ощутимости – сейчас выяснить трудно, но эти неравномерности одной из самых распространенных в мире шкал следует изучить досконально.

Итак, к 60-м годам XX столетия в макросейсмике образовалась достаточно сложная ситуация с макросейсмическими шкалами: в Европе (кроме Греции) и некоторых странах Азии использовалась шкала MCS, в СССР осуществлялся переход от MCS к шкале типа MSK-64, в США и большинстве стран обеих Америк делались попытки модернизации

шкалы ММ: Рихтер ввел типы построек; то же было предложено в Новой Зеландии Эйби, который, кроме того, попытался ввести во многих случаях элементы статистики через словесные выражения типа “единичные”, “немногие”, “многие” и т.п. В Америке на этом дело затормозилось. Европа начала свыкаться с идеями шкалы MSK-64, что и завершилось ... официальным ее утверждением как Европейской сейсмологической шкалы и тут же породило чрезвычайно продолжительную, солидную по характеру и непродуктивную по существу, дискуссию об усовершенствовании MSK-64. Эта дискуссия завершилась, как известно, созданием Европейской макросейсмической шкалы (EMS), неприемлемость которой будет показана далее. В отечественной сейсмологии уже в 70-е годы параллельно шли три процесса: С.В.Медведев пытался логическим путем избавиться от некоторых очевидных недостатков MSK-64; А.Г.Назаров, Н.И.Онофрасс, В.И.Шумила, В.С.Павлык, В.А.Нечаев, Л.А.Коган и другие пытались развивать различные альтернативные подходы; Н.В.Шебалин, вначале в одиночку, а затем совместно с И.А.Ершовым, Ф.Ф.Аптикаевым, Е.В.Поповой, А.Джураевым, А.С.Гехманом, Г.С.Шестоперовым и др., попытался “в чистом виде” представить, развить и довести до нового варианта шкалы те первичные радикальные идеи, которые были заложены в шкалу MSK-64 С.В.Медведевым. Всем этим направлениям посвящены дальнейшие разделы книги.

#### 4.4. Становление шкалы MSK-64. От MSK-64 к MSK-78

С.В.Медведев, как правило, очень скупо описывал как исходные данные, так и последовательные шаги, которые в конце концов привели к созданию принципиально новой, эффективной и удобной для ограниченного применения шкалы MSK-64.

Первый шаг чрезвычайной важности, сделанный С.В.Медведевым, состоял в формализации степени повреждения зданий,  $d$  (от damage). Понятие степени повреждения формировалось С.В.Медведевым постепенно. При анализе последствий Ашхабадского землетрясения им введены всего три категории (табл. 4.1, вариант I). Эти категории, в основном, были положены в основу градаций повреждения зданий в шкале ИФЗ (табл. 4.1, вариант II). Опыт применения такой градации показал, что введенные интервалы неравномерны (эта оценка была сделана качественно, на основе скорее интуиции, чем количественных данных). Поэтому в первом варианте шкалы MSK-64 была принята новая градация повреждений (табл. 4.1, вариант III). Окончательная классификация (табл. 4.1, вариант IV) уже не менялась в последующих модификациях MSK-64 (шкалы МСССС, ИФЗ-75, MSK-78, MSK-81).

ТАБЛИЦА 4.1. Степень повреждения зданий по С.В.Медведеву

## I вариант (1952): категории повреждений

I	Обвалы	Обрушение стен и перекрытий (учитываются обвалы как всего здания, так и некоторых значительных его частей)
II	Разрушения	Общие габариты здания сохранены, но основные несущие конструкции, главным образом стены, очень сильно повреждены; в отдельных случаях – обвалы небольших частей здания; восстановление несущих способностей конструкций или чрезвычайно затруднено, или исключается
III	Повреждения	Небольшие разрушения – повреждения карнизов, дымоходов, перегородок; небольшие трещины в стенах; здания могут быть восстановлены

## II вариант (1953): градации повреждений

1	Легкие	Тонкие трещины в штукатурке и в печах, осыпание побелки и т.п.
2	Значительные	Трещины в штукатурке, откалывание кусков штукатурки, тонкие трещины в стенах, трещины в перегородках, повреждение дымовых труб, печей и т.п.
3	Разрушения	Большие трещины в стенах, расслоение кладки, обрушение отдельных участков стен, падение карнизов и парапетов, обвалы штукатурки, падение дымовых труб, отопительных печей и т.п.
4	Обвалы	Обрушение стен, перекрытий и кровли всего здания или значительных частей его и большие деформации стен

## III вариант: градации повреждений

1	Легкие	Тонкие трещины в штукатурке и откалывание небольших кусков штукатурки
2	Умеренные	Небольшие трещины в стенах, откалывание довольно больших кусков штукатурки, падение кровельных черепиц, трещины в дымовых трубах, падение частей дымовых труб
3	Тяжелые	Сквозные трещины и проломы в стенах, обрушения частей зданий, разрушение связей между отдельными частями зданий, обрушение внутренних стен и стен заполнения каркаса
4	Обвалы	Полное разрушение зданий

## Шкала MSK-64: окончательный вариант (IV)

1 степень	<i>Легкие повреждения:</i> тонкие трещины в штукатурке и откалывание небольших кусков штукатурки
2 степень	<i>Умеренные повреждения:</i> небольшие трещины в стенах, откалывание довольно больших кусков штукатурки, падение кровельных черепиц, трещины в дымовых трубах, падение частей дымовых труб
3 степень	<i>Тяжелые повреждения:</i> большие и глубокие трещины в стенах, падение дымовых труб
4 степень	<i>Разрушения:</i> сквозные трещины и проломы в стенах, обрушения частей зданий, разрушение связей между отдельными частями зданий, обрушение внутренних стен и стен заполнения каркаса
5 степень	<i>Обвалы:</i> полное разрушение зданий

Можно думать, что при построении системы степеней повреждения у ее авторов определяющими были два мотива: во-первых, сделать систему степеней повреждения внутренне как можно более равномерной (интуитивное стремление к “шкале интервалов”) и, во-вторых, добиться того, чтобы шаг степени повреждения был как можно ближе к росту макросейсмической интенсивности ровно на 1 балл.

Второй, не менее важный шаг, сделанный С.В.Медведевым, состоит во введении жесткого распределения типов зданий по степени их уязвимости (сам термин “уязвимость” возник значительно позже) и, следовательно, полном отделении внутри шкалы типов зданий от степени их повреждения. В изначальных вариантах шкалы введено три группы зданий (табл. 4.2).

ТАБЛИЦА 4.2. Группы зданий по С.В.Медведеву, I вариант

Группа А	Одноэтажные дома со стенами из рваного камня, кирпича-сырца, самана и др.
Группа Б	Кирпичные и каменные дома
Группа В	Деревянные дома

Характерно, что бетонные здания в этой классификации отсутствуют, также как и крупноблочные и панельные дома. В промежуточной публикации В.Шпонхойера этот пропуск частично исправлен (табл. 4.3).

ТАБЛИЦА 4.3. Типы несейсмостойких зданий

А	Постройки из необработанного камня, сельские постройки, постройки из кирпича воздушной сушки (“адоби”), глинобитные постройки
В	Обычные кирпичные постройки, крупноблочные и сборные постройки (из готовых панелей), фахверковые здания, каменные постройки из отесанного камня
С	Укрепленные постройки, деревянные дома

В последнем варианте неясным остается значение слова “укрепленные” (“Verstärkte”). В окончательном тексте шкалы MSK-64 классификация зданий выглядит следующим образом (табл. 4.4).

ТАБЛИЦА 4.4. Типы сооружений, принятые в шкале MSK-64. Здания, возведенные без необходимых антисейсмических мероприятий

Тип А	Здания из рваного камня, сельские постройки, дома из кирпича-сырца, глинобитные дома
Тип Б	Обычные кирпичные дома, здания крупноблочного и панельного типа, фахверковые строения, здания из естественного тесаного камня
Тип В	Каркасные железобетонные здания, деревянные дома хорошей постройки

В “промежуточных” шкалах МСССС и MSK-64 из типа Б фахверковые постройки исключены; они вновь появляются в шкале MSK-78.

Третьим и, пожалуй, наиболее важным шагом было введение количественных характеристик распределения по степеням повреждения относительного числа сооружений с этими степенями повреждений.

Ранние версии шкалы ограничивались качественными указаниями – “большинство”, “многие”, “отдельные”. В промежуточном варианте появились конкретные количественные указания: “единичные, отдельные – около 5%, многие – около 50%, большинство – около 75%”. Эти цифры были затем повторены в окончательном тексте шкалы MSK-64 и существенно изменены С.В.Медведевым при переходе сначала к промежуточным шкалам МСССС и MSK-75, а затем и к шкале MSK-78 (табл.4.5).

ТАБЛИЦА 4.5. Распределение относительного числа зданий по степеням их повреждения (“количественные характеристики” по Медведеву)

Характеристики	Распределение по MSK-64	Распределение в шкалах МСССС, ИФЗ-75	Распределение по MSK-78
“Отдельные”	около 5%	около 10%	около 5%
“Многие”	около 50%	около 50%	около 20%
“Большинство”	около 75%	около 75%	около 55%

Ниже будет показано, что табл.4.5 противоречива и несет в себе как замечательные возможности дальнейшего улучшения шкалы MSK-64, так и источник большинства критических замечаний в ее адрес, справедливых и несправедливых.

Отдавая должное предшественникам С.В.Медведева, надо заметить, что введение элементов статистики в виде словесных формулировок типа “единичное”, “немногие”, “многие”, “большинство” предлагалось уже в модифицированные варианты шкалы ММ, а в работе Зиберга приводится замечательная по четкости и сжатости формулировок “Упрощенная шкала Меркалли-Зиберга”, где указана даже доля поврежденных зданий (1/4 или 1/2), однако эти предложения остались незамеченными и заслуга во введении статистических оценок в качестве основы шкалы, бесспорно, принадлежит С.В. Медведеву.

Четвертое существенное отличие шкал С.В.Медведева состояло во введении им в качестве основы для определения бальности показаний простого слабозагашенного сферического маятника (период собственных колебаний  $T = 0.25$ , декремент затухания  $D = 0.05$  от критического). Шкала 1953 г. вообще формально состояла только из показа-

ний (амплитуд) такого маятника, призванного моделировать поведение наиболее распространенного типа 2–3-х этажных кирпичных зданий; краткое описание “типичных” повреждений в духе MCS давалось как пояснение, а те важнейшие предложения по формализации степени повреждения и по уровню уязвимости зданий, которые затем привели к созданию сейсмических шкал нового поколения, были внесены в особое приложение. [...]

Переходя к анализу статистик С.В.Медведева (см. табл.4.5), сразу же заметим, что из трех характеристик распределения, предложенных в MSK-64, одновременно могут встретиться либо первая и вторая (5% и 50%), либо первая и третья (5% и 75%). Порядок степеней повреждения в шкалах MSK-64 и MSK-78 не оговаривается, но из текстов шкал следует с несомненностью, что *меньшую* долю повреждений (5%) С.В.Медведев всегда относил к зданиям с *большей* степенью повреждения, и мы будем этому следовать. Несколько забегаая вперед, укажем, что в среднем распределение зданий по степени повреждения отвечает нормальному закону распределения, и это дает нам возможность условно подсчитать средние степени повреждений и их дисперсию в шкалах MSK-64, МСССС, ИФЗ-75 и MSK-78. При обсуждении этого вопроса с автором книги С.В.Медведев (устное сообщение) с полной определенностью указал, что в шкале MSK-64 он рассматривал правую часть симметричного распределения (5%, 45%, 45%, 5%), и что цифра 50% указана им исключительно из соображений простоты и удобства. Мы будем следовать и этому указанию (в отличие от наших ранних публикаций, где принято распределение (3%, 42%, 50%, 5%)).

Если считать, что оценка 5% всегда относится к высшей, наблюдавшейся в данных условиях, степени повреждения  $d_{\max}$ , то среднее  $\bar{d} = d_{\max} - 1.5$ , а стандартное отклонение  $\sigma = 0.67$ .

Если теперь принять, что реагировала пара значений (0.75, 0.05), то полное распределение будет (0.20; 0.75; 0.05), среднее значение  $\bar{d}$  оказывается при этом смещенным в сторону увеличения на 0.4 балла (!):  $\bar{d} = d_{\max} - 1.1$ , а стандартное отклонение заниженным:  $\sigma = 0.5$ .[...]

Для тройки возможных значений, предусмотренных шкалой MSK-78, полное распределение имеет примерный вид (0.20; 0.55; 0.20; 0.05). Оно заметно отличается от гауссианы..., среднее значение степени повреждения оказывается смещенным уже на 0.4 балла,  $\bar{d} = d_{\max} - 1.9$ , но уже в сторону уменьшения балльности, а стандартное отклонение вполне приемлемо:  $\sigma = 0.77$ .

Накопленный к настоящему времени огромный объем данных по статистике степеней повреждения зданий показывает, что, в зависимости от однородности грунтовых условий и вариаций уязвимости в преде-

лах одного типа зданий, стандартное отклонение единичного определения степени повреждения  $\sigma$  варьирует от 0.5 до 1.3. Из статистик, закрепленных в разных вариантах шкалы MSK, в среднем наиболее близка к фактическому положению вещей статистика MSK-64. Надо признать, что это говорит, прежде всего, о необыкновенной интуиции С.В. Медведева, достаточно произвольно назвавшего свое известное сочетание 50% и 5%.

Наибольшие трудности ожидали С.В. Медведева при формировании перехода от степеней повреждения  $d$  к значениям балльности  $I$ . Желание по возможности более точно соблюсти условие  $\delta d = \delta I = 1$  привело к тому, что в районе 6-го балла шкалы MSK-64 возникла зона нелинейности, давшая наибольшие поводы для критики этой шкалы. Эта нелинейность не была в полной мере исправлена в шкале MSK-78.

Из сказанного ясно, почему вариант MSK-78 был встречен сейсмологами-практиками без особого энтузиазма и в настоящее время почти не применяется.

Заключительный этап преобразований шкалы MSK-64 проходил уже без участия С.В. Медведева.

[...] За основу для дальнейшей работы по модернизации шкалы MSK-64 группой экспертов была выбрана не сама эта шкала, проверенная и “обкатанная” к 1980 г. на десятках слабых и умеренных землетрясений, в том числе на нескольких катастрофических, а ее вариант MSK-78, не прошедший проверки в поле и содержащий, как это показано выше, существенный, но никем не замеченный сдвиг в соотношениях между степенью повреждения сооружений и балльностью, автоматически приводивший к смещению оценки балльности по этой шкале примерно на 1/2 балла по сравнению со шкалой MSK-64.

Что же было сделано группой экспертов с заведомо ухудшенным вариантом MSK-64 – шкалой MSK-78 – для превращения ее в “модифицированную” шкалу MSK-81?

1. Группа полностью отказалась от использования в шкале данных о повреждениях зданий, построенных с расчетом на ожидаемую макросейсмическую интенсивность 7, 8 и 9 баллов, полностью отнеся этот вопрос к компетенции специалистов по сейсмостойкому строительству. Это решение было чисто умозрительным: если бы эксперты обратились к статистике повреждений таких зданий при землетрясениях различной силы, они тотчас бы увидели, что так называемые “сейсмостойкие” здания при воздействии землетрясения столь же подвержены сочетанию регулярных и случайных факторов, что и “обычные” здания. Статистика повреждений “сейсмостойких” зданий ничем не отличается (естественно, по характеру, а не по уровню) от статистики повреждений

“обычных” зданий и, следовательно, с таким же успехом может быть использована в шкале.

2. Группа, по счастью, оставила без изменений описание степеней повреждения.

[...] С полным основанием рекомендовано организовать исследование по поведению очень высоких зданий с собственными периодами 0.5–2.0 с, водо- и газопроводов и т.п. с целью включения их в дальнейшем в текст шкалы. [...] Рекомендовано использовать данные о поведении природных объектов в качестве вспомогательной информации и продолжить дискуссию по дисбалансу при переходе от  $d$  к  $I$  при 6–7 баллах.

Последняя важная рекомендация группы экспертов – отказ от сопоставления макросейсмической интенсивности с параметрами сейсмических воздействий, которые, по мнению группы экспертов, могут использоваться как справочный материал. Наша позиция близка к этой рекомендации.[...]

[...] Эксперты полностью игнорируют статистический характер степени повреждения  $d$  единичного здания, всегда содержащую как регулярную компоненту (зависящую от балльности), так и случайную компоненту (зависящую от второстепенных особенностей конструкции, качества постройки и многих других обстоятельств); игнорируются и многочисленные фактические оценки распределения и стандартного отклонения единичных оценок степеней повреждения, опубликованные в 1968–1980 гг. В тексте говорится о “сохранении трех количественных градаций”, хотя совершенно очевидно, что в каждом ансамбле объектов одного типа одновременно могут присутствовать лишь две из них (либо “немногие” и “многие”, либо “немногие” и “большинство”, но никак не “немногие”, “многие” и “большинство” одновременно!). После этого делается решительный шаг: вместо конкретных цифр для каждой градации указывается интервал допустимых значений  $d$ : немногие  $\leq 10\%$ , многие от 20 до 50%, большинство  $\geq 60\%$ . [...] Это предложение, зафиксированное в тексте шкалы MSK-81, полностью разрушает ее как шкалу статистических оценок макросейсмической интенсивности.[...]

Так или иначе, оказывается, что в ряду шкал типа MSK наилучшей, при всех ее недостатках, остается шкала MSK-64. Всевозможные попытки “улучшения” только нарушают ее внутреннее единство. Поэтому дальнейшее усовершенствование шкал этого типа должно, на наш взгляд, осуществляться путем максимально строгой формулировки исходных принципов и последовательного их воплощения на базе полевых наблюдений.

#### 4.5. О шкале EMS

[...] В настоящем разделе мы не ставим своей целью детальный разбор шкалы EMS-92 и руководства по ее употреблению: в конце концов, ответ на вопрос о сравнительных достоинствах этой шкалы по сравнению с MSK-64 может дать только практика параллельного употребления этих шкал при обследовании ряда сильных и слабых землетрясений Европы. Тем не менее, нам кажется уместным сделать здесь ряд критических замечаний по наиболее уязвимым позициям.[...]

*Степени повреждения.* Совершенно непонятно отсутствие категории “без повреждений”;  $d = 0$  и  $d = 5$  являются пороговыми: до известного уровня воздействие может быть сколь угодно малым (порог чувствительности), после известного уровня воздействие может быть сколь угодно большим. О линейном возрастании можно говорить лишь в пределах от  $d = 1$  до  $d = 4$ .

*Количественные соотношения.* Не используется распределение числа объектов по степеням повреждения. Оно подменяется рассуждениями о количественном смысле выражений “отдельные”, “многие”, “большинство”..... шкала сама по себе не должна содержать никаких вариантов, никаких рыхлых (fuzzy) границ или оценок. Вопросы и сомнения могут возникать у специалиста, ведущего обследование последствий землетрясений, по поводу приложения той или иной категории шкалы к отдельному зданию или ансамблю зданий, но никак не в отношении самих категорий шкалы, которые в момент обследования должны быть “священными” – иначе наши ряды наблюдений никогда не будут сопоставимыми.

*Использование негативной информации.* Авторы шкалы полагают, что опасно считать эффект отсутствующим лишь потому, что он не наблюдался. Если такая позиция, с известными оговорками, может обсуждаться применительно к редконаселенным областям Азии, то в условиях густонаселенной Европы она решительно неверна. По существу, такая позиция запрещает использование так называемого радиуса осязтимости, и хотя в последнее время появились работы с убедительной ревизией радиусов зон осязтимости ряда землетрясений Европы, значение этой характеристики, в частности, для оценки магнитуды исторических землетрясений, сохраняется полностью.

*Надежность данных.* Руководство по применению шкалы довольно основательно описывает трудности с оценкой надежности получаемых данных. Здесь полезнее было бы дать простейшие советы по оценке пределов ошибок макросейсмических определений.

*Приоритеты.* Изложение эффектов землетрясения в шкале всегда в одном и том же порядке (люди; обстановка; здания) порождает ложное

заключение о том, что ощущения людей всегда дают наилучшие результаты. Поскольку это заведомо неверно, должна быть установлена некая система приоритетов.

*Примеры повреждений* (Приложение А). Одной из целей формирования шкалы должно быть создание четкой типологии повреждений. Введение в шкалу “примеров повреждений” отбрасывает шкалу по ее рангу в низшую группу “шкал наименований” (см. разд. 4.2). Текст шкалы не должен содержать никаких вариантов и порождать сомнения. [...]

*Сейсмостойкие структуры* (Приложение В). [...] Вопрос о сейсмостойких структурах переусложнен, хотя в методологическом отношении он совершенно ясен: необходимо ввести некую типологию таких структур и затем, по мере накопления наблюдательного материала, подключать их на равных правах с “обычными” зданиями к тексту шкалы.

*Сейсмологические эффекты* (Приложение С). Этот раздел необходим, если существует возможность сформулировать систему однозначных рецептов для перевода уровня реакции тех или иных сейсмогеологических явлений. [...]

*Примеры оценки интенсивности* (Приложение D). Повторим: всякого рода примеры не должны быть в составе шкалы. Полезнее разработать методические рекомендации по оценке макросейсмической интенсивности в различных ситуациях.

*Общее замечание.* Шкала для оценки макросейсмической интенсивности должна быть четкой, однозначной и недвусмысленной. Все недомения, трудности, отклонения, возникающие при применении шкалы, должны фиксироваться, накапливаться и публиковаться с тем, чтобы послужить материалом для дальнейшего совершенствования шкалы.

#### 4.6. Иные подходы

Наше изложение было бы существенно неполным, если бы мы не коснулись, хотя бы вкратце, других принципиальных подходов к созданию и использованию шкал макросейсмической интенсивности.[...]

Все неизбежные неточности и неопределенности макросейсмических оценок интенсивности землетрясений настолько раздражающе действуют на многих специалистов, что они мечтают перевести, постепенно или сразу, оценку интенсивности землетрясений на чисто инструментальную основу. К числу таких работ относятся, прежде всего, работы А.Г.Назарова и С.С.Дарбиняна. В них в качестве мерил интенсивности предлагается использовать более или менее плотные пучки спектров реакции, построенных по индивидуальным акселерограммам. В работах В.А.Нечаева предлагается попросту установить хорошую корреляцию между балльностью и ускорением и в дальнейшем пользоваться ею.

Любопытна позиция С.В.Полякова и А.М.Жарова, которые предлагают возводить в сейсмоопасных районах некие стандартные сооружения (например, каменные заборы), по реакции которых можно давать вполне сопоставимые оценки макросейсмической интенсивности. Высказывалось также предложение использовать для этой цели однотипные трансформаторные киоски (будки) и т.п.

Особняком стоят многочисленные работы по палеосейсмодислокациям. Опыт анализа современных сейсмодислокаций показывает, что корреляции с балльностью здесь крайне ненадежны, и что параметры истинных сейсмодислокаций (область развития и амплитуда смещений по разрыву) гораздо надежнее коррелируют не с балльностью, а с магнитудой землетрясений.

## ГЛАВА 6

### Особенности оценки макросейсмической интенсивности исторических землетрясений

#### 6.1. Вводные замечания

Под “историческими” землетрясениями мы здесь понимаем землетрясения, происшедшие за время от появления первых письменных и археологических свидетельств вплоть до XIX века (см. гл. 2). Макросейсмические данные этого периода отчетливо разделяются на две группы источников – археографические и археологические. К ним следует добавить гораздо более редкие данные по эпиграфике и, в последнее время, иконографические материалы, а также интересные, но наиболее трудные для интерпретации сведения о землетрясении из древней художественной литературы, преданий и легенд.

Взаимная атрибуция первых двух видов данных удается не всегда. [...] Основным препятствием здесь является отсутствие простой и надежной, применимой в полевых условиях методики определения возраста (момента образования) трещин в каменных блоках.

Как старые письменные свидетельства о землетрясениях, так и рассеянные археосейсмические данные имеют ряд особенностей, не позволяющих применить для оценки макросейсмической интенсивности на их основе такие стандартные средства, как – в первом случае – упрощенные варианты известных сейсмических шкал MM, MSK-64, MMSK-86, во втором – стандартные определения и соотношения “тип здания – степень повреждения”. Особый характер исходных макросейсмических данных требует как в первом, так и во втором случаях разработки специальных методов количественной оценки и анализа (см. разд. 6.4–6.6).

Сведения из преданий, легенд и древних художественных произведений, естественно, крайне ненадежны, однако попытка их пространственно-временной атрибуции может оказаться не лишеной смысла (см. разд. 6.6).

Изложенные далее методы анализа “нестандартных” данных об исторических землетрясениях особенно эффективны, если они применяются в комплексе. Успех археосейсмических работ С.А. Пирузяна определялся прежде всего совместным анализом исследованных “в поле” повреждений древних храмов Армении и упоминанием о повреждениях этих храмов в древних рукописях Матенадарана. Е. Гвидобони (Guidoboni) в исследовании землетрясения 1117 г. в Ломбардии с большим успехом использовала совместно архитектуру, эпиграфику и исторические хроники; Векслер (Wechsler) при изучении землетрясения 1356 г. в Базеле

с наименьшим успехом использует архитектуру, иконографию и архивы. По мере развития “новой волны” в макросейсмике подобное комплексирование разнородных данных постепенно становится обязательной нормой качественных макросейсмических исследований.

## 6.2. Письменные исторические источники

Письменные сведения о землетрясениях далекого прошлого содержатся в самых различных документах, как специально посвященных землетрясениям, так и случайных. Это могут быть специализированные исторические трактаты (в первую очередь арабские), летописи, официальные светские и церковные хроники, акты и донесения в центральные органы власти, дневники, литературные памятники, служебные и личные документы, надписи на памятниках, легенды; в более позднее время к ним добавляются газеты. Надежность исторических сведений различна и зависит от вида источника. В Европе одними из самых надежных источников являются акты епархиальных инспекций (“pastoral visits”), в странах Азии – официальные доклады и записи административного характера (при этом приходится считаться с возможностью завышения эффектов с целью получения больших средств на восстановление) [...].

Работа с письменными источниками, как правило, разделяется на три этапа. На первом этапе выполняется “источниковедческий” анализ: определяется интервал времени и территория, охваченная источником; уточняется использованный календарь, алгоритм перевода в современное западное летоисчисление, а также разница местного и мирового времени; оценивается, при консультации со специалистами, личность хроникера (если она известна) и общий уровень достоверности источника; определяются возможные пропуски в тексте и т.п. На втором этапе следует текстологический анализ: определяется терминология источника, относящаяся к землетрясениям; оцениваются возможности ложной интерпретации стихийного бедствия (хорошим примером является удар тайфуна и наводнение в Индии в 1737 г., которое иные источники упорно относят к землетрясениям); устанавливается точное соответствие древних и современных географических названий. Наконец, на последнем этапе выполняется построение локальной шкалы интенсивности (см. далее), и оценка интенсивности в отдельных пунктах в баллах современной шкалы. Ниже даются некоторые рекомендации.

Специализированные трактаты довольно редки. При работе с ними главная трудность – перевод на современный (в нашем случае – русский) язык. В особенности это касается языка восточных рукописей. Типичен пример, когда крупнейший востоковед З.М. Буниятов перевел

название известного трактата арабского ученого ас-Суйути как “Выявление потрясения по описанию землетрясения” [...], в то время как по смыслу (познание сущности явления) с очевидностью перевод названия должен был быть “Выявление землетрясения по описанию потрясения”.

Материал, содержащийся в таких трактатах, обычно достаточно надежен (в первую очередь это зависит от личности автора). В то же время нельзя исключать и того, что при использовании неизвестных нам и полностью утраченных первоисточников, автор мог руководствоваться некоей общей религиозной или национальной идеей, что могло приводить к известным смещениям оценок.

*Хроники и летописи* редко содержат сведения о землетрясениях, и их выискивание, как правило, требует затрат труда и времени [...]. Для территории России задача облегчается тем, что известная публикация свода летописей [Борисенков, Пасецкий, 1988] содержит достаточно полный предметный указатель, облегчающий отыскание и использование нужного фрагмента.

Материалы летописей и хроник имеют то преимущество, что позволяют судить об относительной равномерности представления данных о землетрясениях во времени: если для длительного интервала времени сведений о землетрясениях нет, следует сравнить число сообщений по какому-либо другому нейтральному вопросу за тот же период с некоторым другим периодом и установить, имело ли место сейсмическое затишье или же в это время возник общий информационный провал, связанный с периодом войн, завоеваний, кризисов данной цивилизации.

Огромная работа по отысканию и обработке сведений о старых землетрясениях выполнена большим количеством исследователей при подготовке к печати “Нового каталога землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.”, в дальнейшем переведенного на английский и доведенного до конца 1977 г. [Кондорская, Шебалин, 1977; Kondorskaya et al., 1982].

Эта работа не замирала до самого последнего времени и ее результаты, полученные теми же исследователями и обработанные по той же методике, регулярно публиковались в разделе “Основной каталог сильных землетрясений на территории СССР” ежегодного издания “Землетрясения в СССР” (1958–1989). Этот ежегодник не следует путать с книгой “Землетрясения в СССР” (1961), который суммирует опыт исследования землетрясений в нашей стране, накопленный к концу пятидесятых годов. [...]

Дополнительные данные о сильных землетрясениях на территории России и сопредельных стран следует искать в различных летописях, церковных хрониках, архивах Министерства внутренних дел Россий-

ской империи, в систематических воинских, таможенных и пр. рапортах, в донесениях посольств соседних стран и т.п. В настоящее время, когда стали доступными многие ранее закрытые архивы, следовало бы заново решительно взяться за поиск в этих архивах данных о природных катастрофах, в том числе – о землетрясениях.

Сведения об отдельных сильных землетрясениях могут быть обнаружены и в источниках иного рода – описаниях путешествий, переписке известных деятелей и т.п. При этом нужно быть особенно внимательным в случаях, когда работа ведется не с оригинальным текстом, а с переводом его на русский язык (см. пример в описании Великого Восточно-Сибирского землетрясения [Кондорская и Шебалин, 1977; с. 500–501]: ранее при использовании неточного перевода дневников Д. Мессершмидта считалось, что балки в Читинском остроге “треснули”, что давало совершенно неправдоподобную картину явления; замена, при правильном переводе, на “трещат” дало возможность построить разумную модель этого землетрясения).

Чрезвычайно полезным может быть анализ специальных памятных досок и надписей на некоторых важных сооружениях. [...]

Особое место в анализе долговременной сейсмичности занимают глухие и порой достаточно трудные для анализа сведения о землетрясениях в различных древнейших литературных и религиозных источниках, в преданиях и легендах.[...] К их числу прежде всего следует отнести так называемые “библейские” землетрясения. [...]

В западном сообществе сейсмологов сбор и анализ исходных сообщений о землетрясениях долгое время не пользовались особой популярностью. Более того, сама возможность любой параметризации старых исторических сообщений о землетрясениях до самого последнего времени подвергалась сомнению. Исключение составила необыкновенно содержательная и исключительно квалифицированная работа Н. Амбрэзиса и его сотрудников [Ambraseys et al., 1985].

[...] В конце восьмидесятых годов в Италии и Франции неожиданно проснулся интерес к сбору наиболее ранних упоминаний о европейских землетрясениях и к изучению их совместно с историками и археологами (Е. Гвидобони, Фогт, М. Стукки и др.).

[...] Своего рода открытием было обнаружение большого объема полноценных, точных и надежных макросейсмических данных в церковных архивах, в частности, в составе актов епархиальных инспекций (“Pastoral visits”) [...]. Еще больше сведений было обнаружено в государственных архивах и архивах отдельных городов. Эта лавина вновь обретенных сведений нуждается, прежде всего, в упорядочении и систематизации. Однако, когда этот труднейший этап будет преодолен,

на первый план выйдут две задачи:

– определение макросейсмической интенсивности в каждом пункте вместе с оценкой пределов возможных ошибок, а при наличии данных по нескольким пунктам – построение макросейсмических карт (ПБ и изосейст);

– создание полнопараметрических унифицированных сквозных каталогов отдельных сейсмоактивных регионов и Европы в целом по комплексу макросейсмических и инструментальных данных, опять-таки с обязательной оценкой возможных ошибок каждого параметра.

Некоторые вопросы, связанные с первой задачей, рассмотрены в разд. 6.4–6.6; вопросы, связанные с решением второй задачи, подробно рассмотрены в гл. 14–16. [....]

#### **6.4. Простейшая оценка макросейсмической интенсивности по историческим фрагментам: способ “вилки”**

В специальных трактатах и некоторых источниках иногда приводятся примеры излишне многословных описаний с явной избыточной информацией. Вполне уместно воспроизведение таких текстов в Базах макросейсмических данных. Оценка интенсивности по таким описаниям обычно не составляет большого труда [....].

Гораздо чаще, однако, землетрясения упоминаются в исторических источниках глухо и кратко. При небольших объемах исторических данных простейшим и очень надежным способом для оценки интенсивности является “способ вилки”, по системе “недолет”–“перелет”. Он состоит в определении, на основе имеющегося описания, минимально допустимой и максимально допустимой интенсивности, соответствующих этому описанию. Искомое значение интенсивности берется как среднее из двух крайних определений, за ошибку принимается половина разброса. Примеры: “Было страшное землетрясение”: минимальная оценка – 6 баллов, максимальная – 10 баллов, средняя оценка – 8 баллов  $\pm 2$  балла. “Было землетрясение”: минимальная оценка – 3 балла, максимальная – 7 баллов, средняя – 5 баллов  $\pm 2$  балла. “Землетрясение”. Люди опасались разрушения домов и вышли в поле: минимальная оценка – 4–5 баллов, максимальная – 7 баллов (разрушения труб могли сразу не заметить или не упомянуть, если дом остался цел), средняя – почти 6, округленно – 6 баллов  $\pm 1,5$  балла. Способ этот, естественно, очень неточен, зато ошибки оцениваются надежно и оценки в целом, в пределах ошибок, также являются чрезвычайно надежными. Заметим, что без оценки пределов ошибки этот способ не имеет никакого смысла.

### 6.5. Локальная шкала макросейсмической интенсивности: семантический дифференциал и фреймы

Способ “вилки” не снимает, из-за своей неточности, проблемы более детальной и точной оценки макросейсмической интенсивности по информативным фрагментам старых документов. Для достаточно надежного определения интенсивности землетрясений по большим более или менее однородным массивам данных желательно построение для каждого такого массива “собственной” (локальной) шкалы сейсмической интенсивности. Для построения такой шкалы автором разработана специальная методика с использованием некоторых методических приемов структурной лингвистики (“принцип семантического дифференциала”) и системного анализа (“фреймы”).

Принцип и методика использования *семантического дифференциала* СД для оценки значений были предложены Ч.Осгудом (1964). Основная идея состоит в следующем: “значение (т.е. слово) можно оценить, предлагая поместить его в любую точку шкалы между двумя антонимичными прилагательными: сильный – менее сильный – ни сильный, ни слабый – слабый” [Осгуд, 1964]. В 1963 г. Ю.Д.Апресян [Апресян, 1963] выступил с достаточной жесткой критикой этого подхода. Любопытно, что в ряде работ 70–90-х годов идея СД используется (разумеется, без ссылки на западный источник) в неявном виде. Л.А.Новиков вводит понятие “градуального антонимического ряда” [Новиков, 1982]. Формально это понятие тождественно понятию СД, однако оно не содержит того методологического богатства, которым характеризуется понятие СД.

Оставляя в стороне лингвистическую сторону вопроса, укажем, что, по существу, основной недостаток способа СД заключается в приложении его к индивидуальным понятиям значений – к словам, а это невозможно без специального контекстуального анализа, что лишает метод практической ценности. Правда, Дж.Росс [...], казалось, подтвердил мнение Ч.Осгуда о независимости результатов анализа по СД от контекста, однако во множестве задач, и прежде всего в интересующей нас задаче иерархической упорядоченности, это утверждение вряд ли справедливо.

Мы попытались существенно изменить объект приложения СД и перейти к анализу способами СД не слов, а значительно более жестко определенных семантических единиц – *фреймов*.

Понятие “фрейма” было впервые введено М.Минским (1979) и широко используется в задачах искусственного интеллекта, а в последнее время – и в лингвистике. Фрейм представляет собой такую единицу хранения информации, в которой органически сочетается представле-

ние об устройстве внешнего мира с языковой структурой. М. Минский выделяет четыре типа фреймов, среди которых нас будет интересовать лишь один – тематические фреймы. [...] Обычно выделяют “малые” и “большие” фреймы. Мы будем заниматься исключительно малыми фреймами [...].

Малый фрейм представляет собой простейшую предикативную структуру (2–10 отдельных слов-значений). [...] Вообще, насколько автор мог судить по ограниченному объему доступной ему литературы по семантике и системному анализу, при обсуждении проблем упорядоченности и классификации вопросы иерархии, чрезвычайно важные для целей нашего исследования, оказываются “не в чести” у специалистов, даже в работах, посвященных или затрагивающих вопросы систем заведомо разного уровня [...]. Для решения этой задачи мы попытались приложить некоторые приемы СД к набору тематических (в данном случае – *макросейсмических*) фреймов МФ. К сожалению, нам не известны специальные работы этого направления, главным образом, по причине технических ограничений. Вряд ли совместное использование этих понятий в целях ранговой дифференциации наборов первичных семантических элементов – макросейсмических фреймов, извлеченных из контекста исторических описаний землетрясений – является изобретением автора. Во всяком случае, автор заранее приносит свои извинения тем, чья точка зрения, подобная нашей, не упомянута нами в ссылках по крайне ограниченному знанию предмета.

“Макросейсмическим фреймом” МФ мы называем минимальную семантическую предикативную конструкцию, описывающую реакцию общества на землетрясение. Типичные примеры МФ:

- говорят, в ..... было землетрясение;
- упала посуда с полок;
- дома шатались;
- в ..... много домов пострадало;
- ужасное землетрясение;
- полное опустошение городов и деревень; и так далее, и тому подобное.

В некоторых случаях МФ образуют короткие антонимические ряды (“люди почувствовали колебания”, “люди почувствовали сильные удары и сотрясения”, “люди испугались”, “люди вышли из домов”, “люди выбежали из домов” и т.п.), однако взаимная позиция этих и других рядов может оставаться неопределенной.

Поэтому особое место в методике СД и МФ занимают случаи взаимного пересечения двух или нескольких фреймов. Пересечением мы называем случай, когда одно и то же явление, в одном и том же пункте

и в одно и то же время описывается набором из двух или более фреймов, а *пересекающиеся фреймы мы называем кофреймами*. Положение данного фрейма в системе его кофреймов позволяет оценить насколько объективна оценка макросейсмического уровня данного фрейма на данной стадии анализа.

Практически пересечения фреймов позволяют из сравнительно коротких антонимических рядов построить более длинные ряды семантически дифференцированных фреймов, а в конечном счете – полностью дифференцированный набор всех используемых фреймов.

Эта задача решается методом последовательных приближений. Нулевое приближение строится произвольно с сохранением лишь общего характера нарастания макросейсмического уровня фреймов. Все фреймы в каждом приближении последовательно нумеруются для выполнения последующих приближений.

Экспертное редактирование перечня МФ по методу СД преследует две цели: устранить случайные инверсии в упорядоченном перечне МФ и вовлечь в формальное рассмотрение все оставшиеся до поры вне системы “одинокие” фреймы. Оно осуществляется следующим способом.

Вначале рассматривается последняя пара фреймов (обратный порядок избран из психологических соображений, в принципе он может быть и прямым). Оценивается наличие или отсутствие семантической инверсии в нем. Если последний МФ по мнению эксперта (экспертов) является наиболее “сильным”, нумерация сохраняется; в противном случае пара меняется местами. МФ, оказавшийся на предпоследнем месте, сравнивается теперь с предыдущим (третьим с конца). Если инверсии нет – все остается, при наличии инверсии МФ меняются местами. После этого на инверсию с соседним МФ проверяются оба МФ этой пары – сначала нижний, потом верхний; следует аналогичное решение по каждой паре. Так, со сдвигом на 1 МФ происходит передвижение от конца к концу перечня и образование окончательного его порядка; для каждой группы кофреймов (включая исходный) вычитается ее средний номер, и система фреймов перегруппируется в строгом порядке возрастания номеров. “Одинокие” фреймы при этом входят в перегруппируемый перечень со своими исходными номерами.

Опыт показывает, что после двух-трех приближений система фреймов стабилизируется и начинает слегка осциллировать вокруг своих значений. Поскольку при каждой механической системе обработки могут встречаться случаи явных ошибок, вариант устоявшейся системы проверяется “по смыслу”, и случаи явных инверсий устраняются формализованным экспертным редактированием. После этого дифференциро-

ванная система макросейсмических фреймов считается построенной.

Далее, среди всех фреймов выбираются наиболее информативные, отличающиеся, к тому же, малым разбросом номеров своих кофреймов. Таким фреймом может быть без большой ошибки присвоена та или иная балльность по шкале MSK-64 или MMSK-86. Так, практически для всех систем фрейму “ощущалось землетрясение” соответствует макросейсмическая интенсивность 4 балла (в новое время 3–4 балла, в наиболее древних сообщениях 4–5 баллов). Появлению первых жертв на Востоке с преобладанием саманных и подобных им по податливости зданий типа А соответствует интенсивность 7, чаще 7–8 баллов, в ранней Европе это – 8 баллов, в новое время – 8–9 баллов. Сведения о крупных нарушениях течения рек, рельефа и т.п. могут быть оценены в 11 баллов. Обычно трех опорных фреймов бывает достаточно, чтобы экспертным способом распределить все фреймы по градациям балльности. Несмотря на искушение сделать это с шагом в 1/2 балла, более надежным будет градационное распределение фреймов с шагом в 1 балл. Еще лучше выполнить оба варианта градации.

Каждому индивидуальному фрейму должна быть приписана ошибка оценки макросейсмической интенсивности по этому изолированному фрейму. Ошибки оценки макросейсмической интенсивности по методу СД и МФ определяются, прежде всего, разбросом номеров его кофреймов в окончательной системе. Для “одиноких” фреймов это приходится делать, исходя из общих соображений, в том числе по способу “вилки” (см. разд. 6.4). Так, очевидно, что фрейм “было землетрясение” оценивает интенсивность с ошибкой  $\pm 1.5$ , если не  $\pm 2.0$  балла. В то же время наиболее информативные фреймы дают возможность такой оценки с ошибкой не более  $\pm 1$  балла, в редких случаях  $\pm 0.5$  балла.

Разбиением системы фреймов на градации по степеням макросейсмической интенсивности и оценкой ошибки определения макросейсмической интенсивности по каждому индивидуальному фрейму заканчивается построение локальной шкалы макросейсмической интенсивности для данного массива источников.

Ввиду новизны и важности вопроса, далее в разд. 6.9 мы приводим пример построения локальной шкалы макросейсмической интенсивности для русского перевода работы А. Перрея [Перрей, 1846; Perrey, 1842].

### 6.6. Археосейсмика

Первые известные нам систематические натурные исследования древних сооружений были выполнены еще в 50–60-х годах. [...]

Систематическое изложение проблематики и методологии археосейсмических исследований можно найти в содержательных работах А.А. Никонова [Nikonov 1988; Nikonov 1989].

Наиболее интересна и важна в практическом отношении та часть рассматриваемых работ А.А. Никонова, где он пытается систематизировать наиболее показательные признаки именно сейсмических воздействий, и среди них:

1. “Однотипные разрушения (повреждения) конструкций в пределах всего памятника (группы памятников)”.

2. “Разрушение (повреждение, деформация) не только верхних и внешних элементов (частей) конструкций, но также стен у оснований, горизонтальных выкладок, полов и даже (иногда) подвальных помещений, особенно со следами горизонтальных подвижек при ровных подстилающих поверхностях”.

3. “Определенная система и ориентировка нарушений и повреждений в виде преимущественного падения или наклона конструкций в одну (или две противоположные) сторону; определенная ориентировка трещин, преобладание или значительное развитие наклонных (следовало бы добавить – и X-образных, Н.В.Ш.) закономерно ориентированных трещин в стенах и куполах и вертикальных – в полах и выкладках.”

4. В этом пункте автор вновь перечисляет характерные признаки именно сейсмических воздействий, в том числе совпадение направления падения или наклона бытовых предметов с направлением падения строительных элементов, растрескивание наиболее уязвимых частей конструкции – “в углах, под (?) арками, над и под окнами, на стенах разнородных материалов; расширение трещин вниз (при отсутствии следов оползания и просядок) и ряд признаков горизонтальных смещений”.

5. “Повороты и развороты вокруг вертикальной оси отдельных строительных элементов (кладка, колонны, пилоны и т.п.) или закрепленных свободных (?) массивных сооружений (плиты, пирамиды надгробных памятников и др.), несимметричное выдвигание по горизонтальным плоскостям (стыкам) элементов каменной кладки (карнизов, составных частей колонн и т.п.). Наличие труднообъяснимых и нелепых смещений, повреждений, деформаций строительных элементов...”

6. “Специфические следы укрепления сооружений после сильного сейсмического воздействия (утолщение кладки, возведение контрфорсов и т.п.).”

По поводу этих пунктов необходимо высказать ряд замечаний.

Пункт 1, первая половина пункта 3 и особенно пункта 5 этого перечня не вызывают возражений. Автору этой книги приходилось наблюдать перечисленные в указанных пунктах признаки сейсмических воздействий в районах Закавказья, Сирии, Мертвых городов Пальмиры и [...], а также в южной Сицилии, и его наблюдения полностью подтверждают содержание этих пунктов.

Пункт 2: почти все описанные здесь повреждения могут быть результатом воздействия просадок грунта; непонятно также, как могут фиксироваться горизонтальные смещения в подвалах.

Вторая половина пункта 3 (о направлении трещин): здесь забыты типичные сейсмогенные X-образные трещины, и крайне сомнительны вертикальные трещины в полах.

Пункт 4: странно слышать о предметах быта, говоря об археологических памятниках древности; хотелось бы иметь пример горизонтальных сдвиговых смещений или расширения трещин вниз.

Не вызывает серьезных возражений и пункт 6. Автору книги удалось в 1987 г. бегло обследовать внешние следы реконструкции крепости Массиаф (север Сирии), построенной крестоносцами, которая была повреждена сильным землетрясением примерно на рубеже тысячелетия, восстановлена арабами, вновь сильно повреждена примерно в XIII–XV вв. и вновь укреплена турками-османами.

Дополнительные критерии сейсмогенного происхождения повреждений и разрушений прошлого могут быть проиллюстрированы [...] данными, приведенными в отчетах автора книги о сейсмологических изысканиях в Ливии и Сирии. К числу таких дополнительных критериев следует отнести:

- 1) общее “раскрытие” кладки, подобное раскрытию бутона цветка;
- 2) связанное с пунктом 1 общее расседание кладки снизу вверх;
- 3) связанное с пунктами 1 и 2 проседание замков арок и нарушение оконных и дверных перекрытий;
- 4) система X-образных трещин в стенах;
- 5) трещины в несущих каменных балках и их обрушение.

По-видимому, ни один из перечисленных видов повреждения и разрушения здания не может быть вызван причинами, иными, чем землетрясение. [...]

Наиболее сложной стороной проблемы археосейсмических наблюдений [...] является оценка макросейсмической интенсивности в месте нахождения памятника.

Попробуем сделать некоторые оценки.

*Оценка степени повреждения*, на наш взгляд, не составляет труда и выполняется по общим правилам шкал MSK-64 или MMSK-86. Очевидно, что степени повреждения  $d = 1$  и  $d = 2$  на архитектурных памятниках выделены быть не могут, поскольку они либо заглажены временем, либо неотличимы от аналогичных повреждений асейсмогенного характера.

Все сквозные трещины в каменной кладке и, по нашему мнению, более серьезные повреждения кладки (сдвигание и выдвигание отдельных

каменных блоков, нарушения замков арок и дверных или оконных перекрытий) относятся к случаю  $d = 3$ .

К случаю  $d = 4$  должно быть отнесено большинство видимых повреждений памятников прошлого, за исключением полного их обрушения. При этом следует иметь в виду, что во многих случаях видимые повреждения степени  $d = 4$  могли наступать и не в момент землетрясения, а быть результатом воздействия других факторов на сооружения, поврежденные землетрясением до уровня  $d = 3$ . Иными словами, время несколько завышает степень повреждения сооружения, достигнутую в момент землетрясения. Поэтому нам кажется более правильным присваивать зданиям с небольшими по объему и единичными (или не очень сильно развитыми) вывалами условную степень повреждения  $d = 3.5$ .

Аналогично, зданиям, сохранившим в целом конфигурацию 2–3 стен, целесообразно присваивать степень повреждения  $d = 4$ . Степень повреждения  $d = 5$  может быть, по нашему мнению, присвоена лишь случаям, когда от здания сохранилась лишь груда строительного материала. В случае же, когда какие-то части здания сохранили свою первоначальную форму, степень повреждения сооружения может оцениваться величиной  $d = 4.5$ . Примером могут служить развалины античного храма в Гарни (Армения), разрушенного землетрясением 1679 г. [...]. При последующей оценке макросейсмической интенсивности землетрясения в пункте, где расположен памятник, индивидуальное значение степени повреждения памятника формально следовало бы принимать за величину средней степени повреждения  $d$ , предусмотренную шкалой. Однако сравнение с реальными современными разрушениями зданий показало, что при этом средняя степень повреждения несколько завышается, и мы принимаем здесь оценку  $d = d_i - 0.5$ .

Рассмотрим теперь *вопрос о типе здания или сооружения*.

Здания с податливостью на уровне типа А практически не встречаются среди памятников прошлого, они недолговечны и плохо сохраняют следы перенесенных воздействий.

К зданиям и сооружениям типа Б (В) могут быть отнесены массивные сооружения из необожженного кирпича, с плотной кладкой из необработанного камня на глине и т.п., с толщиной стен не менее 1 м (крепостные стены и башни, хранилища и т.п.), а также сложные в плане сооружения из тесаного камня с обилием колоннад, прослоев, тяжелых карнизов, широких перекрытий и т.п. Здесь приходится идти на известные отклонения от строгого применения шкал типа MSK-64 или MMSK-86 и допускать различную оценку податливости сооружения для различных его частей. Так, типичный античный храм имеет внешнюю колоннаду, карнизы, портики и т.п., которые в совокупности

могут быть отнесены к типу В (В). Но в таких храмах обязательно присутствует массивная цокольная часть, а также сложенная сплошной каменной кладкой внутренняя алтарная часть правильной формы, без оконных и с одним-двумя дверными проемами. Эти части античных зданий могут быть, по уровню податливости, отнесены к типу В (С).

Все здания и сооружения из хорошо притертых больших каменных блоков, в особенности со свинцовыми скрепами, следует относить к типу В(С). Редкие примеры зданий с явными следами защитных антисейсмических мероприятий [...] должны анализироваться специально и относиться к типу В(С), Б8(В8) или Б9(В9) в зависимости от характера и качества этих мероприятий.

Высказанные выше соображения позволяют нам предложить следующую таблицу для оценки макросейсмической интенсивности (балльности) по повреждениям памятников прошлого (табл. 6.1).

ТАБЛИЦА 6.1. Оценка интенсивности (балльности)  $I$  (MSK-64)

Тип сооружения	Наблюденная степень повреждений				
	3	3.5	4.0	4.5	5.0
Б(В)	8	8.5/8	9	9.5/9	10
В(С)	9	9.5/9	10	10.5/10	11
Б8(В8)	10	10.5/10	11	11	11.5/11
Б9(В9)	10.5/11	11	11	11.5/11	11.5/12

*Примечание.* Если оценка  $I$  указана дробью, то числитель отвечает точности 0.5, а знаменатель – точности 1

## 6.7. Иконография

Иконография вошла в арсенал макросейсмических методов буквально в самые последние годы [...]. Разумеется, этот метод не может претендовать на сколько-нибудь представительную оценку макросейсмической интенсивности старых землетрясений. [...] Анализ повреждений и разрушений, изображенных на древних гравюрах, картинах и фресках, является чрезвычайно серьезным подспорьем, позволяющим уточнить (а в некоторых случаях и существенно изменить) оценку интенсивности землетрясения в том или ином городе. [...]

## 6.8. Данные о землетрясениях в старинных художественных произведениях, преданиях и легендах

Возможность использования сведений о землетрясениях, вылавливаемых в текстах древних преданий и легенд, упомянута еще Л. Христосковым и Е. Самарджиевой [...], однако более направленно этот вопрос рассмотрен в специальной работе А.А. Никонова [Никонов, 1983]. Ав-

торы этих работ совершенно справедливо полагают, что даже глухое упоминание о сильном землетрясении в той или иной местности может оказаться полезным для оценки сейсмической опасности таких сравнительно недавно освоенных территорий как Сибирь или США.

Здесь мы, однако, попытаемся пойти несколько дальше и показать на двух примерах, что даже самые неопределенные сведения о землетрясении, в соответствии с генеральной концепцией этой книги, могут быть параметризованы должным образом и представлены в виде строчки каталога.

В качестве примеров возьмем “землетрясение Гайаваты” [Никонов, 1983] и “землетрясение князя Игоря” [Друмя, Шебалин, 1985].

**“Землетрясение Гайаваты”.** А.А.Никонов первый увидел, что описание битвы Гайаваты с отцом носит отчетливые признаки катастрофического землетрясения. [...] Ссылаясь на Г.Лонгфелло, он с достаточной достоверностью очерчивает район землетрясения – Скалистые горы. Не представляет особого труда и более точная пространственно-временная атрибуция этого события. В самом деле, путь Гайаваты, по Г.Лонгфелло, лежит на запад, через страну дакотов, мимо “водопадов Миннелаги” (скорее всего, в районе Су-Фолс, Южная Дакота – водопады Пеллоустонского парка, при всей их красоте, подходят меньше, так как лежат очень далеко от “страны дакотов”), и с большой вероятностью должен был привести героя к Скалистым горам в районе штатов Монтана или Айдахо (районы Вайоминга к востоку от  $110^{\circ}W$  существенно менее сейсмичны, высокосейсмичный район в штате Юта лежит уже за пределами собственно Скалистых гор). За координаты события мы можем условно принять точку  $14^{\circ}N \pm 5^{\circ}; 112^{\circ}W \pm 3^{\circ}$ . Для оценки времени события придется вспомнить, что “время Гайаваты” – рубеж XVI и XVII вв. (высадка англичан на “Мэйфлауэре” – 1620 г., французы высаживались севернее несколько раньше – в самом конце XVI в.). С другой стороны, основные племенные союзы индейцев в районе Великих озер сложились не ранее XV в. Это дает довольно точную датировку события:  $1500 \text{ г.} \pm 100 \text{ лет}$ , возможно,  $1450 \text{ г.} \pm 150 \text{ лет}$ .

Интенсивность землетрясения, скорее всего, 9–10 баллов ( $\pm 1$  балл) (иначе оно не вызвало бы больших камнепадов, кстати говоря, характерных для землетрясений этого района). Глубина очага, по аналогии с современными землетрясениями этого района (Манхаттан (Монтана), 27 июня 1925 г.,  $M = 6.7; I_0 = 8-9, h = 20 \text{ км}$ ; Хелина (Монтана), 18 октября 1935 г.,  $M = 6.2, I_0 = 8, h = 16 \text{ км}$ ; оз.Хебген (Монтана), 17 августа 1959 г.,  $M = 7.1, I_0 = 9, h = 12 \text{ км}$ ) была, вероятно, в пределах 12–20 км, что дает оценку магнитуды  $M = 7.2 \pm 0.5$  (см. ниже гл.15).

Итак, вот наиболее вероятные параметры “землетрясения Гайаваты”:  $1500 \text{ г.} \pm 100 \text{ лет}$ ;  $44^\circ N \pm 5^\circ$ ;  $112^\circ W \pm 3^\circ$ ;  $h = 16 (8-30) \text{ км}$ ;  $M = 7.2 \pm 0.5$ ,  $I_0 = 9.5 \pm 1$ .

**“Землетрясение князя Игоря”**. Авторы популярной, но достаточно серьезной книги по сейсмологии [Друмя, Шебалин, 1985] обратили внимание на следующий текст из “Слова о полку Игореве”, относящийся к ночи побега Игоря из ставки Кончака: “... стукну Земля, въшумъ трава, вежи ся половецкіи подвизашася.” Этот текст, несомненно, представляет собой описание землетрясения. А.В. Друмя и Н.В. Шебалин предположили, что это – отголосок неизвестного нам глубокого Карпатского землетрясения. Однако, с одной стороны, специальные поиски не обнаружили упоминания о сильном землетрясении в районе Вранча. С другой стороны, описание свидетельствует об относительно малой продолжительности колебаний. Мы приходим, таким образом, к предположению о местном характере толчка<sup>1</sup>. Ставка Кончака находилась на Северском Донце примерно в пункте с координатами  $49^\circ N, 38^\circ E \pm 1$ . Сила сотрясения в ставке не превышала 5 баллов (иначе половцы проснулись бы и побег сорвался). Применяя метод вилки (см. разд. 6.4), при  $I_{min} = 3.5$  балла,  $I_{max} = 5$  баллов, получим для ставки оценку  $4-5 \pm 1$  балл; эпицентр этого местного землетрясения не мог лежать далеко от ставки, и мы можем для этого случая дать экспертные оценки интенсивности в эпицентре  $I_0 = 5$  баллов и глубины очага  $h = 7 \text{ км}$  (3–15 км), что приводит к оценке магнитуды  $M = 3.2 \pm 0.7$  (см. ниже гл. 15 и 16). Близкие по параметрам землетрясения известны здесь и в настоящее время. “Землетрясение князя Игоря” приобретает, таким образом, следующие параметры: 1185 г., начало августа  $\pm 1$  месяц;  $49^\circ N, 38^\circ E \pm 1^\circ$ ;  $h = 7 \text{ км}$  (3–15 км),  $M = 3.3 \pm 0.7$ ,  $I_0 = 5 \pm 1$ .

В своей работе 1983 г. А.А. Никонов [Никонов, 1983] выявляет по данным мифов и легенд еще несколько ранее неизвестных или плохо датированных сильных землетрясений в районах Причерноморья: – “землетрясение аргонатов” XIII–X вв. до н.э. вблизи устья р. Риони, – “землетрясение Ифигении” VII–V вв. до н.э. в западном Крыму, – “землетрясение медведя” XV в. (возможно, 1471 г.) на южном берегу Крыма.

Их анализ и определение значений основных параметров очагов, вместе с их ошибками, может быть выполнен подобным же образом.

---

<sup>1</sup> Авторам осталась неизвестной публикация А.А. Никонова [Никонов, 1997], где вопрос рассматривается достаточно подробно [ред.]

### 6.9. Пример построения локальной шкалы макросейсмической интенсивности методом семантического дифференциала и макросейсмических фреймов (СД и МФ)

Ввиду новизны вопроса и почти полного отсутствия опыта построения и использования локальных шкал макросейсмической интенсивности по методу СД и МФ, мы сочли целесообразным описать с возможной подробностью этапы построения подобной шкалы на одном примере.

1. *Определение объекта.* Определяется массив информации, внутри которого должна быть организована градуальная дифференциация (упорядоченность) МФ, имеющая конечной целью создание специально для этого массива локальной шкалы для оценки макросейсмической интенсивности. Таким массивом может быть специальный исторический трактат или серия трактатов, относящаяся к одному пространственно-временному этническому окну (например, арабские рукописи VIII–XVII вв. с данными о землетрясениях арабского мира; описательные китайские каталоги исторических землетрясений; церковные и светские хроники Латинской Америки XVI–XIX вв.; полное собрание русских летописей; набор исторических материалов средневековой Европы IX–XVII вв.; крупный описательный каталог и т.п.).

В нашем примере мы остановили свой выбор на небольшом по объему, но богатом по языку и охвату явлений тексте – на русском переводе каталога А. Перрея [Перрей, 1846]. Переводчик П. Вышнеградский блестяще, для своего времени, справился с задачей, и это выяснилось в ходе анализа: ему удалось средствами русского языка передать все разнообразие языка оригинала, создав хороший русский эквивалент системы МФ.

Использование в качестве примера очень небольшого массива данных (всего 26 печатных страниц) было, конечно, достаточно рискованным: малая статистика фреймов может привести к появлению зон неустойчивости, и новые приближения окажутся бессмысленными. Это тоже предстояло проверить в ходе эксперимента.

2. *Выбор фреймов.* Из текста последовательно выбирались и нумеровались все встречающиеся фреймы. Их поначалу оказалось 127 – неожиданно много для такого небольшого объема текста; после удаления совершенно неинформативных фреймов, явных дублей и практических синонимов (“очень сильное землетрясение” – “весьма сильное землетрясение”) в перечне осталось 104 фрейма, образовавших перенумерованный по мере поступления перечень А.

3. *Выявление пересечений (кофреймов)*. В ходе составления перечня А выделились все случаи, когда событие в одном и том же пункте (обязательное условие!) описывается не одним фреймом, а несколькими кофреймами. Каждому фрейму в этом случае приписывались (в скобках) все номера фреймов из перечня А, пересекавшиеся с данным фреймом (см. табл.6.2). Аккуратное соблюдение этого условия является решающим в методике СД и МФ. В нашем случае из 104 фреймов пересечения со своими кофреймами образовали 64 фрейма – это высокий процент, который обеспечил успех работы в целом. Надежность оценок обеспечивается, в частности, достаточно большим богатством пересечений (из 64 систем кофреймов 20 состояли из 4 и более кофреймов).

4. *Экспертное упорядочение системы макросейсмических фреймов (первое приближение, перечень В)*. Технику СД можно было бы применить непосредственно к перечню А. Однако это увеличивает без нужды объем работы, а потому первый упорядоченный перечень МФ (перечень В) проще составить экспертным методом. В табл.6.2 представлены номера фреймов и кофреймов в перечнях А и В и их описания.

5. *Формальное упорядочение по средним номерам кофреймов (второе приближение, перечень С)*. Далее работа происходит почти автоматически и может выполняться на компьютере, но с обязательным контролем каждой стадии: после составления перечня В и выписывания для каждого пересекающегося МФ номеров его кофреймов по перечню В вычисляется среднеарифметическое (с точностью до десятого) значение номера каждого фрейма  $\bar{N}$  (из номера самого фрейма и номеров всех его кофреймов). Единичные (не имеющие пересечений) фреймы сохраняют свой номер. Следующее приближение (перечень С) строится в строгом порядке возрастания  $\bar{N}$ , его фреймы нумеруются заново, новые номера получают и все кофреймы во всех группах пересекающихся фреймов. В нашем случае при выполнении этого этапа были выявлены две технические ошибки, а один фрейм решено разделить на два (“разрушилась церковь”, “разрушилась колокольня”), поскольку второй МФ может относиться к более слабому воздействию. В результате число МФ в перечне С увеличилось до 106. Изменения в перечне С, по сравнению с перечнем В, довольно значительны и в большинстве выглядят довольно убедительно. Интересно, что отдельные фреймы, имевшие налет эмоций хроникера (“разрушено много замков и деревень”) в перечне С получили довольно низкие номера.

ТАБЛИЦА 6.2. Макросейсмические фреймы

МФ по А	Кофреймы по А	МФ по В	Кофреймы по В	$\bar{N}$ по В	МФ по С	Текст МФ
1	2	3	4	5	6	7
57		1			1	Землетрясение не дошло до...
117		2			2	Говорят, слышали легкое З.
9		3			3	Кажется, было и З.
97		4			4	Весьма слабое землетрясение
71		5			5	Слабое землетрясение
58	59	6	12	9	7	Легкое землетрясение
90		7		7	6	Пустое землетрясение
20	4	8	20	14	12	Слышно в...(слышалось в...)
30		9		9	8	Слышали колебания в...
5		10		10	9	Чувствовалось землетрясение
3		11		11	10	Новое землетрясение
59	58, 96	12	6, 28	15.3	15	З. со стуком как от экипажа
44		13		13	11	Многие чувствовали З.
61		14		14	13	Довольно продолжительное З.
40		15		15	14	З. продолжалось более 1/4 часа
31		16		16	16	Весьма заметные колебания
99		17		17	17	Весьма чувствит. колебания
1		18		18	18	Многие подземные удары
38	39	19	31	25	21	Скоропроходящие подземные
4	15, 20, 63	20	29, 8, 71	32	29	удары Землетрясение
68	8, 67, 69	21	47, 33, 22	30.8	28	Ощущалось в домах
69	8, 68	22	47, 21	30	27	Ощущалось в руднике
80		23		23	19	Подземное содрогание
37		24		24	20	В тишине деревья колебались как от ветра
124	8, 122, 123	25	47, 35, 36	35.8	33	Послулись некоторые спящие
70		26		26	24	Довольно большое З.
113	112, 115	27	41,30	32.7	30	Довольное сильное З.
96	59, 95	28	12, 38	26	25	Окна постоянно отворялись
15	4, 96	29	20, 28	25.7	23	Стены сильно потрясены
115	113	30	27	28.5	26	Поколебалось все, что в домах
39	38	31	19	25	22	Удары не произвели никакого вреда
92	91	32	65	48.5	45	Волнообразные колебания, не причинившие вреда
67	8, 125, 68	33	47, 55, 21	39	35	Землетрясение не причинило никакого вреда
87	74	34	63	48.5	46	Поколебались все здания
122	8, 124, 23, 63	35	47, 25, 43, 71	44.2	39	Дома потрясены
123	8, 122, 124	36	47, 35, 25	35.8	34	В домах опрокинута мебель
77	24	37	56	46.5	42	Башня потрясена
95	96	38	28	33	31	Самое сильное землетрясение
7		39		39	36	З. редкое для этой местности
6	2	40	74	57	58	З. продолжалось много дней

Примечание: 1, 2 – номера по перечню А; 3, 4 – номера после ранжирования (перечень В); 5 – средний ранг для фрейма и его кофреймов; 6 – ранжирование на основе средних рангов (перечень С); 7 – описание фреймов; З.–землетрясение

ТАБЛИЦА 6.2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
112	113	41	27	34	32	Деревянная перегородка треснула
27	25, 26	42	48,44	44.7	40	Жители опасались разрушения домов
23	24, 63, 122	43	56, 71, 35	51.2	50	Сильное сотрясение
26	25, 27, 32	44	48, 42, 66	50	48	Жители уstraшены
98		45		45	41	Жители выбежали из домов
64	8, 63	46	47, 71	54.7	56	Жители убежали в поле
8	2, 11, 43, 62, 63, 64, 65, 67, 68, 69, 122, 123, 124, 81, 102	47	47, 92, 90, 72, 71, 46, 64, 33, 21, 22, 35, 36, 25,78,60	48.4	44	Сильное землетрясение
25	26, 27, 29	48	44, 42, 76	52.5	53	Весьма сильные удары
13	14	49	54	51.5	51	Большое землетрясение
79		50		50	49	Стаканы на столах опрокинуты
47	46, 12	51	79,87	72.3	76	Все, что повешено в доме, упало
16	17, 22, 114, 2	52	88, 80, 89, 74	76.6	82	Весьма сильное землетрясение
93		53		53	54	З. сильнее предыдущего
14	13	54	49	51.5	52	Часовые на башне оставили посты
125	67	55	33	44	38	Несколько легких трещин
24	23, 77, 93	56	43,37,53	47.2	43	Колокола (часы на башне) били не вовремя
108	109	57		57	59	– (лишний номер)
83		58	70	64	69	Стены потрескались
102	8	59		59	61	Треснули стены церкви
94	–	60	47	53.5	55	Треснули стены многих зданий
85	65	61	–	61	64	Ветхие здания разрушены
74	87, 73	62	64	63	68	Разрушен один дом
65	8, 85	63	34, 87a	61.3	65	Сброшена черепица с крыши
91	92	64	47, 62	57.7	60	Повреждено много зданий
32	26	65	32	48.5	47	Упала старая башня крепости
101		66	44	55	57	Жителям причинен ущерб
54		67		67	71	Город пострадал
120	12	68		68	72	Разорено много зданий
109	108	69	87	78	85	Повреждены все здания в городе
63	4, 8, 23, 64, 122	70	58	64	7.0	Стены разрушены
62	8	71	20, 47, 43, 46, 35	43.7	37	Трубы сброшены с домов
89		72	47	59.5	62	Много людей потеряло равновесие и упало
2	6, 8, 17, 16	73		73	78	Разрушено несколько зданий
34		74	40, 47, 88, 52	60.2	63	Разрушено множество зданий
86		75		75	80	Разрушена колокольня
29	25	75a		75	81	Разрушена церковь
84		76	48	62	66	Удар произвел много разрушений
81	8	77		77	84	Страна сильно потрясена
46	12, 47	78	47	62.5	67	Бедственное землетрясение
22	16, 52	79	87, 51	72.3	77	Лед и земля растрескались
		80	52, 99	7	83	З. причинило много несчастий

ТАБЛИЦА 6.2 (окончание).

1	2	3	4	5	6	7
48		81		81	86	При З. погибло 77 чел. (30-100)
35		82		82	87	Рой разрушительных З.
104		83		83	89	Половина деревень провалилась
126	127	84	91a	87.5	93	Разрушена половина домов
103		85		85	90	Опрокинуто много зданий
82	–	86	–	86	92	Появилось много развалин
12	18, 46, 118, 119, 120, 121 47, 114	87	95, 79, 83, 91, 63, 93, 79, 89	85.7	91	Страшное землетрясение
73	74	87a	63	75	79	Поколебались здания Разрушено много замков и деревень
17	16.2	88	52, 74	71.3	75	Более 500 чел. погибло (300-1000)
114	12, 16, 119, 121	89	87, 52, 91, 93	82.4	88	Совершенно опустошен город
43	8	90	47	68.5	73	
119	12, 114, 118	91	8, 89, 89a	89	95	Уничтожен город Большая часть населения погибла под развалинами
127	126	91a	84	87.5	94	Произведено много опустошений
11	8	92	47	69.5	74	Уезды опустошены
121	12, 114, 118	93	87, 89, 89a	89.5	96	Гора треснула
28		94		94	93	Опустошение
18	12	95	87	91	97	
55		96		96	100	Затоило рудники
106		97		97	101	Много наводнений
60		98		98	102	З. поглотило 30 десятин земли Погибло до 40000 чел. (30000-100000)
52	22	99	80	89.5	97	Одно из сильнейших З.
49	50	100	104	102	104	
107		101		101	103	Скала разлетелась в дребезги Город погребен под обломками горы
105		102		102	105	Провалилась гора
75		103		103	107	Вода отошла от берегов (цунами?)
50		104		104	106	

6. Третье приближение, перечень D (табл.6.3). На этом этапе должно выясниться, насколько успешным было упорядочение системы МФ по средним номерам  $\bar{N}$  групп кофреймов. При этом нас не должна смущать позиция некоторых “одиноких” фреймов – их положение в системе сохраняется на уровне экспертной оценки, с той только разницей, что с каждым новым приближением система МФ (следовательно, и истинная позиция “одиночных” фреймов) становится все более жесткой.

Перечень D строится точно так же, как и перечень C, по порядку возрастания новых значений  $\bar{N}$ . После второй итерации разброс кофреймов в их группах стал заметно меньше – это означает, что процесс приближений является сходящимся.

ТАБЛИЦА 6.3. Локальная шкала макросейсмической интенсивности для каталога А.Перрея [Перрей, 1846]

Баллы MSK-64	МФ по <i>D</i>	МФ по шкале	Текст МФ	Баллы MSK-64
1	2	3	4	5
I-II	1	1	Землетрясение не дошло до...	2
III	3	2	Кажется, было землетрясение	3 ± 1
	2	3	Говорят, слышали легкое землетрясение	3 ± 1
	4	4	Весьма слабое землетрясение	3.0 ± 0.5
	5	5	Слабое землетрясение	3.5 ± 0.5
	6	6	Пустое землетрясение	3 ± 1
IV	7	7	Слышали (чувствовали) колебание в...	4 ± 1
	8	8	Чувствовалось землетрясение	4 ± 1
	9	9	Новое землетрясение	4 ± 1
	10	10	Слышно землетрясение в...	3.5 ± 1
	10	11	<b>Многие чувствовали землетрясение</b>	<b>4 ± 0.5</b>
	12	12	Легкое землетрясение	4 ± 0.5
	21	13	Скоропроходящие подземные удары	4 ± 1
	16	14	Весьма заметные колебания	4.5 ± 0.5
	15	15	Землетрясение со стуком как от экипажа	4.0 ± 0.5
	17	16	Весьма чувствительные колебания	4.5 ± 0.5
	13	17	Довольно продолжительное землетрясение	4.5 ± 1
	18	18	Многие подземные удары	4.0 ± 1
	19	19	Подземное содрогание	4.0 ± 1
	20	20	В тишине деревья колебались как от ветра	4.5 ± 0.5
	14	21	Землетрясение продолжалось более 1/4 часа	4.5 ± 1
31	22	Ощущалось в домах	4.5 ± 1	
23	23	Окна постоянно открывались	4.5 ± 0.5	
V	25	24	Землетрясение	5 ± 1.5
	24	25	Довольно большое землетрясение	5 ± 1
	26	26	Стены сильно потрясены	5 ± 0.5
	22, 44	27	Удары (колебания) не произвели никакого вреда	5 ± 0.5
	27	28	Поколебалось все, что в домах	5 ± 0.5
	37	29	Проснулись некоторые спящие	5 ± 0.5
	29	30	Довольно сильное землетрясение	5 ± 1
	28	31	Самое сильное землетрясение	5.5 ± 1.5
	32	32	Землетрясение редкое для этой местности	5.5 ± 1.5
	30	<b>33</b>	<b>Деревянная перегородка трещала</b>	<b>5 ± 0.5</b>
33	34	Ощущалось в руднике	5.5 ± 1	
	35	Дома потрясены (поколебались)	5 ± 0.5	
	<b>36</b>	<b>Поколебались все здания</b>	<b>5 ± 0.5</b>	
VI	35	37	Землетрясение не причинило никакого вреда	5.5 ± 0.5
	38	38	В домах опрокинута мебель	6 ± 0.5
	49	39	Стаканы на столах опрокинуты	6 ± 0.5
	36	<b>40</b>	<b>Несколько легких трещин</b>	<b>6 ± 0.5</b>
	46	41	Жители опасались разрушения домов	6.5 ± 1
	40	<b>42</b>	<b>Жители выбежали из домов</b>	<b>6 ± 0.5</b>
	41	43	Сильное сотрясение	6 ± 1

Примечание: 2 – ранги МФ на третьей итерации; 3 – ранги МФ после редактирования; жирный шрифт – опорные МФ для привязки к баллам

ТАБЛИЦА 6.3 (продолжение)

1	2	3	4	5
VII	42	44	Башня потрясена	$6 \pm 1$
	48	45	Сильное землетрясение	$6.5 \pm 1.5$
	47	46	Колокола (часы на башне) звонили не вовремя	$6 \pm 0.5$
	50	47	Жители уstraшены	$6 \pm 1$
	52	48	Большое землетрясение	$6.5 \pm 1.5$
	80	49	Все, что повешено в доме, упало	$6 \pm 0.5$
	53	50	Часовые на башне оставили посты и убежали	$7 \pm 1$
	54	51	Весьма сильные удары	$7 \pm 1.5$
	55	52	Жителям причинен ущерб	$7 \pm 1$
	57	53	Землетрясение сильнее предыдущего	$7 \pm 1$
	45	54	Упала старая башня крепости	$7 \pm 0.5$
	34	<b>55</b>	<b>Трубы сброшены с домов</b>	<b><math>7.5 \pm 0.5</math></b>
	56	56	Множество людей потеряло равновесие и упало	$7.5 \pm 0.5$
	51	57	Треснули стены многих зданий	$7 \pm 0.5$
66	58	Сброшена черепица с крыши	$7.5 \pm 0.5$	
67	59	Стены потрескались	$7 \pm 1$	
72	60	Город пострадал	$7 \pm 1$	
VIII	68	61	Разрушен один дом	$7.5 \pm 1$
	51	62	Треснули стены многих зданий	$8 \pm 0.5$
	60	63	Повреждено множество зданий	$8 \pm 0.5$
	64	64	Землетрясение продолжалось много дней	$8 \pm 1.5$
	65	65	Треснули стены церкви	$8 \pm 0.5$
	77	66	Весьма сильное землетрясение	$7.5 \pm 1.5$
	69	67	Ветхие здания разрушены	$7.5 \pm 1$
74	68	Разорено много зданий	$8 \pm 1$	
IX	81	69	Лед и земля потрескались	$8.5 \pm 1$
	59	70	Бедственное землетрясение	$9 \pm 1.5$
	78	71	Разрушена колокольня	$9 \pm 0.5$
	86	72	Повреждены все здания в городе	$8.5 \pm 0.5$
	76	73	Разрушено несколько зданий	$9 \pm 1$
	71	74	Стены разрушены	$9 \pm 1$
	63	75	Удар произвел много разрушений	$9 \pm 1$
	79	76	Разрушена церковь	$9.5 \pm 0.5$
	70	77	Разрушено множество зданий	$9.5 \pm 1$
	62	78	Произведено много опустошений	$9.5 \pm 1$
	61	79	Совершенно опустошен город	$9.5 \pm 1$
	75	80	Разрушено много замков и деревень	$9.5 \pm 1$
	82	81	Страна сильно потрясена	$9.5 \pm 1.5$
	85	82	Землетрясение причинило множество несчастий	$9.5 \pm 1.5$
	84	83	Рой разрушительных землетрясений	$9 \pm 1$
83	<b>84</b>	<b>При землетрясении погибло от 30 до 100 чел.</b>	<b><math>9 \pm 0.5</math></b>	
87	85	Страшное землетрясение	$9.5 \pm 1.5$	
88	<b>86</b>	<b>Половина деревни обрушена ("провалилась")</b>	<b><math>9 \pm 0.5</math></b>	
89	87	Опрокинуто множество зданий	$9.5 \pm 0.5$	

ТАБЛИЦА 6.3 (окончание)

1	2	3	4	5
X	91	88	Погибло от 300 до 1000 чел.	$10 \pm 0.5$
	92	89	Появилось множество развалин	$10 \pm 1$
	93	90	Разрушена половина домов	$10 \pm 0.5$
	95	91	Уничтожен город	$10 \pm 1$
	96	92	Уезды опустошены	$10 \pm 1$
	94	<b>93</b>	<b>Большая часть населения погибла под развалинами</b>	$10 \pm 1$
	97	94	Опустошение	$10 \pm 1$
	99	95	Затопило рудники	$10 \pm 1$
	98	96	Гора треснула	$10 \pm 1$
	103	97	Одно из сильнейших землетрясений	$10.5 \pm 1.5$
	100	98	Много наводнений	$10.5 \pm 1.5$
	101	99	Землетрясение поглотило десятки десятин земли	$10.5 \pm 1$
104	<b>100</b>	<b>Город погребен под обломками горы</b>	$10 \pm 1$	
102	101	Скала разлетелась вдребезги	$10.5 \pm 1.5$	
XI	106	102	Провалилась гора	$11 \pm 1$
	105	103	Вода отошла от берегов (цунами?)	$11 \pm 1$
	90	<b>104</b>	<b>Погибло от 30000 до 100000 чел.</b>	$11 \pm 1$

В то же время в перечне D оказалось несколько инверсий, все они лежат в середине перечня, примерно в зоне номеров 65–80 (см. табл. 6.3). Мы заранее ожидали появления таких инверсий случайного характера, связанных с очень небольшим объемом исходного материала. При анализе больших массивов данных (2 спрея) уже на стадии D число инверсий было меньше, однако метод не гарантирует их полного отсутствия. Поэтому после достижения достаточной устойчивости решения в целом целесообразно провести редактирование перечня, как это описано выше, в разд. 6.5.

7. *Редактирование.* В данном случае мы выполняем это на стадии D, хотя, в принципе, следовало бы провести еще 2–3 приближения, не представляющие интереса в методическом смысле.

После редактирования, устранения технических ошибок и объединения нескольких очень близких по смыслу фреймов сформировался окончательный перечень МФ, послуживший основой для создания локальной шкалы макросейсмической интенсивности для избранного массива данных. Он приведен в таблице с соответствующим названием.

8. *Построение шкалы* (табл. 6.3). Атрибуция дифференцированной системы МФ по интенсивности MSK-64 или MMSK-85 в данном случае не представляет особого труда и легко выполняется по нескольким опорным МФ (выделены жирным шрифтом в табл. 6.3):

МФ 11 – 4 балла, МФ 33–36 – 5 баллов, МФ 40–42 – 6 баллов, МФ 55 – 7 баллов, МФ 84–86 – 9 баллов, МФ 93–100 – 10 баллов,

МФ 104 – 11 баллов.

Несколько труднее проводится граница между баллами 7 и 8, а также 8 и 9 – она, до известной степени, носит условный характер, и это должно быть отражено (в рамках нашего примера) увеличением пределов ошибки до  $\pm 1$  балла. В остальных же случаях, кроме отмеченных специально (МФ “общего” содержания), ошибка МФ может быть принята равной  $\pm 0.5$  балла. В шкале 1 мы приводим обозначения баллов римскими цифрами с точностью до 1 балла, в шкале 5 – арабскими цифрами с точностью до 0.5 балла и указанием предела ошибок. Разумеется, предлагаемое распределение МФ по баллам шкалы носит, до известной степени, условный характер и может быть уточнено при необходимости.

Приведенный пример показывает, что использование двух приемов и методики СД и МФ – пересечения МФ и попарных приоритетов МФ – позволяет построить шкалу для оценки макросейсмической интенсивности по минимальным текстовым фрагментам. Можно думать, что смысл построенной шкалы несколько шире, и, после необходимых дополнений и наращений, ее можно в виде опыта применить и к другим массивам.

## ГЛАВА 8

### Макросейсмическое поле и его изображение: карты “пункты-баллы” и карты изосейст

#### 8.1. Макросейсмическое поле

Макросейсмическим полем (МС) называется ограниченная часть земной поверхности, в каждой точке которой может быть определено значение макросейсмической интенсивности  $I$ , создаваемой источником поля – очагом этого землетрясения. Каждый индивидуальный очаг землетрясения создает свое индивидуальное макросейсмическое поле.

С самого начала могут быть определены некоторые характеристики МС-поля. Очаг землетрясения по своим размерам всегда заведомо меньше области существования макросейсмических эффектов. Поэтому МС-поле по своей геометрии является центральным, с максимальной МС-интенсивностью (балльностью) в ближайшей к источнику точке – в МС-эпицентре и, в отсутствие особенностей среды, монотонно убывающим до границы существования макросейсмических эффектов.

Сейсмическое поле – поле сейсмических колебаний – всегда является эфемерным, скоропроходящим, для его фиксации обязательно нужны приборы, работающие либо непрерывно, либо в ждущем режиме. В отличие от сейсмического поля, МС-поле гораздо более долгоживущее: период полураспада основных признаков макросейсмической интенсивности варьирует от нескольких часов (трещины в частных домах, ремонт которых владельцы начинают буквально на следующий день) до нескольких лет. Немногие или единичные свидетельства и факты могут сохраняться неопределенно долго – столетия и даже тысячелетия. [...]

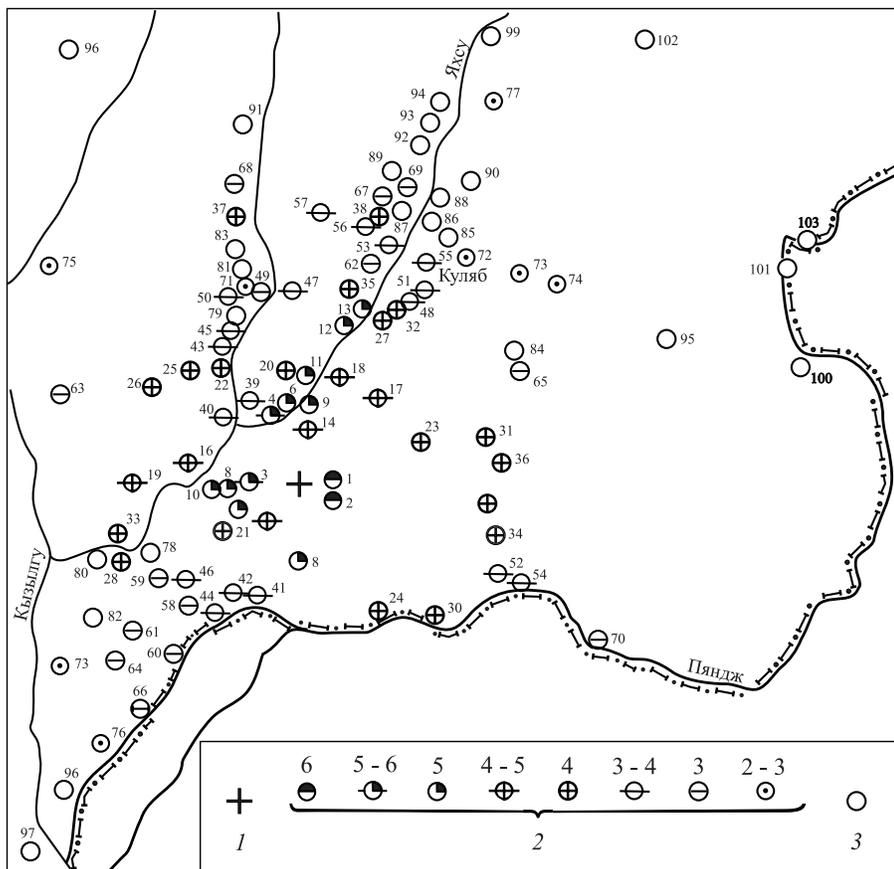
Макросейсмическое поле по своему характеру является непрерывным, однако условия для измерения его уровня существуют лишь в дискретных точках. В однородной изотропной среде простейшее изображение макросейсмического поля представляет собой набор концентрических окружностей (при квазиточечном очаге, т.е. при  $M < 4$ ) или овалов (при больших магнитудах). Вариации сейсмических скоростей в среде, окружающей очаг, приводят к пространственным вариациям коэффициента расхождения; вариации в составе и структуре (особенно трещиноватости) окружающих пород приводят к пространственным вариациям коэффициента поглощения. Оба эти фактора могут существенно исказить макросейсмическое поле землетрясений. Значительные искажения в него могут вносить параметры большого очага. [...]

Помимо генеральных искажений макросейсмическое поле, как и любое поле, в реальных условиях всегда подвержено действию помех, а потому наблюдаемые значения МС-интенсивности  $I$  всегда содержат регулярную и случайную компоненты.

### 8.2. Карта “пункты–баллы”

Первичным точечным изображением макросейсмического поля является так называемая карта “пункты–баллы” (карта ПБ, intensity data-point map – IDP-map). На такой карте показываются все пункты, для которых имеются локальные оценки макросейсмической интенсивности по фактическим данным (часто при этом эпицентральная область изображается отдельно, на врезке большего масштаба).

Карта ПБ является наиболее надежным представлением макросейсмического поля землетрясения: она содержит все фактические данные и не содержит никаких дополнительных, часто спекулятивных соображений. На рис. 8.1 приводится пример хорошей карты ПБ.



**Рис. 8.1.** Пример хорошей карты ПБ. Землетрясение 19 февраля 1974 года, Таджикистан. Сост. А.А.Коньков:

1 – эпицентр по инструментальным данным, 2 – балльность, 3 – не ощущалось; цифры – индексы населенных пунктов

Карта ПБ в принципе содержит всю информацию, необходимую для прямых и обратных задач макросейсмологии. Замена карты ПБ на привычную карту изосейст (см. далее) не может внести дополнительную информацию; напротив, такая замена всегда ведет к ее частичной утрате или искажению. Во многих случаях исследователи предпочитают прямо использовать карты ПБ, не обращаясь к картам изосейст.

В принципе желательно составление карты для каждого землетрясения, для которого имеются макросейсмические данные. В настоящее время в России применяется стандартная легенда балльности с точностью до 1/2 балла (рис.8.2). Интересным было бы применение другой легенды, в которой указывается также и точность оценки балльности (или число использованных объектов).

не ощущалось		сведений нет		ощущалось	
○	⊖	⊕	⊖	⊕	⊖
II	II-III	III	III-IV	IV	
⊕	⊖	⊕	⊖	⊕	
IV-V	V	V-VI	VI	VI-VII	
⊕	⊖	⊕	⊖	⊕	
VII	VII-VIII	VIII	VIII-IX	IX	
⊕	⊖	●	●	●	

**Рис. 8.2.** Стандартная легенда для карт ПБ, принятая в России; более IX баллов – по выбору автора карты

В подробных сейсмологических публикациях карты ПБ обычно сопровождаются публикацией таблиц “пункты – баллы” (таблицы ПБ), с указанием названия пункта, макросейсмической интенсивности в нем (в сложных и спорных случаях могут приводиться данные различных обследований. [...])

Особо подчеркнем важность выявления и картирования пунктов, в которых землетрясения не ощущались (интенсивность менее 3 баллов). Разумеется, желательно, чтобы такие пункты были выявлены по всей периферии макросейсмического поля. Лишь при соблюдении этого условия можно быть уверенным в том, что карта действительно отражает все основные черты макросейсмического поля землетрясения.

### 8.3. Изосейсты и карты изосейст

**8.3.1. Соотношение карты ПБ и карты изосейст.** Для решения ряда задач макросейсмологии, а также для получения более наглядного представления о макросейсмическом поле в целом, макросейсмическое

поле землетрясения принято изображать в виде системы более или менее гладких сечений МС-поля – карты изосейст, при построении которой мы переходим от точечного изображения макросейсмического поля к его непрерывному изображению в изолиниях. Основным методологическим противоречием, возникающим при переходе от карты ПБ к карте изосейст, является то, что индивидуальная изосейста определенной балльности проводится по пунктам с известной балльностью. В принципе, форма изосейсты и положение на карте не должны, казалось бы, зависеть от размещения пунктов с иной балльностью; в то же время лишь система всех изосейст данного землетрясения достаточно и правильно отображает макросейсмическое поле, а потому размер и положение индивидуальных изосейст не могут быть независимы от размеров и положения соседних изосейст и поля в целом. Поэтому при проведении изосейст и построении полной их карты всегда необходимо разумным образом сочетать требование соответствия индивидуальной изосейсты фактическим балльностям в пунктах и требование взаимного согласования индивидуальных изосейст в рамках единой их системы, призванной возможно более адекватно описать данное макросейсмическое поле.

Случаи, когда прогрессия средних радиусов изосейст очевидно нарушается, означают, скорее всего, использование какого-либо локального варианта шкалы макросейсмической интенсивности с систематическим расширением (или, наоборот, сужением) области применения критериев той или иной балльности. [...]

Задача построения карт изосейст по карте ПБ может решаться многими путями. Однако при этом необходимо помнить, что любая карта изосейст – не более чем интерпретация карты ПБ по тому или иному правилу (а иногда – по произвольному решению исследователя).

Основной закон изображения макросейсмического поля состоит в следующем: *для каждого землетрясения может существовать только одна верная карта ПБ и бесчисленное множество разнообразных карт изосейст, построенных на ее основе.*

К сожалению, большая часть публикуемых карт изосейст не содержит исходной информации в виде пунктов с указанной балльностью. Иногда на картах изосейст указывается лишь положение и название пунктов, для которых известна балльность [...]. И в том, и в другом случае критическое использование карты изосейст крайне затруднено, и реальная ценность такой карты может оказаться незначительной. Поэтому правило указания на карте изосейст всех пунктов с известной балльностью является обязательным. При этом не допускается изменение первичной карты ПБ: добавление или снятие отдельных пунктов, изменение оценки балльности и т.п.

[...] Когда-то термину “изосейста” придавался буквальный смысл, и изосейста проводилась как средняя линия через кольцевое облако точек с данной балльностью. Затем, однако, [...] оказалось удобнее другое представление, и ныне изосейстой принято называть внешний контур области уверенного определения данной макросейсмической интенсивности (балльности).

В сейсмологической практике сложилось достаточно стойкое представление о том, что построение карты изосейст, в общем, не является проблемой и может быть выполнено без особых предосторожностей и жестких правил. Это представление, конечно же, является ошибочным. Далее мы рассмотрим некоторые обязательные правила, которым необходимо следовать при построении карт изосейст.

Оптимальный метод построения карт изосейст должен учитывать, по крайней мере, четыре фактора. Во-первых, карта изосейст должна объективно изображать реальное макросейсмическое поле. Во-вторых, при построении системы изосейст необходимо учитывать обеспеченность этой задачи фактическими данными из карты ПБ. В-третьих, уровень и способ генерализации изосейст должен учитывать физический смысл той задачи, для решения которой карта изосейст будет служить исходным материалом. И, наконец, в-четвертых, при построении карты изосейст необходимо иметь в виду исходный статистический смысл карты ПБ, поскольку каждое из точечных значений балльности на этой карте может содержать ошибку, а в совокупности пункты карты ПБ содержат определенную долю случайного шума.

История макросеймики дает нам примеры самого различного подхода к рисовке карт изосейст, отличающихся разной степенью генерализации. [...]

**8.3.2. Карты изосейст с детальной рисовкой.** Основной принцип построения карт такого стиля очень прост: область оконтуривания со стороны большей балльности ( $i - 1$ )-й изосейстой, а со стороны меньшей балльности  $i$ -й изосейстой, не должна содержать ни одного пункта с балльностью  $I_{i-1}$  и ни одного пункта балльностью  $I_{i+1}$ . Это достигается двумя способами: пункты с “чужой” балльностью выводят за пределы данной изосейсты либо при помощи системы “полуостровов” и “заливов” (рис. 8.3, *а*), либо при помощи системы “островов” и “впадин” (рис. 8.3, *б*).

На первый взгляд, два способа детальной рисовки изосейсты – с “полуостровами” и “заливами” или с “островами” и “впадинами” – вполне эквивалентны. Однако это не так [...]. Если мы хотим, чтобы проводимая нами изосейста была бы хоть в какой-то степени объективной, мы обязаны проследить за ее информационной обеспеченностью.

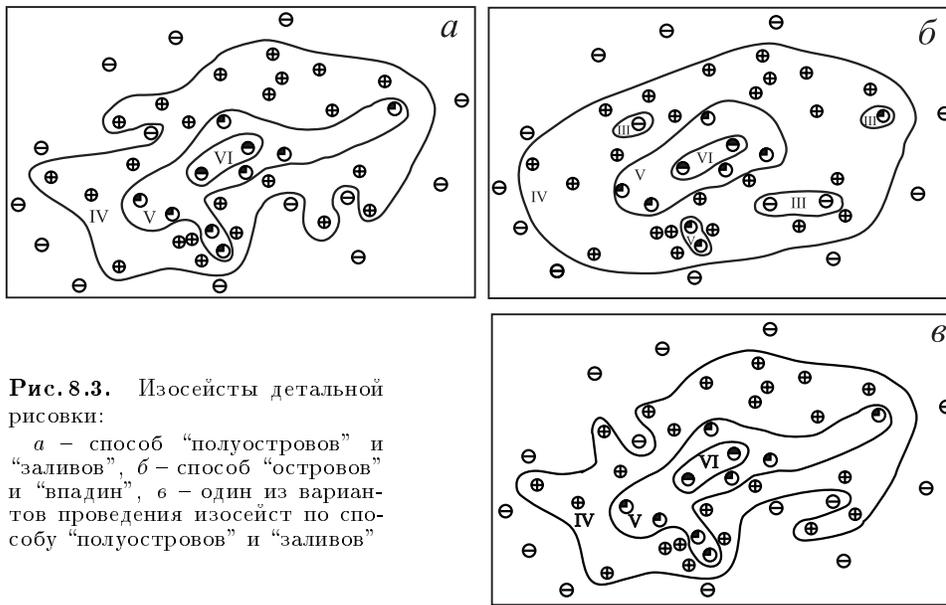


Рис. 8.3. Изосейсты детальной рисовки:

*a* – способ “полуостровов” и “заливов”, *б* – способ “островов” и “впадин”, *в* – один из вариантов проведения изосейст по способу “полуостровов” и “заливов”

Так, по одной точке можно провести лишь круговую изосейсту, по двум – эллиптическую и т.д. В этих условиях, если простые (круговые и т.д.) контуры “островов” и “впадин”, охватывающих точки или группы точек с “выпадающей” из гладкой картины макросейсмической интенсивностью, могут считаться достаточно обоснованными (рис. 8.3, *б*), то контуры “полуостровов” и “заливов”, представляющие собой кривые высокого порядка, фактическим материалом совершенно не обеспечены и могут быть проведены совершенно произвольно во множестве вариантов (рис. 8.3, *а*).

На наш взгляд, детальная рисовка изосейст не нужна. В ее защиту обычно говорят, что минимальная генерализация изосейст (или отсутствие всякой генерализации) необходима при решении задач о влиянии свойств среды (грунта) в пунктах оценки балльности. Соглашаясь с этим, заметим, что для решения задач оценки параметров среды абсолютные значения интенсивности не играют роли, а потому такие задачи в принципе должны решаться на основе *разностных карт*, на которых закартированы отклонения интенсивности от некоторого среднего уровня, представляемого генерализованной картой. Таким образом, даже при решении задач анализа локальных вариаций интенсивности построение генерализованных карт оказывается необходимым.

**8.3.3 Обобщенные (генерализованные) карты изосейст.** В современной отечественной практике сложились две различные, достаточно последовательные системы сглаживания макросейсмического

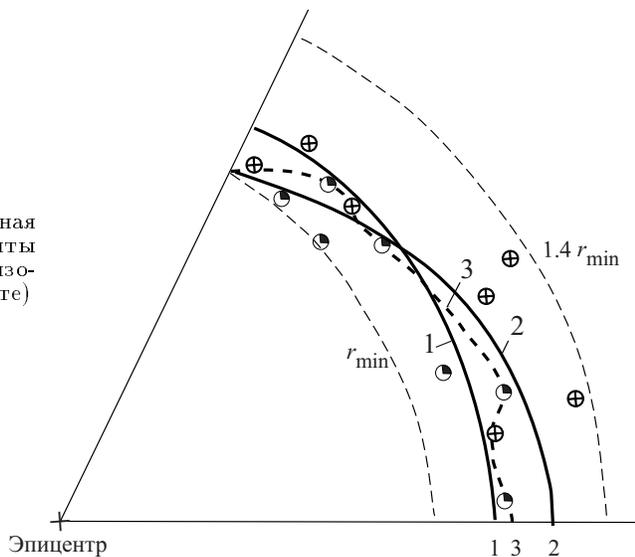
поля заданного картой ПБ. Каждая из этих систем рассчитана на решение определенного класса геофизических задач.

Одна система предназначена для исследования особенностей распределения в земной коре зон с различным затуханием, т.е. для решения обратной задачи о среде [...]. При этом естественно стремиться получить из карт изосейст особенности затухания балльности, максимально зависящие от среднемасштабных (порядка мощности коры) локальных условий и минимально зависящие от параметров очага. Оптимальной картой изосейст при этом является карта, в которой точность проведения изосейст всюду одинакова (карта с постоянной абсолютной точностью проведения изосейст).

Другая система, разработанная в основном автором этой книги [Шебалин, 1968; Shebalin, 1974], предназначена, в первую очередь, для выявления наиболее общих характеристик зависимости макросейсмического поля от магнитуды и эпицентрального расстояния и решения, на основе полученных уравнений макросейсмического поля [...], ряда прямых и обратных задач макросейсмологии, в том числе – определение параметров очага землетрясения. При этом оказывается достаточным использование карт, в которых изосейсты проведены с постоянной погрешностью логарифма эпицентрального расстояния [...], т.е. карт с постоянной относительной точностью проведения изосейст. Существует принципиальное различие в технике построения изосейст разного уровня генерализации. Оно состоит в том, что гораздо легче сформулировать и использовать строгие правила для более глубоко генерализованной системы изосейст, изображаемых более простыми по форме замкнутыми кривыми, чем для построения детализированных изосейст. На каждом конкретном участке проведения части изосейсты в случае генерализации ее можно представить частью кривой первого, второго, в крайнем случае, третьего-четвертого порядка. Если отрезок изосейсты “держат” два, три, четыре пункта карты ПБ, эту задачу можно решить строго, причем единственным образом. Проведение более сложных кривых всегда будет, в той или иной степени, произвольным, и оговорить условия этого произвола практически очень сложно. В качестве иллюстрации на рис. 8.4 приведен пример различных решений для фрагмента изосейсты с углом раствора  $60^\circ$  в полосе шириной от  $r_{\min}$  до  $1.4r_{\min}$ , т.е. в зоне со средней вариацией интенсивности на  $1/2$  балла при коэффициенте затухания балльности  $\nu = 3.5$ ; в этой полосе размещаются семь пунктов с балльностью 4 и семь пунктов с балльностью 5. Легко видеть, что при допущении двух “чужих” пунктов каждого балла изосейста хорошо аппроксимируется частью окружности (кривая 1), при допущении одного “чужого” пункта каждого балла уже

необходим эллипс (кривая 2). И в том и в другом случае допустимые вариации их параметров незначительны. Если же потребовать, чтобы “чужих” пунктов не было, задача становится весьма неопределенной с точки зрения как оптимальной конфигурации отрезка изосейсты, так и ее площади (кривая 3).

**Рис. 8.4.** Информационная обеспеченность и варианты проведения фрагмента изосейсты (объяснение в тексте)



Совершенно очевидно, что чем меньше имеется пунктов с некоторой балльностью, тем проще должна быть форма изосейсты. В реальных случаях плотность пунктов на карте ПБ заметно уменьшается от центра к периферии. Поэтому на практике изосейсты сложной формы, отклоняющейся от круговой или эллиптической, можно надежно строить лишь в ближней зоне (изосейсты трех высших баллов). Периферийные изосейсты, отличающиеся, как правило, значительно меньшей информационной обеспеченностью, должны, по необходимости, иметь более простую форму.

Рассмотрим в связи с этим вопрос об обеспеченности исходными данными указанных выше двух способов проведения генерализованных изосейст. Оба способа требуют существенного увеличения числа ПБ с ростом кольцевых площадей изосейст. К сожалению, существующая практика макросейсмического обследования и опроса не обеспечивает такого увеличения.

Из материалов нового каталога [Кондорская и др., 1977] следует, что в среднем (для зоны Крым – Кавказ – Туркмения – республики Центральной Азии – Казахстан) из общего числа ПБ на долю кольцевых

полос с макросейсмической интенсивностью 7, 6, 5 и 4 балла приходится, соответственно, 11%, 25%, 31% и 33% от общего числа учтенных ПБ с данной балльностью.

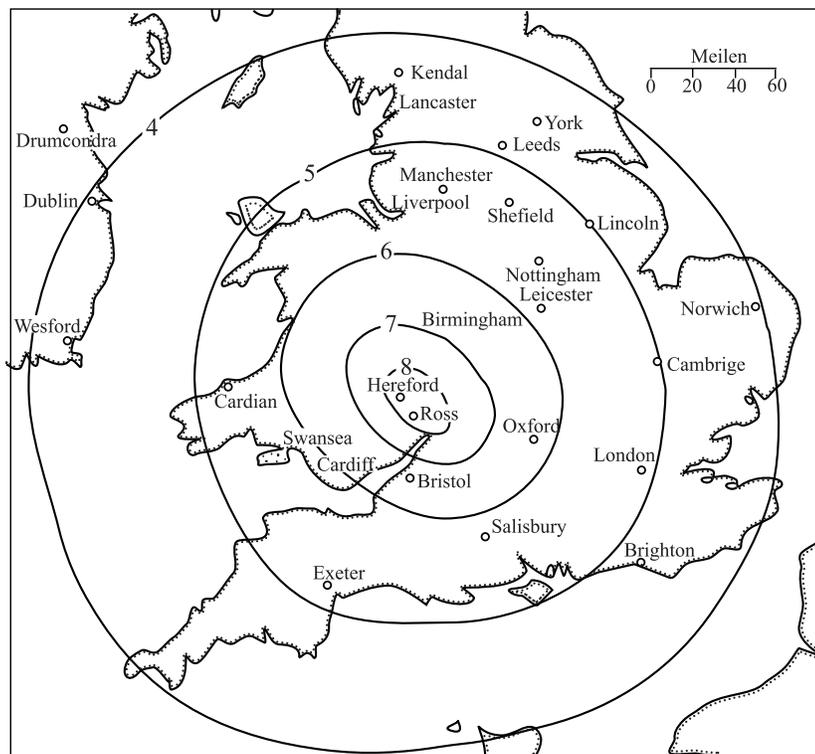
Для обеспечения карт изосейст с постоянной абсолютной точностью необходимо, чтобы на долю зон с указанной балльностью приходилось, соответственно, 1.5%, 5.5%, 20% и 73%, а для карт с постоянной относительной точностью, соответственно, 8%, 14%, 27% и 57% (подробнее см. [Бузрукова, Шебалин, 1982]). Из сравнения этих оценок следует, что реальное информационное обеспечение далеких изосейст в целом оставляет желать лучшего, в особенности это относится к картам с постоянной абсолютной точностью.[...]

#### 8.4 Аномалии макросейсмического поля

Как правило, система изосейст является односвязной и регулярной. Центры всех изосейст либо лежат близко друг к другу, либо постепенно смещаются в плане. Всюду выпуклые изосейсты мало меняют свою форму при переходе от ближней изосейсты к следующей, и мы говорим, что далекие изосейсты в целом копируют форму ближних, за исключением случая больших очагов и некоторых специальных ситуаций [.....]. Систему таких изосейст мы будем называть изображением нормального макросейсмического поля.

При разумном сглаживании к нормальному виду могут быть приведены карты изосейст многих землетрясений, однако часто встречаются и случаи, для которых карта изосейст в подобном виде представлена быть не может. Ниже мы попытаемся если не классифицировать аномалии макросейсмического поля, то, по крайней мере, выделить среди них наиболее типичные случаи. Мы не рассматриваем здесь параметры эллиптичности изосейст; строго говоря, эллиптичность и не следует считать аномалией, поскольку эллиптические изосейсты выделяются гораздо чаще, чем круговые. Параметры эллиптичности скорее играют роль в оценках сейсмической опасности. [...]

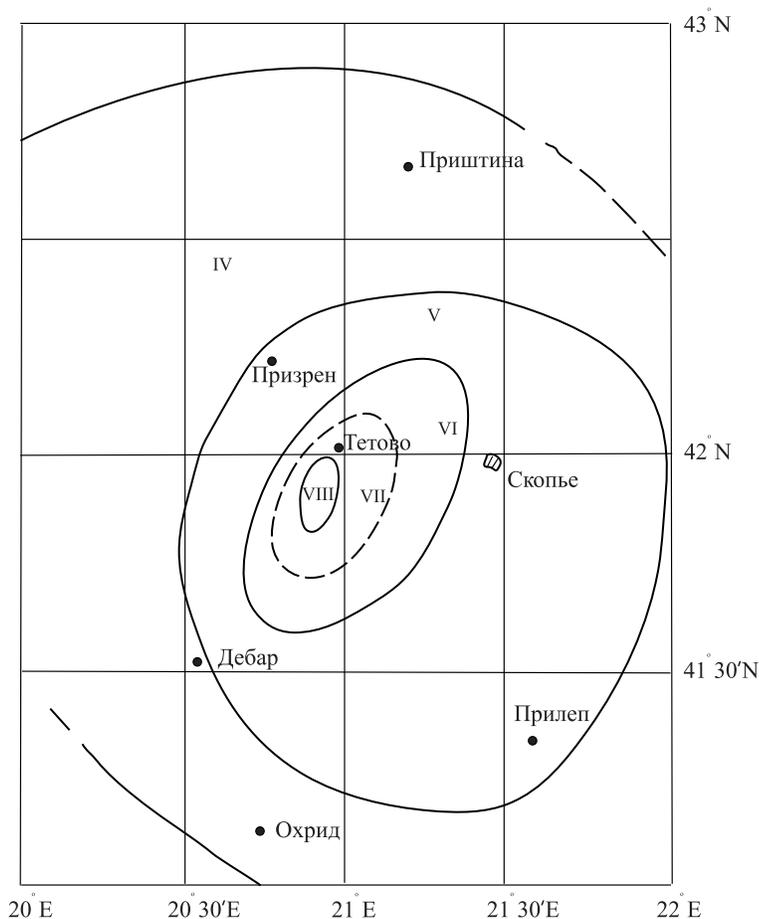
а. *Линейный эпицентр (линейно-вытянутая первая изосейста)*. Примером таких аномалий могут служить изосейсты на рис.8.5. Системы изосейст такого типа отличаются тем, что их вытянутость обусловлена в основном вытянутостью первой изосейсты, а расстояния между изосейстами, измеренные по нормалям, мало зависят от азимута. При этом вытянутость изосейсты обнаруживает хорошую корреляцию с магнитудой [Shebalin, 1974]. Вполне естественно предположение, что это аномалия – следствие большой горизонтальной протяженности очага и может быть использована для оценки этой протяженности.



**Рис. 8.5.** Пример линейно-вытянутой первой изосейсты. Карта изосейст Хирфордского землетрясения 17.12.1896г. по Девисону [Davison, 1924]. Нормальное макросейсмическое поле

б. *“Прижатые” изосейсты.* Они отличаются резким уменьшением балльности и, следовательно, сгущением изосейст в направлении, обычно перпендикулярном большей оси изосейст (рис.8.6). Создается впечатление, будто изосейсты прижаты к линейной преграде. Этот эффект объясняется либо экранирующим действием разломов, либо существованием зон повышенного поглощения [...].

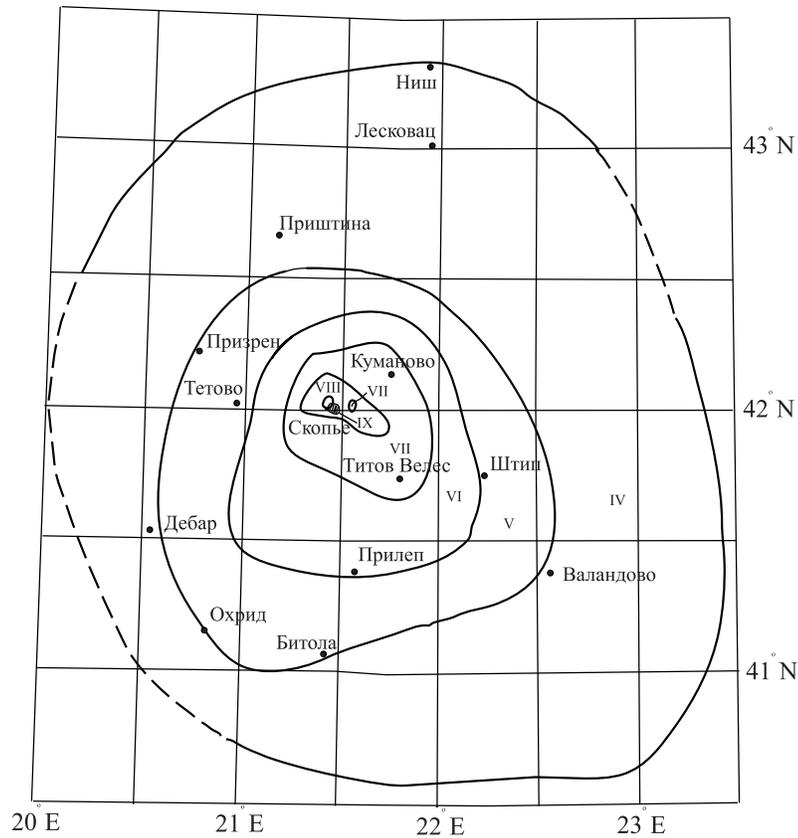
в. *Локальный эффект.* Он выражается в том, что на картину, близкую к нормальной, накладывается как бы самостоятельная система изосейст от очень мелкого землетрясения. (Не следует смешивать этот эффект с локальным усилением балльности из-за грунтовых условий – последнее может проявиться в любой части макросейсмического поля, а локальный эффект – только внутри первой изосейсты нормального поля.) Локальный эффект может быть центральным и смещенным или краевым (рис.8.7). В 1966г. автор [Shebalin, 1966] впервые предположил, что этот эффект вызывается близостью к земной поверхности верхней части очага. [...]



**Рис. 8.6.** “Прижатые” изосейсты. Землетрясение 12.3.1960 г., Тетово (Македония). Сост. Д. Хаджиевски

г. *Одностороннее вытягивание изосейст. Инверсии макросейсмического поля.* Аномалии этого типа близки между собой. Как правило, они возникают не по направлению большой оси первой изосейсты, а в перпендикулярном или косом направлении [...]. Различие между ними состоит в том, что в первом случае повышенная балльность прослеживается вдоль всего “языка” изосейсты, а во втором – зона повышения балльности отделена от основной системы изосейст областью устойчивого минимума, обоснованного, по меньшей мере, несколькими ПБ.

Аномалии этого вида трудны для интерпретации, поскольку могут вызываться несколькими причинами. Если в первом случае мы можем говорить о затухании сейсмической энергии в гипотетических волноводах как бы ни была мала вероятность их существования в земной коре



**Рис. 8.7.** Локальный эффект в изосейстах. Землетрясение 1963 года, Скопье. Сост. Д. Хаджиевски

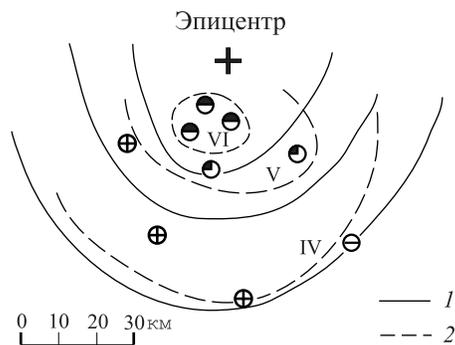
(здесь требуется сочетание ограниченной с боков зоны пониженной скорости и достаточно высокой добротности в этой зоне), то в общем случае мы можем предположить две основные причины возникновения зоны повышенной балльности на аномально большом удалении от очага.

Первая причина – среднemasштабные аномалии строения верхов земной коры с линейными размерами от первых километров до первых десятков километров и глубиной залегания от сотен метров до первых километров [...], вызывающие долгоживущие резонансные явления на периодах 0.6–1.0 с. Эффект этого рода наблюдался в Ленинакане (Спитакское землетрясение, 1988 г.), а также в Мехико-сити (1985 г.), в Каракасе (1967 г.) и других случаях.

Второй возможной причиной зонального увеличения балльности может быть эффект сейсмической эмиссии [...]. Отличительной чертой этого эффекта является существование в зоне усиления балльности

автохтонных сейсмических очагов. Эмиссионное сейсмическое излучение охотнее возбуждается при очень сильных глубоких (промежуточных) землетрясениях. Такое происхождение имеет, по нашему предположению, заметное вытягивание изосейст глубоких карпатских землетрясений в направлении Воронежского массива, а также хорошо известное систематическое усиление колебаний (по сравнению с окружающими районами) в Ташкенте при глубоких гиндукушских землетрясениях и некоторые другие случаи. Подробное изложение и исследование этого чрезвычайно интересного сейсмического явления выходит за рамки настоящей книги.

д. *Частично вытянутые изосейсты.* В данном случае речь идет не о вытянутых участках последней, 3-балльной изосейсты, вызванных просто отсутствием или малой точностью данных, а о четко фиксируемых по многим ПБ участках вытянутых изосейст вблизи эпицентра. Примером могут служить изосейсты Каратагского, Чаткальского и других землетрясений (рис. 8.8).



**Рис. 8.8.** Схема изосейст землетрясения 11 февраля 1959 года Туркмения. Сост. Непесов и др.:

1 – ложные изосейсты авторов, искусственно притянутые к инструментальному эпицентру; 2 – правильные изосейсты

В 1969 году автор высказал предположение, что такая аномалия является следствием подвижки по двум близперпендикулярным (в пространстве) плоскостям разрыва [Шебалин, 1969].

### 8.5. Пограничные землетрясения

В связи с тем, что границы государств часто проходят по горным системам с активными сейсмогенерирующими разломами, очаги землетрясений возникают непосредственно на границе государств или в непосредственной близости от нее. Если к моменту возникновения землетрясения уровень макросейсмических исследований в одной из пограничных стран был заметно ниже, чем в соседней стране, может ока-

заться, что макросейсмические сведения будут получены лишь для одной страны. Этот случай вполне подобен ситуации с очагом землетрясения в море. [...]

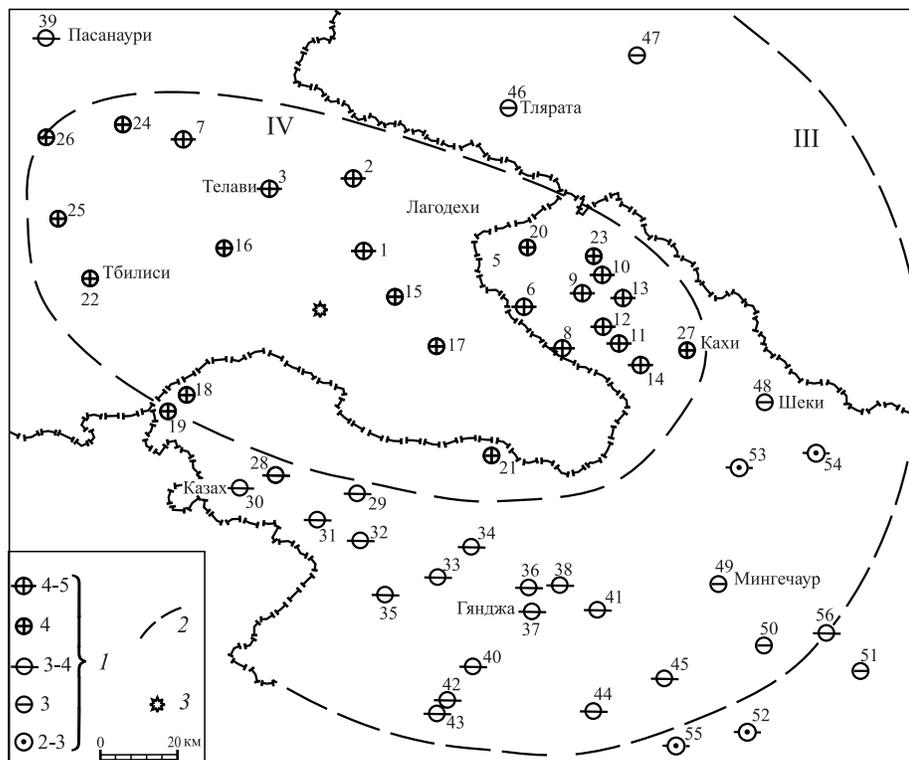
Не следует думать, что недостаточное доверие к синтезу карт изосейст по макросейсмическим данным из двух (или трех) стран является уделом лишь малоисследованных территорий Центральной Азии или Латинской Америки: можно привести десятки примеров, когда ограниченные государственной границей данные публикуются в атласах изосейст и каталогах Европы [...].

### 8.6. О некоторых затруднениях в построении карт изосейст

Наибольшие осложнения, как правило, вызывает построение первой и последней изосейсты. Последняя изосейста, являющаяся границей ощутимости землетрясения, наиболее чувствительна по отношению к качеству макросейсмической съемки. Кроме того, существует некая методическая неопределенность – иногда составители карт изосейст проводят изосейсты 2-го балла, которые в принципе не могут быть представительны, даже при использовании шкалы ММ. И уж совсем бессмысленным является проведение изосейст с интенсивностью 1 балл.

Представляется, что проведение последней изосейсты для интенсивности 3 балла должно стать правилом, соблюдение которого одновременно обеспечит надежный контроль качества карты изосейст в целом и даст возможность надежно оценить минимальную глубину и нижний предел магнитуды по макросейсмическим данным (см. гл. 15 и 16).

Эпицентры землетрясений, в силу природных причин, часто располагаются в труднодоступных местах, что грозит потерей надежных данных для построения первой изосейсты. Особенно много споров вызывает обычно случай незамкнутой первой изосейсты, а точнее – случаев, когда инструментальный эпицентр лежит явно в стороне от группы пунктов с максимальной макросейсмической интенсивностью. В таких случаях у исследователя почти всегда возникает желание “втянуть” инструментальный эпицентр в пределы первой изосейсты, и почти всегда такое решение является ложным; мы не должны забывать, что даже при наличии близких станций ошибка инструментального определения эпицентра  $\pm 10$  км вполне обычна, а в их отсутствие она может быть и вдвое, и даже вчетверо большей. Кроме того, не следует забывать и о размерах очага. Поэтому при проведении первой изосейсты инструментально определенное положение эпицентра следует игнорировать (см. рис. 8.8). В случае относительно большой области, охваченной первой изосейстой, может возникнуть соблазн обязательно выделить внутри нее изосейсту более высокого балла. Часто это



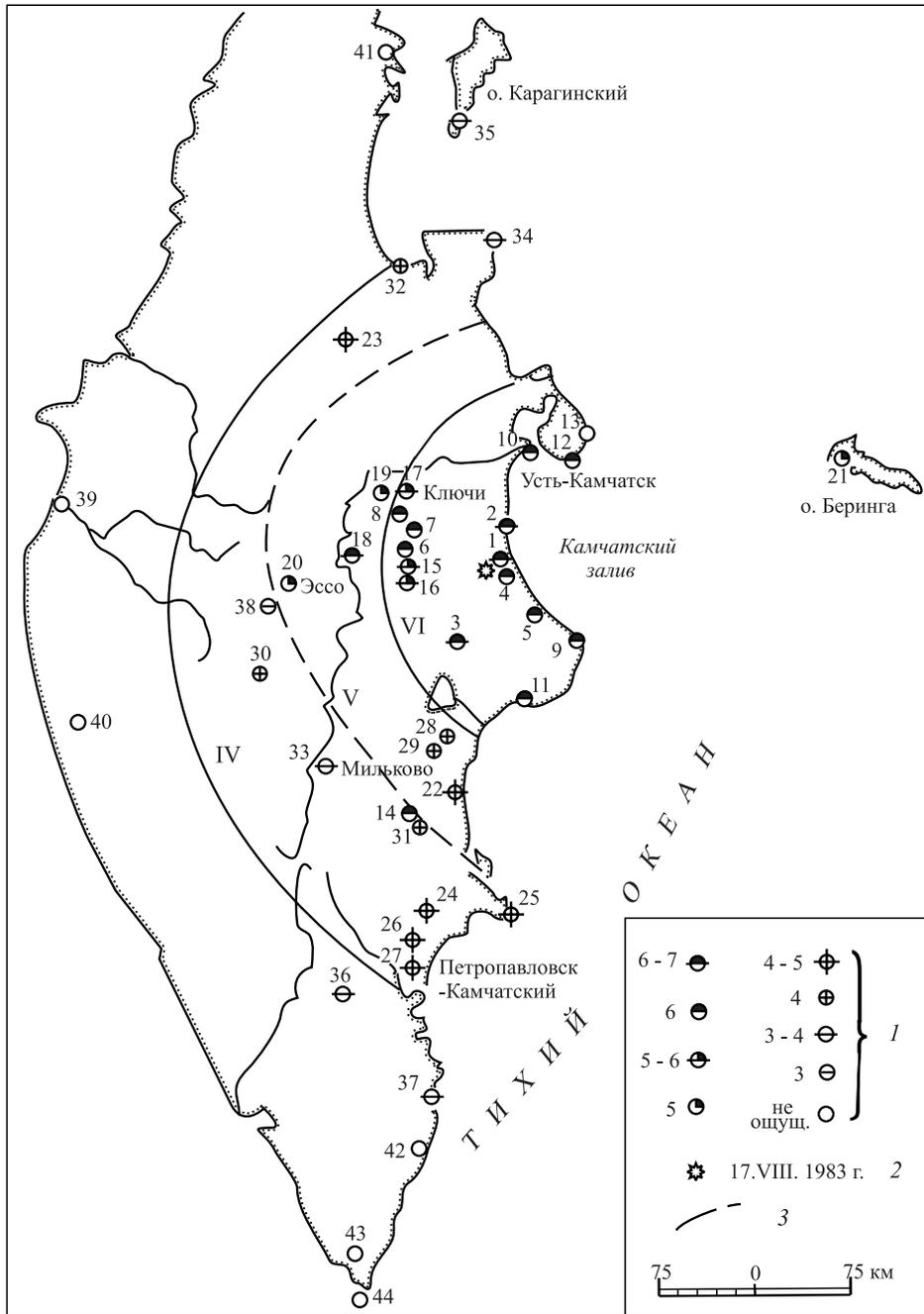
**Рис. 8.9.** Схема изосейст землетрясения 13 апреля 1989 г. ( $M = 4.6$ ,  $h = 32$  км).  
Сост. В.Г.Папалашвили, Р.Н.Шафадияев:

1 – балльность, 2 – изосейсты, 3 – макросейсмический эпицентр

оправдано (см. гл.14), однако бывают случаи, когда большие размеры первой изосейсты вызваны просто большой глубиной очага, лежащего в низах литосферы или даже глубже (рис. 8.9 и 8.10).

Как правило, последние изосейсты оказываются относительно суженными. Это может происходить по трем причинам: из-за общего невнимания к зоне слабейшей интенсивности при макросейсмической съемке; из-за возросшей роли затухания на больших эпицентральных расстояниях; из-за применения шкалы макросейсмической интенсивности, неравномерной (нелинейной) в области низших баллов. [...]

Особый случай – наличие локальных зон недоступности (пустыня, море). В таких случаях для построения хорошей карты иногда удастся получить хорошие встречные наблюдения. Примером может служить хорошо согласованная система макросейсмических наблюдений на противоположных берегах Каспийского моря при сильном Каспийском землетрясении [...].



**Рис. 8.10.** Пример кажущейся потери первой изосейсты. Землетрясение 17 августа 1983 г. ( $M = 6.8$ ,  $h = 98$  км) по данным работы [Зобин и др., 1986]:  
 1 – балльность; 2 – инструментальный эпицентр; 3 – изосейста

При публикации карт изосейст желательно следовать определенным правилам:

- географическая основа должна быть минимальной, однако указание географических координат совершенно необходимо;
- необходимо совмещение на карте всех ПБ в стандартной легенде и системы изосейст (в связи с тем, что изосейста является огибающей, соответствующая балльность должна указываться не в разрыве изосейсты, а с ее внутренней стороны);
- при перегрузке эпицентральной зоны для нее может составляться отдельная врезка в более крупном масштабе;
- желателен выбор простых метрических масштабов для основной карты или врезки (1:5000 000; 1:2500 000; 1:1000 000; 1:500 000 и т.д.);
- названия основных пунктов должны быть подписаны, для прочих возможно указание их цифрой; если карта составляется впервые, к ней должна быть приложена таблица ПБ, желательно с указанием расстояний до макросейсмического эпицентра;
- на карте или в подписи должны быть указаны название и дата землетрясения, ссылки на публикацию;
- предполагается, что база данных, находящаяся в распоряжении составителя, включает в себя полный газеттир, т.е. перечень ПБ (желательно с перечислением всех прежних его названий), с указанием географических координат пункта (в густонаселенных районах с точностью до  $0.01^\circ$ , в остальных – до  $0.1^\circ$ ).

### 8.7. Правила и алгоритмы построения карт изосейст

Различие в опыте, навыках и вкусах составителей карт изосейст неизбежны. Поэтому естественным является поиск алгоритма автоматического (“объективного”) построения карты изосейст по карте ПБ.

Задача эта, при кажущейся незамысловатости, оказалась чрезвычайно коварной и ее гибкое решение не получено до сих пор. Для того, чтобы лучше выявить трудности чисто формального подхода к построению карты изосейст, рассмотрим вначале наиболее зарекомендовавшие себя правила ручного построения генерализованных карт изосейст. Мы основываемся здесь, главным образом, на практике построения обобщенных карт изосейст, сложившейся в течение ряда лет в сотрудничестве с ведущими специалистами по макросейсмике стран Северной Евразии (Болгария – Р. Главчева; Украина – О.П. Костюк; Молдавия – А.В. Друмя; Крым – Б.Г. Пустовитенко с соавторами; Северный Кавказ – М.Н. Смирнова; Грузия – В.Г. Папалашвили; Азербайджан – Р.А. Агамирзоев и другие; Армения – Т.О. Бабаян и другие; Туркмения – Г.Л. Голинский; Узбекистан – В.К. Иодко, А.Ф. Краснова и другие; Ка-

захстан – А. Нурмагамбетов; Киргизия – К. Джанузаков и другие; Дальний Восток – Л.С. Оскорбин, Л.С. Шумилина и другие).

Для построения внутренне согласованных систем изосейст по карте ПБ нами используется следующая система правил:

1. Построение карты изосейст начинается с примерного определения положения макросейсмического эпицентра и оценки интенсивности в эпицентре (см. гл. 14); затем приближенно оконтуривается зона осязаемости землетрясения; затем строятся индивидуальные изосейсты (лучше от низших баллов к высшим); особенно внимательно строятся изосейсты локальных эффектов в эпицентральной зоне [Шебалин, 1970]. При этом определяется возможность использования карты для построения неточечной (протяженной) модели очага (см. гл. 17).

2. Каждая индивидуальная изосейста строится с соблюдением следующих требований: ищется наиболее простая, чаще всего овальная или эллипсоидная, форма изосейсты с минимальной кривизной и по возможности без участков отрицательной кривизны; число пунктов с низшей балльностью в пределах изосейсты должно быть примерно равно числу пунктов с балльностью данной изосейсты, оказавшихся за ее пределами; при необходимости проведения участков с отрицательной кривизной (а также зон инверсий балльности) указанные отклонения от простой формы изосейст должны быть обоснованы особенно надежными фактическими данными, во всяком случае с несколькими (не менее трех) пунктами для каждого такого отклонения.

3. В совокупности своей индивидуальные изосейсты должны быть согласованы между собой как локально, так и в целом. Локальное согласование заключается в требовании, чтобы последовательные изосейсты в данном азимуте не были ни слишком сближены, ни слишком удалены. На практике крайне редко встречаются случаи, когда локальные значения коэффициента затухания балльности бывают менее 2.0 или более 10.0 – каждая такая ситуация требует обоснования надежным фактическим материалом.

Согласование системы изосейст в целом заключается в двух требованиях.

Первое требование состоит в том, чтобы площади (или средние радиусы) последовательных изосейст находились между собой в определенных отношениях, отвечающих уравнению макросейсмического поля [Шебалин, 1969]. В частности, до расстояния 200–300 км площади (средние радиусы) изосейст (кроме изосейст ближней зоны) должны возрастать примерно в геометрической прогрессии, после 500 км – примерно в арифметической прогрессии.

Второе требование состоит в том, чтобы каждая внешняя изосейста по возможности наследовала форму ближайшей внутренней; нарушение этого правила (например, переориентация больших осей изосейст) должно быть по возможности плавным и надежно обоснованным фактическим материалом.

Следует постоянно помнить, что естественной формой далекой изосейсты в однородном пространстве является окружность, а потому в реальных ситуациях следует обосновать фактическим материалом не право на генерализацию изосейсты, а право на ее отклонение от простой формы с минимальной кривизной.

Соблюдение правил обеспечивает достаточную однородность систем (карт) изосейст, что облегчает их сравнение между собой на региональном и межрегиональном уровне.

Задача создания универсального алгоритма для построения карт изосейст по сути своей шире, чем простая формализация приведенных выше *частных* правил. По существу, это есть математическая задача сглаживания макросейсмического поля, представленного точечными значениями интенсивности. Эта задача не вполне тождественна другим задачам такого рода, например – задаче построения карты рельефа морского дна по системе эхолотных промеров или задаче построения сглаженного барического поля по точечным измерениям приземного давления атмосферы на метеостанциях. Основные различия состоят в следующем:

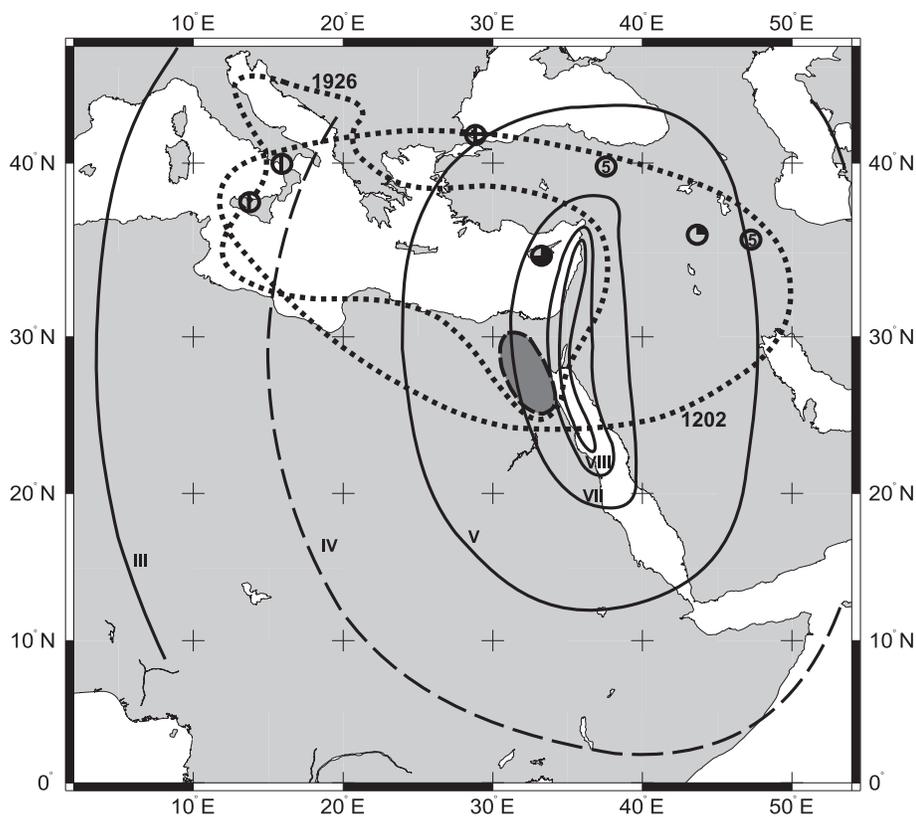
- точечные значения макросейсмической интенсивности, как правило, существенно менее точны, чем отсчеты эхолота или измерения давления;
- макросейсмическое поле есть обязательно ограниченное в пространстве поле центрального типа: последнюю изосейсту всегда окружает бесконечное поле “нулевых” значений макросейсмической интенсивности (зона неощутимости); во внутренней области всегда есть зона с максимальным значением интенсивности и макросейсмический эпицентр внутри нее.

Уровень сглаживания не должен определяться алгоритмом: он задается в системе исходных данных по желанию исследователя, и должен обеспечивать проведение изосейст в самых разных вариантах – от максимально детализированного с минимально допустимой информационной обеспеченностью, до максимально генерализованного с заданной  $\alpha$   $\rho$   $\sigma$  долей ПБ, которым разрешено оказаться вне их собственного контура (полосы), ограниченного данной и большей на единицу балльностью. [...]

### 8.8. Карты изосейст некоторых выдающихся землетрясений

В этом разделе мы приводим, с небольшими комментариями, несколько специально составленных или малоизвестных карт изосейст для ряда сильнейших континентальных землетрясений в сейсмической истории Земли.

**Землетрясение 20 мая 1202 г. на Среднем Востоке** (рис. 8.11). [...] трудности в данном случае состояли в том, что наиболее потрясенная территория в это время была ареной ожесточенных сражений между крестоносцами и войсками Салах-ад-Дина. В работе [Ambraseys, Melville, 1985] отмечается, что некоторые авторы делят это землетрясение на несколько самостоятельных: А.Бен-Менахем [...] – на два, Пуарье и Тахер [...] – на три, Альсинави и Галиб [...], а также Ганзе и



**Рис. 8.11.** Землетрясение 20 мая 1202 года по пересмотренным данным работы [Ambraseys, Melville, 1985]:

Пунктир – граница области ощущаемости для землетрясений 1202 г. и 1926 г.; сплошные линии – изосейсты землетрясения 1202 г., построенные автором; темно-серым цветом показана область 7-балльных разрушений

Нельсон [...] – на пять. Амбрезис и Мелвил сравнивают область ошутимости этого землетрясения с областью ошутимости “гигантского” (по выражению А.Зибберга) землетрясения 26 июля 1926 г. в районе Родос-Крит. При этом они, на наш взгляд, допускают две ошибки. Во-первых, магнитуда по поверхностным волнам землетрясения 1926 г. равна 7.7 ([...]; по 21 станции), а не 7.0. Во-вторых, граница зоны ошутимости, предполагаемая Амбрезисом и Мелвиллом (см. рис.8.11), не может считаться адекватной во всех своих частях: если в Южной Италии оценку минимально ошутимой интенсивности можно с осторожностью принять равной  $I_{\min} = 3.5$  (по пикам не  $I_{\min} = 3.0$ , как в 1926 г.), а лучше  $I_{\min} = 4.0$ , то в Константинополе интенсивность, скорее всего, была равной  $I_i = 4.5$ , в Анатолии, в Азербайджане – не менее 4.5, а скорее всего  $I_i = 5$ ; в Мосуле  $I_i = 5$ . В направлении на юг оценки должны быть существенно повышены: Ибн-аль-Асир [...] и вслед за ним ас-Суйути [...] определенно говорят о мощном землетрясении в ас-Санде (область между Кипром и Ассуаном) и о разрушении там строений (не менее 7–8 баллов). Колебания такой интенсивности могли возникнуть в случае, если очаг землетрясения в своем развитии продвинулся далеко на юг и включил в себя сейсмогенерирующие структуры Красного моря по крайней мере до  $35^\circ\text{N}$ . Это дает (см. рис.8.11) следующие примерные радиусы изосейст (для высших изосейст они измерены только поперек структур):  $r_7 \approx 330$  км,  $r_5 \approx 1000$  км,  $r_4 \approx 1900$  км,  $r_3 \approx 3000$  км. По этим радиусам  $M_S = 8.7$ . Длина очага (сдвигового типа) при этом составляет не менее 1100 км, что по оценке Ризниченко [Ризниченко, 1976] и автора [Шебакин, 1971] соответствует магнитуде, существенно большей 9.0. С учетом прерывности вспарывания, вряд ли стоит придавать этим оценкам чрезмерно большое значение.

Расширение зоны высших баллов на нашей карте кажется оправданным еще и дружными сообщениями арабских авторов об общем числе жертв 1100000 чел., при этом подчеркивается, что цифра эта получена суммированием сообщений о числе жертв из разных мест. Приведя эту цифру к населенности уровня 1950 года (см. гл.12), мы получили эквивалентное число жертв, равное примерно 4.5 млн чел., что выдвигает это землетрясение по своим трагическим последствиям на первое место в сейсмической истории Земли. Но даже если, вслед за Амбрезисом и Мелвиллом, считать, что приведенное число есть результат простой ошибки в арабской цифровой символике, и истинное число жертв составило 110000 человек, это не снижает интерес к землетрясению 1202 года, которое остается по своим масштабам одним из самых мощных известных сейсмических событий.

Это землетрясение [...] порождено очагом сдвигового типа, вероятно, с частичным выходом его на поверхность. Можно предполагать, что землетрясение 1202 года было многоактным, с временными остановками и задержками. В целом процесс вспарывания в этом очаге занял несколько часов (по ас-Суйути – 25 мин), что при полной длине очага около 1100 км дает очень низкую среднюю скорость вспарывания. Возможно, что при этом землетрясении, как и при хорошо изученных Монгольских землетрясениях 1905 года и 1957 года, значительные части разрыва прорабатывались без участия больших барьеров и зацепов, т.е. путем крипа. [...]

### 8.9. Уравнение среднего макросейсмического поля [Шебалин, 1968]

Соотношения, характеризующие внешний эффект землетрясения в связи с характеристиками его очага, рассматриваются и применяются обычно в двух видах: в виде уравнения, которое связывает между собой магнитуду  $M$ , балльность в эпицентре  $I_0$  и глубину очага  $h$ , т.е.  $(I_0, M, h)$ -корреляция вида

$$I_0 = f_1(M, h), \quad (8.1)$$

и в виде закона убывания балльности с расстоянием от эпицентра  $\Delta$ :

$$I_0 - I_i = f_2(\Delta_i, h), \quad (8.2)$$

называемой макросейсмической формулой. По существу, оба эти уравнения описывают один и тот же процесс убывания интенсивности на земной поверхности в зависимости от положения и силы источника.

Рассмотрим этот вопрос подробнее. Изменение амплитуды  $A$  с расстоянием  $r$  можно выразить либо через константы поглощения  $\alpha$  и расхождения  $n$ :

(1-й вариант)

$$A = A_0 \frac{e^{-\alpha r}}{r^n}; \quad (8.3)$$

либо, упрощая, представить через эффективное затухание  $n_{\text{эф}}$

(2-й вариант)

$$A = \frac{A_0}{r^{n_{\text{эф}}}}. \quad (8.4)$$

Экспериментально установлено (см., напр., [Медведев, 1962]), что увеличению интенсивности на некоторую величину соответствует увеличение амплитуд в определенное число раз:  $A_1/A_2 = m^{(I_1 - I_2)}$  или

$$\delta I = \frac{1}{\lg m} \delta \lg A. \quad (8.5)$$

Отсюда:

(1-й вариант)

$$\delta I = -\frac{\alpha \lg e}{\lg m} (r_1 - r_2) + \frac{n}{\lg m} \lg \frac{r_2}{r_1},$$

(2-й вариант)

$$\delta I = \frac{n_{\text{эф}}}{\lg m} \lg \frac{r_2}{r_1}.$$

Из (8.5) следует, что приращение интенсивности (балльности) землетрясений при прочих равных условиях пропорционально приращению их магнитуды  $\delta I = b\delta M$ .

Теперь мы можем написать некоторое общее выражение, связывающее магнитуду землетрясения и его интенсивность  $I_i$  в некоторой точке поверхности Земли на расстоянии  $r_i = \sqrt{\bar{\Delta}_i^2 + h^2}$  от очага:

(1-й вариант)

$$I_i = bM - \nu \lg \sqrt{\bar{\Delta}_i^2 + h^2} - p \sqrt{\bar{\Delta}_i^2 + h^2} + c_1; \quad (8.6)$$

(2-й вариант)

$$I_i = bM - \nu^* \lg \sqrt{\bar{\Delta}_i^2 + h^2} + c_2, \quad (8.7)$$

где

$$\nu = \frac{n}{\lg m}, \quad p = \frac{\alpha \lg e}{\lg m}, \quad \nu^* = \frac{n_{\text{эф}}}{\lg m},$$

$c_1$  и  $c_2$  – константы, под  $\bar{\Delta}_i$  в общем случае следует понимать среднее расстояние от эпицентра (средний радиус  $i$ -й изосейсты),  $I_i$  – интенсивность на  $i$ -й изосейсте.

Из формул (8.6) и (8.7) элементарно выводятся нужные нам соотношения вида (8.1) и (8.2):

1-й вариант. Определим интенсивность в эпицентре  $I_0$ . Полагая  $\bar{\Delta}_i = 0$ , получим

$$I_0 = bM - \nu \lg h - ph + c_1. \quad (8.8)$$

Это есть искомое уравнение  $(I_0, M, h)$ -корреляция для 1-го варианта (т.е. для случая отдельного учета поглощения). Почленно вычитая (8.6) из (8.8), получим

$$I_0 - I_i = \nu \lg \frac{\sqrt{\bar{\Delta}_i^2 + h^2}}{h} + p(\sqrt{\bar{\Delta}_i^2 + h^2} - h). \quad (8.9)$$

Это есть хорошо известная макросейсмическая формула Кевеслигети (см. [Sponheuer, 1960])<sup>1</sup>

2-й вариант. Совершенно аналогично получим в этом случае (т.е. при совместном учете поглощения и расхождения) уравнение  $(I_0, M, h)$ -корреляции

$$I_0 = bM - \nu^* \lg h + c_2. \quad (8.10)$$

В таком виде это уравнение впервые было получено автором [Шебалин, 1957], причем в среднем для 159 неглубоких землетрясений различных сейсмоактивных зон мира было получено  $b = 1.5, \nu^* = 3.5, c_2 = 3.0$ .

Аналогично макросейсмическая формула в этом варианте имеет вид

$$I_0 - I_i = \nu^* \lg \frac{\sqrt{\bar{\Delta}_i^2 + h^2}}{h}. \quad (8.11)$$

Это – не менее известная макросейсмическая формула Блейка [Blake, 1941].

Из изложенного следует, что в макросейсмическую формулу и уравнение  $(I_0, M, h)$ -корреляции входят одни и те же численные коэффициенты, а потому эти соотношения целесообразно назвать уравнениями сейсмического поля. Равенство коэффициентов затухания балльности  $\nu$  в (8.10) и (8.11) физически означает, что эффективное затухание в земной коре в среднем не должно зависеть от того, распространяются ли колебания вертикально, наклонно или горизонтально. Следует подчеркнуть, что речь идет именно об усредненных характеристиках, так как существование локальных аномалий – и в первую очередь различия в поглощении вдоль и вкост тектонических структур – не вызывает сомнений. Иными словами, в среднем должно выполняться условие  $\nu_{\text{гор}} \approx \nu_{\text{верт}}$ , где  $\nu_{\text{гор}}$  и  $\nu_{\text{верт}}$  – значения коэффициента  $\nu$ , соответствующие горизонтальному и вертикальному распространению лучей, соответственно.

<sup>1</sup>Согласно [Musson, 1996] оригинальная формула Кевеслигети (1907) не была параметрической, в ней  $\nu = 3$ , а  $p = 0$ . Обобщение формулы появилось много позже

Детальные исследования поглощения сейсмических волн в достаточно сложной в тектоническом отношении зоне Южных Курил [Федотов, 1963] позволили проверить утверждение экспериментально. Обработка полученных С.А. Федотовым экспериментальных кривых вида  $A = A(\Delta, h)$  и  $\mathcal{E} = \mathcal{E}(\Delta, h)$  показала, что затухание колебаний одинаково не только для крутых и вертикальных лучей, но сохраняет свое значение для почти горизонтальных лучей. Величины  $\nu$  получались из сравнения величин плотности энергии или амплитуды скорости на одном расстоянии при разных глубинах источника ( $\nu_{\text{верт}}$ ) и на разных расстояниях при одной глубине источника ( $\nu_{\text{гор}}$ ). Для надежности значения  $\nu$  были вычислены дважды: а) по кривым для плотности энергии  $\mathcal{E} = \mathcal{E}(\Delta, h)$  и переходом от  $\lg E$  к  $I_0$  и б) по кривым  $A/T = A/T(\Delta, h)$  и переходом от  $M$  к  $I_0$ . В результате, независимо от анализа макросейсмических материалов, получены следующие значения:  $\nu_{\text{гор}} \approx \nu_{\text{верт}} = 4.1 \pm 0.4$ .

*Дополнительная литература [ред]*

*К разд. 8.7:* De Rubeis et al., 1992; Tosi et al., 1995; Molchan et al., 2002; Sirovich et al, 2002; Watson, 1992.

*К разд. 8.9:* Bernard and Madariaga, 1984; Berardi et al., 1995; Pettenati et al., 1999; Gasperini, 2001; Spudich and Frazer, 1984.

## ГЛАВА 12

### Жертвы и убытки при землетрясениях

#### 12.1. Самые смертоносные землетрясения мира

Жертвы среди населения представляют собой наиболее тяжелые и впечатляющие результаты воздействия сильных землетрясений на человеческое общество – наиболее тяжелые макросейсмические эффекты. Уже поэтому они заслуживают специального рассмотрения. Однако вопрос о числе жертв при землетрясениях имеет, как оказалось, и некоторые чисто сейсмотектонические аспекты.

Числу жертв землетрясений посвящено довольно много работ, но почти все они касаются либо отдельных землетрясений, либо частных вопросов, рассматриваемых на небольших выборках событий. В нашей книге мы не будем касаться второстепенных вопросов и затронем лишь три основных: общую характеристику смертоносных последствий землетрясений; зависимость числа жертв от характеристик очага землетрясения; общее соотношение объектов, жертв и убытков при землетрясениях.

[...]мы предпочитаем использовать для оценки числа жертв  $C$  просто саму эту величину или ее логарифм  $\lg C$ ; кроме того, оказалось полезным ввести категорию относительной тяжести поражения

$$s_C = \lg C - M + 8,$$

имеющую смысл при появлении хотя бы одной жертвы.

Как мы увидим далее, значения  $s_C \geq 5.5$  получены лишь для редких, единичных землетрясений с особо тяжелыми и не всегда объяснимыми последствиями.

#### 12.2. Зависимость числа жертв от магнитуды землетрясения: “дефицит” катастроф

[...] Выбор параметров очага для сопоставления его с числом жертв представляет некоторые трудности. С одной стороны, прямой интерес представляет сравнение убытков и числа жертв с балльностью в эпицентре  $I_0$ . В свое время автором по ограниченной статистике [...] было установлено приближенное соотношение:

$$C(\text{чел.}) = (1 \div 10) 10^2 (I_0 - I_C),$$

где  $I_0$  – макросейсмическая интенсивность в эпицентре,  $I_C$  – интенсивность, при которой в данной конкретной обстановке появляются первые

жертвы. К сожалению, в основных источниках данные об интенсивности (балльности) в эпицентре землетрясений крайне ограничены, и для подавляющего числа землетрясений указана лишь магнитуда  $M_C$ . Это ограничивает использование макросейсмической интенсивности при сопоставлениях числа жертв с уровнем самого землетрясения. Но есть и более серьезная причина для сопоставления числа жертв именно с магнитудой: во многих случаях макросейсмическая интенсивность оценивалась по числу жертв и, используя величину  $I_0$ , мы рискуем попасть в порочный круг.

[...] Из-за того, что значительная часть эпицентров сильных землетрясений находятся в океанах или пустынных местах, далеко не все землетрясения сопровождаются разрушениями и жертвами. Однако примерное постоянство коэффициента  $b$ , казалось бы, позволяет ожидать, что отношение числа разрушительных землетрясений к общему их числу не должно очень сильно зависеть от магнитуды  $M$ . Обращение к фактическим данным показывает, что это не так. В табл.12.1 приведены данные о распределении землетрясений высокой магнитуды по числу жертв. Они показывают, что человеческие жертвы, хотя бы единичные, отмечены: при 57% всех землетрясений с магнитудой  $M \geq 8$ , при 18% всех землетрясений с  $M$  от 7.5 до 7.9, при 9% всех землетрясений с  $M$  от 7.0 до 7.4 и всего при 3.6% всех землетрясений с  $M$  от 6.5 до 6.9, хотя все эти землетрясения априорно считаются 9-ти балльными. Если мы условно отнесем половину землетрясений к чисто океаническим, а половину – к сухопутным и островным, то получим долю “сухопутных” землетрясений с жертвами, обозначенную в последней колонке табл. 12.1.

ТАБЛИЦА 12.1. Землетрясения 1901–1980 гг. с  $M \geq 4.0$

$M$	$N_{\Sigma}(M)$	$\frac{N_{\Sigma}(M)}{T}$	Число катастроф с числом жертв							$\sum N_C$	$\frac{\sum N_C}{N_{\Sigma}(M)}$ , %	$\frac{\sum N_C}{N_{\Sigma}^*(N)}$ , %
			$N_C = 10^n (0.5 \div 5)$									
			$n$									
$\geq 6$	5	4	3	2	1	$\leq 0$						
4.0–4.4	378 000	47 400	0	0	0	0	0	0	3	3	0.008	0.02
4.5–5.0	210 000	2 630	0	0	0	0	0	3	12	15	0.007	0.14
5.0–5.4	75 000	940	0	0	0	0	5	19	15	39	0.5	0.1
5.5–5.9	26 700	334	0	0	1	4	17	18	25	65	0.24	0.5
6.0–6.4	9 700	121	0	0	2	8	29	37	33	109	1.1	2.2
6.5–6.9	3 480	44	0	0	2	14	36	46	28	126	3.6	7.2
7.0–7.4	1 274	16	0	1	12	19	23	25	39	119	9.3	19
7.5–7.9	367	4.6	1	2	4	9	14	18	16	64	17.5	35
8.0	88	1.1	0	2	6	8	14	13	7	50	57	100

Примечание.:  $M$  – магнитуда,  $N_{\Sigma}(M)$  – число катастроф за  $T = 80$  лет,  $N^*$  – “сухопутные” события

Таким образом, при оценках сейсмической опасности необходимо отказаться от представления о том, что всякое землетрясение достаточно большой магнитуды обязательно является источником социально-экономической опасности. В табл. 12.2 приводятся предельные значения магнитуд, начиная с которых вероятность появления в результате землетрясения определенного числа жертв (1, 5, 50, 500, 5000 и 50 000 человек) превышает заданный предел.

ТАБЛИЦА 12.2. Пороговые значения магнитуд для заданной вероятности появления жертв при землетрясениях

Вероятность	Число жертв $C$ , чел.					
	$\geq 1$	$> 5$	$> 50$	$> 500$	$> 5000$	$> 50000$
$P > 0$	4.0	4.3	4.7	5.1	5.5	(6.2)
$P > 0,0001$	4.4	4.7	5.0	5.3	5.7	(6.4)
$P > 0,001$	5.0	5.2	5.5	5.8	6.2	6.8
$P > 0,01$	5.7	5.9	6.2	6.5	7.0	.6:
$P > 0,1$	6.8	7.0	7.3	7.7	8.0	(8.3)
$P > 0,3$	7.6	7.8	8.0	(8.2)	(8.4)	–

Из табл. 12.2 следует, что ненулевая вероятность даже большого числа жертв действительно существует уже при сравнительно небольших магнитудах, однако заметных значений вероятность появления даже небольшого числа жертв достигает лишь при очень больших магнитудах. Например, при следующем сильнейшем землетрясении в Средней Азии с магнитудой  $M = 7.5$  вероятность появления хотя бы одной жертвы равна 0.24, а вероятность того, что число жертв при этом не превысит 5 000 человек, равна 0.94.

Таким образом, при  $M = 6$  опасным для жизни будет лишь одно землетрясение из 90, при  $M = 6.5$  – одно из 28, при  $M = 7$  – одно из 11. Представляется важным найти причины этой несколько неожиданной картины. В самом деле, если бы удалось выявить географический, геологический или геофизический факторы, влияющие на тяжесть поражения при землетрясениях, мы получили бы возможность резкого снижения ошибок ложной тревоги в сейсмическом районировании и, соответственно, заметного снижения затрат на сейсмостойкое строительство. В предыдущем разделе уже отмечено, что таким фактором не может быть положение эпицентра в море – доля морских землетрясений практически не зависит от магнитуды. Менее очевидна роль фактора плотности населения – распределение населения не может считаться полностью независимым от сеймотектонических особенностей территории.

### 12.3. Влияние на катастрофы плотности населения и свойств очага

[...]Некоторые примеры землетрясений с неадекватно большим и неадекватно малым числом жертв приведены в табл. 12.3.

ТАБЛИЦА 12.3

Дата	$\varphi^\circ \text{N}$	$\lambda^\circ \text{E}$	$M$	Убытки $D$ , чел/км <sup>2</sup>	Число жертв $C$ , чел.	Относительная тяжесть поражения $s_C = \lg C - M + 8$
Малое число жертв в районах с высокой плотностью населения						
16.07.1955	37.6	27.2	6.8	50–100	3	1.7
12.01.1956	47.21	19.04	6.0	50–100	2	2.0
28.08.1962	37.8	22.3	6.9	25–50	1	1.1
26.10.1969	44.8	17.3	5.9	50–100	1	2.1
15.07.1971	44.8	10.3	5.5	100–200	2	2.8
Большое число жертв в районах с низкой плотностью населения						
04.06.1905	3.0	76.0	8.6	1–10	20000	3.7
14.12.1925	34.6	58.1	5.5	1	500	5.2
30.05.1935	29.5	66.8	7.5	1–10	30000	4.9
23.04.1957	33.4	52.5	4.0	1	16	5.2
31.08.1968	34.0	58.0	7.3	1–10	12000	4.8
10.04.1972	28.4	52.8	7.1	1	5374	4.6

По-видимому, ситуационные (географические и демографические) факторы не в состоянии объяснить механизм избирательного поражения при землетрясениях и, главное, его сильную зависимость от магнитуды, и для объяснения должны быть привлечены иные соображения. Среди возможных причин в первую очередь следует рассмотреть свойства очага землетрясения.

К сожалению, сразу же приходится отказаться от попытки объяснить наблюдаемый эффект зависимостью от магнитуды характеристик сейсмического излучения: излучение очень больших очагов по своему спектральному составу скорее несколько мягче, чем у малых, и это дало бы только обратный эффект.

Нам остается единственная возможность – попытаться объяснить “дефицит” катастроф особенностями вертикального распределения очагов землетрясений в литосфере. Всюду, за исключением зон глубоких землетрясений, очаги лежат выше размягченной астеносферы, не способной нести большие напряжения. Если толщину литосферы обозначить  $H_l$ , то все очаги с вертикальной протяженностью  $l_z \approx H_l$  своей верхней кромкой подходят близко к земной поверхности или даже выходят за нее. Доля очагов с меньшей вертикальной протяженностью, расположенных вблизи поверхности, зависит от распределения очагов

по глубине и от отношения  $l_z/H_l$ . При равномерном распределении по глубине эта доля просто равна  $l_z/H_l$ .

Выполним необходимые оценки, пренебрегая различиями в зависимости  $l_z$  от  $M$ . По данным автора, средняя вертикальная протяженность очага определяется выражением

$$\lg l_z = 0.3M - 0.7. \quad (12.1)$$

Рассмотрим два варианта распределения по глубине очагов с вертикальной протяженностью  $l_z$ : в варианте 1 распределение примем равномерным, в варианте 2 – пропорциональным  $h$ . Увеличение числа сильных землетрясений с глубиной в варианте 2 отвечает как фактическим данным, так и физическим соображениям о росте упругости и прочности литосферы с глубиной. Полученные оценки доли очагов с верхней кромкой очага вблизи земной поверхности таковы:

Магнитуда $M$	6.50	7.00	7.50	8.00
Вариант 1	0.30	0.42	0.58	0.83
Вариант 2	0.09	0.18	0.34	0.69
Доля “сухопутных” землетрясений с жертвами	0.07	0.19	0.35	1.00

Средняя мощность литосферы при этом принималась равной 60 км. Как видно, для варианта 2 оценки заметно ближе к фактической доле землетрясений с жертвами по отношению к общему их числу. Для убедительности проверим еще зависимость балльности в эпицентре от магнитуды для землетрясений, лежащих на глубине  $1/2l_z$ , т.е. у самой земной поверхности. Среднемировое соотношение между магнитудой  $M$  и балльностью в эпицентре  $I_0$  в зависимости от глубины очага  $h$  имеет вид (см. гл. 8):  $I_0 = 1.5M - 3.5 \lg h + 3.0$ . Принимая  $h = 1/2l_z$  и учитывая зависимость (12.1), получим  $I_0^* = 0.45M + 2.8^1$ . Звездочка в данном случае означает, что оценки относятся к очагам, лежащим у самой земной поверхности. Мы видим, что в этой ситуации эффект землетрясения действительно мало зависит от магнитуды и высокий коэффициент относительной тяжести поражения может наблюдаться и при малых магнитудах.

Таким образом, парадокс “дефицита катастроф” может быть объяснен тем, что большая часть очагов со “средними” магнитудами (от 6.5 до 7.5) лежит в глубинах литосферы, не подходя близко к земной поверхности, т.е. катастрофические последствия возникают главным образом у землетрясений с очагами, лежащими в непосредственной близости от поверхности Земли.

<sup>1</sup>В рукописи вместо 2.8 стоит 6.5 (ред).

Несколько иным способом этот вопрос был рассмотрен в работе [Шебалин, 1987], однако качественный результат был тот же.

Заметим, что приведенные сопоставления относятся к достаточно большим магнитудам. При малых магнитудах убывание доли землетрясений с жертвами идет еще быстрее, вероятно, за счет дискретного распределения населения и очень малых размеров пораженной площади при  $M < 5.5$  (несколько квадратных километров).

Таким образом, *главенствующую роль положения очага* или, точнее, глубины залегания верхней кромки очага в *формировании катастрофических последствий землетрясений следует считать доказанной*.

В этих условиях одной из основных задач региональной сейсмологии становится изучение вертикальной протяженности очагов и глубины залегания их элементов – центра, верхней и нижней кромок области разрыва. Особенно важно при этом выяснить, как соотносятся при различных механизмах очага инструментально определяемая глубина и направление вспарывания. Не менее важной задачей становится детальная микросейсмическая съемка, так как сегодня только она может дать массовый материал по глубинам очагов слабых землетрясений неглубокого залегания, который поможет выявлению зон размещения близповерхностных землетрясений.

В сейсмическом районировании, в свою очередь, необходимо поставить задачу выделения таких мест, где в пределах сейсмоопасных зон очаги землетрясений не могут располагаться вблизи земной поверхности: в таких местах уровень сейсмической опасности может быть снижен в пределах зон ВОЗ и тем более на некотором расстоянии от них.

#### 12.4. Убытки при землетрясениях и их связь с числом жертв

Переходя к оценкам убытков, следует отметить еще большую, по сравнению с числом жертв, дисперсию данных, что объясняется как огромными вариациями размеров суммарных капиталовложений в различных областях Земли, так и, несомненно, большими неточностями при подсчете самих убытков, что видно из примеров в табл. 12.4.

ТАБЛИЦА 12.4

Землетрясение	Убытки в млн долларов		
	по [Ganse, Nelson, 1981]	по [Destructive..., 1980]	по [Амбрезис, 1976]
21 февраля 1963 г., Ливия	5	12	5
26 июля 1963 г., Югославия	500	1200	300
17 мая 1966 г., Уганда	5–25	5–25	1
29 июля 1967 г., Венесуэла	5–25	1–5	88
28 марта 1970 г., Турция	5–25	5–25	97
23 декабря 1972 г., Никарагуа	800	1300	500

Средняя зависимость убытков  $D$  (в млн долларов) от магнитуды  $M$  весьма приближенно может быть записана в виде:  $\lg D = 2M - 12$ .

[...] Разделение на области тяжелых и умеренных катастроф заметно и для убытков. Разделение проходит примерно по линии  $\lg D = 0.5M - 2.4$ . Соответственно, огибающая поля убытков описывается уравнением  $\lg D_{\max} = M - 4$ .

В качестве меры относительной тяжести последствий землетрясения по убыткам может быть выбрана величина  $s_D = \lg D - M + 8$  ( $D$  в млн долларов). Величина  $s_D$  также варьирует примерно от 0 до 6, причем оценки  $s_D > 5$  встречаются лишь для единичных землетрясений.

Приведенные данные позволяют оценить среднее соотношение между числом жертв и убытками при землетрясениях: [...] в среднем 28 тысяч долларов на одну жертву.

Вопрос о соотношении объема убытков  $D$  и числа жертв  $C$  при различных природных катастрофах специально исследовался нами в ряде работ [Родкин, Шебалин, 1993а, 1993б; Шебалин, Мягков, Кнорре, 1991]. В этих работах, направленных на создание универсальной шкалы категории (тяжести) стихийных бедствий, установлено, что соотношения  $D/C$  зависят от типа катастрофы (быстро развивающаяся катастрофа типа “перехода” или медленно развивающаяся катастрофа типа “состояние”), а также, разумеется, от размеров валового национального продукта в данной стране.

Ниже представлены некоторые из оценок убытков, которые приходятся на одну жертву (в долларах США, цена 60–70-х гг.), относящиеся к землетрясениям:

США	850 000
Югославия	130 000
Иран	1 000
Бывший СССР	40 000
Мир в целом:	
наша оценка	22 000
[Шебалин и др. 1991]	50 000

С учетом приведенных оценок нами составлен проект универсальной шкалы категории стихийных бедствий, которая может служить как для сопоставления между собой тяжести последствий происшедших и ожидаемых природных катастроф, так и – при известных параметрах режима катастроф – для планирования убытков и разработки превентивных мер. Мы сочли целесообразным опубликовать этот проект (с некоторыми сокращениями) в настоящей книге (табл. 12.5).

ТАБЛИЦА 12.5.  
Универсальная шкала категории стихийных бедствий (проект)

Категория бедствия	Число жертв, чел.	Ущерб в долларах, (в ценах 1991г.)*	Уровень принятия решений
I. Всемирное	$3 \times (10^7 \div 10^9)$	$k \times (10^{11} \div 10^{13})$	Совет Безопасности ООН
II. Континентальное	$3 \times (10^5 \div 10^7)$	$k \times (10^9 \div 10^{11})$	Совет регионального объединения стран
III. Национальное	$3 \times (10^3 \div 10^5)$	$k \times (10^7 \div 10^9)$	Правительство страны
IV. Территориальное	$3 \times (10 \div 10^3)$	$k \times (10^5 \div 10^7)$	Глава администрации территории, области и т.п.
V. Районное	$1 \div 30$	$k \times (10^3 \div 10^5)$	Глава администрации района, мэр
VI. Локальное	0	$k \times 10^3$ и меньше	Префект

\*) Параметр  $k = 1.5$  при "быстрых" катастрофах и  $k = 6$  при "медленных" катастрофах

## ГЛАВА 14

## О координатах эпицентра и макросейсмической интенсивности в эпицентре

## 14.1. К методологии решения обратных задач макросейсмики

Решения обратных задач макросейсмики, как и вообще любых обратных задач, являются, строго говоря, некорректными. Интуитивное ощущение этого всегда было главной причиной, по которой серьезные исследователи избегали оценки количественных параметров очагов исторических землетрясений по “крайне ненадежным и неустойчивым” макросейсмическим данным. Это создавало глубокий разрыв между “полупустыми” каталогами исторических землетрясений и хорошо параметризованными каталогами землетрясений XX века.

Между тем, мы имеем здесь дело просто с затянувшимся на долгие десятилетия глубоким методологическим недоразумением. Очаг всякого землетрясения, независимо от времени и места его возникновения, по своему геофизическому существу всегда характеризуется одним и тем же набором основных и дополнительных параметров.

К числу основных параметров мы относим следующий набор:

- время возникновения  $t_0$ ;
- координаты эпицентра (для исторических землетрясений – макросейсмического  $E_m$ ; для современных – инструментального  $E_i$ , эпицентраида  $E_e$  и – при наличии макросейсмических данных –  $E_m$ );
- магнитуда (обычно магнитуда по поверхностным волнам  $M_S$ , в последнее время – и “моментная” магнитуда  $M_w$ );
- глубина очага;
- макросейсмическая интенсивность в эпицентре;
- сейсмический ( $M_0$ ) и/или дислокационный ( $D_0$ ) момент.

К числу вспомогательных параметров мы относим, в первую очередь, данные о средних радиусах изосейст  $r_i$ ; об уровне социального воздействия землетрясения (число жертв, объем убытков); о сопровождающих явлениях (обвалы, оползни, цунами и т.п.).

Одна из главных задач этой книги – показать, что при любом землетрясении, с любым, сколь угодно скудным набором исходных макросейсмических данных, можно предложить оценку непротиворечивого и внутренне согласованного набора основных параметров очага землетрясения. Строго говоря, во всей системе обратных задач макросейсмики главным является не оценка того или иного параметра сама по себе (в конечном счете, любые параметры могут быть назначены хорошим специалистом методом экспертной оценки и проверены на их внутреннее

согласование на основе уравнений макросейсмического поля): гораздо более важным является оценка размеров возможной, допускаемой при этом ошибки, и на этом во многих случаях будет сосредоточено наше внимание.

Такой подход к параметризации землетрясений, предложенный и многократно реализованный автором [Морозова, Шебалин, 1968; Кондорская, Шебалин, 1977; Shebalin, 1974], позволяет строить однородные ряды одинаково параметризованных землетрясений за все время существования доступных исходных данных с древнейших времен до конца XX в. При этом граница значительно более и значительно менее точных решений пройдет вовсе не по рубежу исторических и инструментальных данных: мы увидим далее, что часто хорошо обследованное землетрясение второй половины XIX в. дает значительно меньшие величины ошибки отдельных параметров, чем инструментально зарегистрированное и помещенное в ранние выпуски *ISS* землетрясение начала столетия. Вот несколько примеров, взятых из Нового каталога [Кондорская и др., 1977] и других каталогов, составленных под руководством автора.

*Европа*: 4 апреля 1893 г., 8 ч 13 мин  $\pm 10$  мин;  $44.1^\circ\text{N}$ ,  $21.3^\circ\text{E} \pm 0.3^\circ$ ;  $h = 13(10-15)$  км;  $M = 6.3 \pm 0.3$ ;  $I_0 = 9 \pm 0.5$ .

10 августа 1912 г., 9 ч 23 мин  $\pm 10$  мин;  $40.6^\circ\text{N}$ ,  $27.1^\circ\text{E} \pm 0.5^\circ$ ;  $h = ?$ ;  $M = 6.3 \pm 0.7$ ;  $I_0 = ?$ .

*Кавказ*: 31 декабря 1899 г., 10 ч 50 мин  $\pm 10$  мин;  $41.6^\circ\text{N}$ ,  $43.5^\circ\text{E} \pm 0.1^\circ$ ;  $h = 8(6-10)$  км;  $M = 5.4 \pm 0.3$ ;  $I_0 = 8.5 \pm 0.5$ .

23 июня 1911 г., 12 ч 30 мин 19 с  $\pm 10$  с;  $40.0^\circ\text{N}$ ,  $48.0^\circ\text{E} \pm 1.0^\circ$ ;  $h = 18(9-36)$  км;  $M = 5.0 \pm 0.5$ ;  $I_0 = 6, 5 \pm 1$ .

*Центральная Азия*: 17 сентября 1897 г., 15 ч 10 мин  $\pm 10$  мин;  $39.8^\circ\text{N}$ ,  $68.4^\circ\text{E} \pm 0.2^\circ$ ;  $h = 25(17-37)$  км;  $M = 6.6 \pm 0.3$ ;  $I_0 = 8 \pm 0.5$ .

24 июля 1919 г., 02 ч 03 мин  $\pm 10$  мин;  $40.0^\circ\text{N}$ ,  $76.0^\circ\text{E} \pm 1.0^\circ$ ;  $h = 30(10-60)$  км;  $M = 6.7 \pm 0.5$ ;  $I_0 = ?$ .

Видно, насколько более точно оцениваются параметры “исторических” землетрясений конца XIX в. с хорошей макросейсмикой по сравнению с инструментально зарегистрированными землетрясениями начала XX в. с бедной макросеймикой или без нее.

Подчеркнем еще раз, что разумная оценка ошибок при определении параметров очага землетрясения по макросейсмическим данным является важнейшим, наиболее ответственным этапом обработки макросейсмических наблюдений и составления каталогов землетрясений. [...]

На страницах этой книги самое серьезное внимание мы будем уделять вопросам оценки точности.

## 14.2. Макросейсмический эпицентр в случае замкнутой первой изосейсты

В разделе 3.1. было показано, что единого понятия “эпицентр” в случае сильных землетрясений не существует: понятие “инструментальный эпицентр”  $E_i$  относится к проекции на поверхность Земли точки начала эффективного сейсмического излучения (“точка начала вспарывания”); термин “эпицентроид”  $E_e$  означает проекцию на земную поверхность центроида очага (в смысле Дзевонского); наконец, под “макросейсмическим эпицентром”  $E_m$  мы понимаем точку внутри первой изосейсты, в которой макросейсмическая интенсивность максимальна. В  $E_e$  максимальны сейсмические воздействия (сейсмическая интенсивность); в  $E_m$  максимальны макросейсмические эффекты (макросейсмическая интенсивность); в ближней зоне области максимальных воздействий и максимальных эффектов близки или совпадают; поэтому с практической точностью можно считать, что совпадают и точки  $E_e$  и  $E_m$ .

Дискретный характер оценок макросейсмической интенсивности приводит к тому, что пункт с максимально наблюдаемой макросейсмической интенсивностью может не совпадать с точкой ее гипотетического максимума – макросейсмическим эпицентром. Поэтому для определенности, в случае надежной и замкнутой первой изосейсты, за макросейсмический эпицентр принимается геометрическое место точек, чье минимальное расстояние до точек первой изосейсты примерно постоянно. В частности, у землетрясений с круговой или близкруговой первой изосейстой за макросейсмический эпицентр целесообразно принимать центр первой изосейсты; у землетрясений с эллиптической первой изосейстой эпицентром или эпицентральной линией является отрезок большой оси эллипса длиной  $d_{1\max} - d_{1\min}$ , симметричный относительно его центра [...]. Несмотря на ясный физический смысл такого представления об эпицентре, сам термин в нашем сознании настолько прочно ассоциируется с точкой, что практически всегда, говоря об эпицентре, не имеем в виду его возможную протяженность.

Расстояние от  $E_i$  до  $E_e$  ( $E_m$ ) равняется примерно половине горизонтальной протяженности очага и, следовательно, сильно зависит от магнитуды. По нашим оценкам, при  $M = 5$  эпицентры  $E_i$  и  $E_m$  должны практически совпадать; при  $M = 6$  расстояние между ними может достигать 8 км (при сбросах и взбросах) и 12 км (при сдвигах); при  $M = 7$ , соответственно, 25 км и 60 км, при  $M = 8$ , соответственно, 80 км и 300 км. Например, при Эрдзинжанском землетрясении в Турции в 1938 г. ( $M = 8.0$ ) расхождение  $E_i$  и  $E_m$  составило около 160 км.

Остановимся несколько подробнее на других причинах несовпадения положений эпицентра, определенных макросейсмическими и инструмен-

тальными методами. Таких причин может быть несколько.

Первая из них – неравномерность излучения очага. Этот эффект, исследованный О.В.Соболевой, играет существенную роль лишь при глубоких землетрясениях. Для нормальных землетрясений он может лишь несколько исказить форму изосейст [...].

Вторая возможная причина – резкая неоднородность среды в виде резко градиентных экранирующих зон или наклонных волноводов – хотя и привлекается часто в качестве словесного объяснения несовпадения эпицентров, вряд ли реальна. Во всяком случае, разрезы с такими свойствами, полученные геофизическими методами, пока неизвестны.

Третья возможная причина – существование на некотором расстоянии от эпицентра, находящегося в зоне скальных грунтов, участка со слабыми грунтами (обычно в пойме реки или заболоченной местности). Это – довольно частный случай. Особенно заметно проявляются “ложные эпицентры” на фоне равномерного макросейсмического поля, характерного для глубоких или просто заглубленных землетрясений. [...] Как правило, эту причину удастся устранить если проводить изосейсты так, как это описано в главе 8, т.е. не следуя малейшим вариациям балльности, но сглаживая их до получения более или менее гладкой выпуклой фигуры. Кроме того, следует внимательно следить за тем, не попадают ли зоны максимальной балльности на речные долины или другие места, где можно предположить широкое распространение плохих грунтов.

Наконец, не следует забывать и о более тривиальной причине – ошибках определения макросейсмического и, особенно, инструментального эпицентра. Эта последняя ошибка может быть весьма значительной: по данным ежегодников “Землетрясения в СССР” даже в 1962–65 гг. в среднем для половины сильных землетрясений Кавказа и для 2/5 землетрясений Средней Азии эпицентры определялись с ошибкой, которая могла превосходить 50 км.

Данные о несовпадении инструментального и макросейсмического эпицентра в принципе могут быть использованы для оценки горизонтальной протяженности крупных очагов. В случае сильных землетрясений на территории бывшего СССР это, к сожалению, невыполнимо, так как в старых сводках, начиная с работы [Атлас ..., 1962], вследствие глубоко укоренившихся в то время представлений о точечном очаге, инструментальные эпицентры сильных землетрясений Кавказа, и особенно Средней Азии, откровенно притянуты к макросейсмическим.

Выше уже сказано, что макросейсмический эпицентр определяется как середина первой изосейсты. При этом, однако, нужно следить за тем, чтобы положение самой первой изосейсты примерно соответство-

вало середине общей системы изосейст. Забыв об этом, мы можем допустить серьезную ошибку в определении координат  $E_m$ . Здесь особый интерес представляют случаи сильных локальных эффектов, вызванных наклонным положением очага большой вертикальной протяженности. [...] В случае, если выделены изосейсты локального эпицентрального эффекта, смещенные в сторону от центра симметрии удаленных изосейст, по макросейсмическим данным могут фиксироваться два эпицентра – основной (нормальный), отвечающий системе изосейст со снятым локальным эффектом, и локальный, отвечающий центру локального эффекта.

Помимо очевидного геометрического метода нахождения эпицентра как центра первой (высшей) изосейсты существует достаточно перспективный метод, предложенный и не без успеха применявшийся А.А. Коньковым. Суть этого метода состоит в определении направления первого толчка и направления на источник гула при землетрясении по данным опроса населения с последующей статистической обработкой данных по каждому населенному пункту. Зона пересечений азимутов, взятых из каждого обследованного пункта, определяет положение эпицентральной области. Применение этого метода может быть затруднено тем, что волна  $P$  может быть слабой, и в качестве первого толчка фиксируется вступление волны  $S$ . В этом случае (см. разд. 3.3) при произвольном соотношении компонент  $SV$  и  $SH$  направление толчка также будет произвольным, что может смазать картину.

Разумеется, для определения направления первого толчка могут быть использованы не только опросные данные: при более сильных землетрясениях часто наблюдается хорошая коррекция направлений падения отдельных дымовых труб, направлений вывалов стен и т.п. [...]

### 14.3. Положение макросейсмического эпицентра по неполным данным

Неполные системы макросейсмических данных включают широкий набор случаев от незамкнутой первой изосейсты до сообщения об историческом землетрясении из единственного пункта. Соответственно, и способы принятия решений по координатам  $E_m$  могут быть различными.

*Случай незамкнутой первой изосейсты* может наблюдаться на границе двух государств, при отсутствии или существенной неполноте сведений с одной стороны; в горных районах, при расположении эпицентра на суше у морского берега или в акватории. Иногда при этом положение макросейсмического эпицентра определяется легко по совокупности данных, иногда же оно остается очень неопределенным. Единственного

безусловного решения в таких случаях нет, и многое зависит здесь от интуиции исследователя. Наиболее простой способ – поместить макросейсмический эпицентр в пункт с максимальной известной балльностью, и так обычно поступает большинство исследователей. Однако в таких ситуациях часто забывают о другом – о необходимости обязательно оценить и зафиксировать возможную ошибку положения макросейсмического эпицентра. Крайне желательно при этом сопроводить описание землетрясения простейшей схемой изосейст.

*Сообщение из единственного пункта.* В этом случае существует альтернатива: либо принять за макросейсмический эпицентр координаты этого пункта, либо, сообразуясь с тектоническими данными и картой современных эпицентров, подобрать для макросейсмического эпицентра наиболее подходящее место. По отношению к историческим землетрясениям первый путь опасен: он может привести к тому, что в районе крупных центров возникнут ложные кластеры сильных землетрясений. Дело усугубляется тем, что историческое сообщение из какого-либо крупного города, особенно в странах тоталитарного, деспотического режима, может относиться не к этому крупному центру, а к какому-либо небольшому населенному пункту в провинции, но попасть в письменные источники через донесение в столицу и быть ложно локализованным в ней.

Хорошим примером такого систематического искажения макросейсмической эпицентрии может служить ситуация с эпицентрами в районе Стамбула (Константинополь). В каталогах ван Хоффа, Мильна, Миллета, Перрея, даже Зиберга и других в раннем средневековье чередой идут сообщения о сильных землетрясениях в Константинополе.

На самом же деле эпицентры большинства этих землетрясений, для которых отсутствует жесткая привязка сведений о разрушениях и жертвах в Константинополе, располагаются либо на сравнительно небольшом удалении от столицы – в акватории Мраморного моря, в районе Измита, Бурсы, Больтесира, Гегиболу, Эдирне, а иногда вообще должны быть отнесены в глубокую турецкую провинцию. В Европе, к счастью, такие ситуации очень редки, так как традиционная деловая независимость городов не позволяет относить, например, к Ахену сообщение из Маастрихта. Однако сообщениям о сильном землетрясении во Вроцлаве все же трудно приписать макросейсмический эпицентр в этом городе, и хорошо, если при этом есть поддерживающее сообщение из Грутнова или Клодзко; в противном случае приходится допускать определенный произвол, помещая макросейсмический эпицентр где-то в Горной Силезии.

Таким образом, при сообщениях из единственного пункта наиболее правильным кажется все же отнесение макросейсмического эпицентра в некий условный пункт, подходящий по совокупности имеющейся сейсмотектонической информации.

При отнесении макросейсмического эпицентра достаточно далеко от единственного пункта с известной балльностью обязательно следует контролировать решение по значению получаемой при этом расчетной макросейсмической магнитуды (см. далее гл.15). Может оказаться, что при принятом наспех решении магнитуда будет столь велика, что в расположенных неподалеку крупных городах землетрясение должно бы вызвать значительные эффекты, сообщение о которых в реальности отсутствуют. Поиск разумного компромисса в таких ситуациях требует аккуратности и внимания.

*Промежуточные ситуации*, когда известны балльности в немногих (2–5) пунктах, несколько легче для анализа, так как в этих случаях при поиске разумного макросейсмического эпицентра можно использовать в качестве вспомогательного следующий грубый способ: выбирается несколько значений магнитуды  $M$  с шагом 0.2–0.3 и для каждого значения по наблюдавшейся в пунктах балльности по уравнениям макросейсмического поля (см. гл. 15) вычисляется набор эпицентральных расстояний. Лучшая засечка эпицентральных расстояний определяет одновременно  $M$  и  $E_m$ . Этот же способ может быть применен и в случае эпицентра на акватории.

#### 14.4. Максимальная балльность, балльность на первой изосейсте, балльность в эпицентре

Если исследователь принимает в качестве макросейсмического эпицентра координаты пункта с максимальной наблюдавшейся балльностью, то тем самым он определяет и балльность в эпицентре.

В тех случаях, когда положение макросейсмического эпицентра выбрано по совокупности сейсмотектонических данных и, следовательно, известна пара сопряженных данных  $(I_i, \Delta_i)$  (где  $\Delta_i$  – расстояние от пункта с известной балльностью  $I_i$  до гипотетического эпицентра) задача определения макросейсмической интенсивности (балльности)  $I_0$  является неопределенной, поскольку вычислена может быть лишь комбинация

$$I_0 + \nu \lg h = I_i + \nu \lg \Delta_i \quad (14.1)$$

(справа все величины известны) (см. разд.8.9). Задавая то или иное значение  $h$ , получаем значение  $I_0$  и наоборот. Дополнительным ограничением может в этом случае служить оценка предельной балльности [...].

Известно выражение для предельной магнитуды сейсмического очага с глубиной очага  $h$ :

$$M_{\max} = 4 \lg h + 2,5. \quad (14.2)$$

Из (14.2) и уравнения макросейсмического поля (8.10) для эпицентра  $I_0 = bM - \nu \lg h + c$  следует

$$I_{0\max} = (4b - \nu) \lg h + (2.5b + c), \quad (14.3)$$

$$I_{0\max} = (b - \nu/4)M_{\max} + (c + 0.62\nu).$$

При коэффициентах уравнения макросейсмического поля  $b = 1.5$ ,  $\nu = 4.0$ ,  $c = 4.0$  это дает

$$I_{0\max} = 2 \lg h + 8, \quad I_{0\max} = 0.5M_{\max} + 6.5;$$

при  $b = 1.5$ ,  $\nu = 3.5$ ,  $c = 3.0$

$$I_{0\max} = 2.5 \lg h + 7, \quad I_{0\max} = 0.61M_{\max} + 5.2.$$

Таким образом, в качестве оценок для  $I_0$  и  $h$  годятся не любые их комбинации, отвечающие формуле (14.1), а лишь те, при которых выполняется еще и условие (14.3). Хотя последнее ограничение является довольно слабым, оно все же не позволяет ожидать чрезмерных значений интенсивности в эпицентре (свыше 8 баллов при  $M = 4$ , свыше 9 баллов при  $M = 5$ , свыше 10 баллов при  $M = 7$ ).

Рассмотрим численный пример. Пусть в нашей области действительны уравнения макросейсмического поля вида

$$\begin{aligned} I_0 &= 1.5M - 4.0 \lg h + 4.0, \\ I_i &= 1.5M - 4.0 \lg \Delta_i + 4.0 \quad (\Delta_i > 2h). \end{aligned}$$

В единичном пункте получена оценка балльности  $I_i = 4$ . Если по сеймотектонике макросейсмический эпицентр расположен на расстоянии  $\Delta_i = 100$  км от данного пункта, это дает оценку  $M = 5.3$ . При этом минимальная балльность в эпицентре определится из максимальной возможной глубины очага, которую примем равной  $h_{\max} = 30$  км,  $I_{0\min} = 6$ ;  $I_{0\max} = 9$ , так как оценка  $I_0 = 10$  не проходит из-за ограничения по формуле (14.3). В среднем  $\bar{I}_0 = 7.5 \pm 1.5$ ,  $\bar{h} = 13$  км, с возможной ошибкой в два раза (см. гл.16). Эти оценки совершенно реалистичны.

Если макросейсмический эпицентр будет выбран на расстоянии  $\Delta_i = 30$  км, это дает  $M = 4$ ,  $I_{0\min} = 4$ ;  $I_{0\max} = 8.5$ ;  $\bar{I}_0 = 6 \pm 2$ ,  $\bar{h} = 10$  км, с возможной ошибкой в три раза. Возможность таких оценок также не вызывает сомнений.

Мы видим, что даже единичное сообщение о землетрясении позволяет оценить его возможные параметры с ошибками, допускающими включение этого события в каталог землетрясений.

Перейдем теперь к вопросу о соотношении балльности на первой изосейсте и балльности в эпицентре. Использование в макросейсмике ступенчатой шкалы балльности при непрерывном характере возрастания интенсивности создает определенные трудности при оценке интенсивности в эпицентре. Первая изосейста, согласно определению, оконтуривает область, внутри которой  $I \geq I_1$ . В силу непрерывного характера функции  $I$  величина  $I - I_1$  может варьировать от 0 до  $I_0 - I_1$  (где  $I_0$  – балльность в эпицентре), а сама величина  $I_0 - I_1$  теоретически может изменяться от 0 до 1. [...]

Значения  $\Delta I = I_0 - I_1$  для различных отношений  $r_1/r_2$  и  $S_1/S_2$  и различных  $\nu$  приведены также в следующей таблице, при использовании которой надо иметь в виду, что расчет по площадям значительно более точен, чем по радиусам:

$r_1/r_2$	0.22	0.24	0.28	0.32	0.34	0.40	0.45	0.5	0.55
$S_1/S_2$	0.05	0.06	0.08	0.10	0.12	0.16	0.20	0.25	0.30
$\nu = 3$	0.2	0.2	0.3	0.4	0.6	1.0	1.5	1.5	1.5
$\nu = 3.5$	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.7	1.0	1.5	1.5
$\nu = 4$	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.5	0.7	1.0	1.5
$\nu = 5$	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.6	1.0

[...] При землетрясении в малонаселенной местности может случиться, что наблюдения в непосредственной близости от эпицентра, соответствующие первой изосейсте, отсутствуют. В этом случае за первую изосейсту будет принята вторая и т.п. [...], в таблице при этом для величины  $\Delta I$  будут получены значения  $\Delta I > 1$ .

Отношение площадей первых двух наблюдаемых изосейст может быть, следовательно, использовано для диагностики случаев выпадения первой изосейсты. Если значение  $\Delta I$ , полученное по таблице, превышает  $\Delta I = 1.2$ , можно считать, что первая изосейста утрачена. В этом случае можно оценить  $I_0$  по общему правилу, но, конечно, значение  $I_0$  может быть получено со значительной ошибкой (см. разд. 14.5).

### 14.5. Оценка ошибок

Изложенное выше позволяет построить достаточно простую систему оценки ошибок при определении положения макросейсмического эпицентра и балльности в нем.

*Случай замкнутой первой изосейсты.* В случае надежной первой изосейсты с несколькими пунктами с известной балльностью хорошей оценкой возможной ошибки эпицентра  $E_m$  является половина радиуса первой изосейсты, а балльности в эпицентре – величина в 0.5 балла MMSK-86:  $\delta E_m = 0.5r_1$ ,  $\delta I_0 = 0.5$ .

В случае, если первая изосейста проведена по 1–2 пунктам, а также для случаев незамкнутой первой изосейсты с несколькими ПБ, эти оценки надо удвоить:  $\delta E_m = r_1$ ,  $\delta I_0 = 1.0$ .

Если из отношения радиусов первых двух известных изосейст следует, что приращение балльности на первой известной изосейсте превышает  $\delta I = 1.2$ , мы можем выполнить оценку ошибки эпицентра тем же способом, по радиусу первой (фактически – второй от эпицентра) изосейсты, в зависимости от обеспеченности надежности этой изосейсты:

$$\delta E_m = \begin{cases} 0.5r_1 & \text{несколько ПБ,} \\ r_1 & \text{единичные ПБ,} \end{cases}$$

$$\delta I_0 = \begin{cases} \pm 1\bar{b} & \text{при } 1.2 \leq \Delta I \leq 1.5, \\ \pm 1.5\bar{b} & \text{при } \Delta I \geq 1.5. \end{cases}$$

*Случай единичного ПБ.* В этом случае  $\delta E_m$ , очевидно, не превышает расстояние от пункта с известной балльностью до выбранного эпицентра. В зависимости от населенности местности и плотности населенных пунктов в ней ошибка  $\delta E_m$  может быть и меньше. Разумной оценкой будет  $0.5 \leq \delta E_m \leq \Delta_i$ , где  $\Delta_i$  – расстояние от пункта до эпицентра. Оценка возможной ошибки балльности в эпицентре в этой ситуации должна учитывать возможный диапазон глубин очага (см. пример в разд. 14.4). Максимальная возможная глубина очага определяется сеймотектонической ситуацией в данном районе и берется здесь как априорная оценка. Данные о распределении очагов по глубине рассмотрены далее, в главе 16. Обычно глубины очагов в пределах литосферы варьируют не более чем в 5–7 раз (встречаются диапазоны от 2 до 10 м, от 5 до 30 м и т.п.). На это дополнительно накладывается ограничение по глубине, зависящее от магнитуды. В целом это приводит к тому, что ошибка балльности в эпицентре при сообщении из одного пункта оценивается в лучшем случае как  $\delta I_0 = \pm 1.0$  балл, обычные оценки  $\delta I_0 = \pm 1.5$  балла, и практически никогда ошибки эпицентральной балльности не выходят за пределы 2 баллов.

*Промежуточные ситуации.* Случаи 3–5 пунктов с известной балльностью могут оказаться трудными для интерпретации и оценки ошибок параметров из-за противоречивого характера распределения наблюдавшейся макросейсмической интенсивности в этих пунктах. Ошибка  $\delta E_m$  в этих случаях обычно не превышает половины расстояния между двумя пунктами с  $I_{\max}$  и  $I_{\max} - 1$ , а ошибка  $\delta I_0$  составляет  $\pm 1.0$  или  $\pm 1.5$  балла. Некоторый опыт позволяет довольно быстро ориентироваться в подобных ситуациях, и давать разумные оценки ошибкам  $\delta E_m$  и  $\delta I_0$ . [...]

*Дополнительная литература [ред]*

Cecić et al., 1996; Musson, 1996; Bakun and Wentworth, 1997; Gasperini et al., 1999.

## ГЛАВА 15

### Оценка магнитуды исторических землетрясений по макросейсмическим данным

#### 15.1. Выбор метода

Обычной практикой перехода от макросейсмических характеристик исторических землетрясений к магнитуде является использование соотношения:

$$M = k_1 I_0 \pm k_2. \quad (15.1)$$

Впервые соотношение этого вида было предложено Б. Гутенбергом и Ч. Рихтером [Гутенберг, Рихтер, 1961] для землетрясений Калифорнии с фиксированной глубиной очага (около 16 км) (при  $k_1 = 0.67, k_2 = 1.0$ ), но затем оно, с легкой руки М. Бота и других исследователей [Bath, 1966], начало применяться вообще для любых неглубоких землетрясений и использоваться во множестве каталогов исторических землетрясений [...]. Покажем, что этот способ может быть рекомендован и применен лишь в самых крайних случаях.

Обратимся к уравнениям макросейсмического поля (см. гл. 8): в эпицентре

$$I_0 = bM - \nu \lg h + c, \quad (15.2)$$

в точке на расстоянии  $\Delta_i$

$$I_i = bM - \nu \lg \sqrt{\Delta_i^2 + h^2} + c, \quad (15.3)$$

при этом на расстояниях  $\Delta_i \geq 3h$  мы вполне с достаточной точностью можем считать

$$\Delta_i \simeq \sqrt{\Delta_i^2 + h^2} \quad \text{и} \quad I_i = bM - \nu \lg \Delta_i + c. \quad (15.4)$$

Выраженные относительно  $M$  необходимые нам формулы имеют вид:

$$M = \frac{1}{b} I_0 + \frac{\nu}{b} \lg h - \frac{c}{b}, \quad (15.5)$$

$$M = \frac{1}{b} I_i + \frac{\nu}{b} \lg \Delta_i - \frac{c}{b}, \quad \Delta_i \geq 3h. \quad (15.6)$$

Сравнивая (15.1) и (15.5), мы видим, что при определении магнитуды по формуле (15.1) глубина очага не учитывается, а входит в усредненном виде в коэффициент  $k_2$ . При этом могут возникнуть грубые ошибки оценки  $M$ . Из (15.1) и (15.5) следует

$$k_2 = \frac{1}{b}(\nu \lg h - c), \quad \text{и} \quad \delta k_2 = \frac{\nu}{b} \lg \frac{h_{\max}}{h_{\min}}.$$

При изменении  $h$  в наиболее частом диапазоне глубин очага 5–20 км, при  $\nu = 3.5 - 4.0$  мы получаем возможную ошибку магнитуды за счет неизвестной глубины очага  $\delta_1 M \approx \pm 1.5$ .

К этому следует добавить ошибку за счет отклонений в оценке  $I_0$ . Выше (см. разд. 14.5) мы видели, что при единичных сообщениях она достигает  $\delta I_0 = \pm 1.5$ , откуда  $\delta_2 M \approx \pm 1.0$ , а суммарная максимально возможная ошибка  $\delta M \approx \pm 2.5$ , что, безусловно, слишком много даже для исторических землетрясений. Если же взять более широкий диапазон возможных глубин, например, от 2 до 40 км, то максимально возможная ошибка  $M$  становится равной

$$\delta_1 M \approx \pm 3.0 - 3.5, \quad \delta_2 M \approx \pm 1.0, \quad \delta M \approx \pm 4.0 - 4.5,$$

что уже совершенно недопустимо.

В реальных каталогах такие ошибки встретить трудно, однако сказанное не является преувеличением: если бы мы имели для двух известных сильных землетрясений – Агадирского 1960 г. и Красноводского 1895 г. – лишь скудные данные об основных эффектах в эпицентре, мы бы, вероятно, дали для этих двух землетрясений примерно одинаковую оценку  $I_0$  (9 баллов) и по (15.1) одинаковую оценку магнитуды. По наиболее распространенному варианту соотношения (15.1)

$$M = 0.67I_0 + 1.0 \tag{15.7}$$

для этих землетрясений мы бы получили  $M = 7.0$ , при инструментальных оценках для Агадира  $M = 5.7$ , для Красноводска  $M = 7.8$ . Ошибка магнитуды, как видим, превышает одну единицу  $M$ .

Береговское землетрясение 24 октября 1965 г. (Карпаты), попади оно в некачественные каталоги исторических землетрясений, получило бы по формуле (15.7) оценку  $M \approx 5.7$ , между тем инструментально определенная магнитуда этого землетрясения  $M = 2.5$  ( $h = 2$  км). Ошибка магнитуды превышает три единицы  $M$ .

Мы убеждаемся в том, что широко применяемый способ оценки магнитуды исторических землетрясений по балльности в эпицентре действительно является и чрезвычайно малопригодным.

Другим элементом, на который исследователи могли опереться, не используя понятие и уравнений макросейсмического поля, является предельный радиус осязаемости землетрясения  $r_{оц}$ . Уравнение, связывающее  $r_{оц}$  и  $M$  впервые предложено также Гутенбергом и Рихтером [Gutenberg, Richter, 1949]. Высокий уровень этих работ определил важное обстоятельство:  $r_{оц}$  вошло в уравнение для  $M$  не в линейном виде, а в виде логарифма

$$M = 3.8 \lg r_{оц} - 3.0. \quad (15.8)$$

Легко видеть, что формула типа (15.8)  $M = k_3 \lg r_{оц} + k_4$  непосредственно следует из общего уравнения макросейсмического поля [...] при  $k_3 = \nu/b$ ,  $k_4 = 1/b(I_{\min} - c)$ , где  $I_{\min}$  – минимальная макросейсмическая интенсивность, соответствующая пределу осязаемости землетрясения на поверхности Земли. [...]

При оценке магнитуды исторических землетрясений по радиусу осязаемости следует иметь в виду, что реальная величина  $I_{\min}$  может заметно варьировать в зависимости от местных условий (населенность, сохранность данных, преобладание более чувствительного городского или менее чувствительного сельского населения и т.п.). Она зависит и от критериев применяемой сейсмической шкалы, которые особенно нестабильны в диапазоне интенсивности 2–4 балла. Так, в практике американских оценок чаще всего принимается  $I_{\min} = 2.5$ , иногда даже  $I_{\min} = 2.0$  балла.[...]

Для средневековых и античных землетрясений мы можем, в зависимости от обстоятельств, принимать оценки  $I_{\min} = 4$  или  $I_{\min} = 5$  баллов.

Способ оценки  $M$  по радиусу осязаемости  $r_{оц}$  заметно более точен, чем по  $I_0$ . Ошибка оценки  $I_0$  здесь вообще не сказывается. Если принять для ошибки  $I_{\min}$  значение  $\delta I_{\min} = \pm 1$  балл и считать, что возможна максимальная ошибка  $r_{оц}$  в два раза (это очень осторожная оценка), мы получим:

$$\text{ошибку } M \text{ за счет ошибки } r_{оц}: \delta_1 M = \frac{\nu}{b} \delta \lg r_{оц} \approx \pm 0.75,$$

$$\text{ошибку } M \text{ за счет ошибки } I_{\min}: \delta_1 M = \frac{1}{b} (\delta I_{\min} - c) \approx \pm 0.7;$$

суммарная максимальная возможная ошибка составит  $\delta M \approx \pm 1.5$ , что заметно меньше, чем в предыдущем способе.

Итоги сказанного естественно приводят нас к выводу, что наилучшим способом оценки магнитуды исторических землетрясений является оценка  $M$  по всей имеющейся совокупности данных о балльности и расстояниях; при небольшом числе пунктов – по всем парам значений  $(I_i, \Delta_i)$ ; при числе пунктов, достаточном для построения карты изо-

сейст – по всем парам значений  $(I_i, r_i)$ , где  $I_i$  – балльность на  $i$ -й изосейсте,  $r_i$  – ее средний радиус. Именно этот способ мы выбираем в качестве рабочего при оценке магнитуды по историческим данным. Магнитуду, определенную этим способом, мы обозначаем как  $M_I$ .

Магнитуду по всей совокупности макросейсмических данных можно вычислить и иначе – для этого надо по макросейсмическим данным определить глубину очага  $h_I$  (см. гл. 16) и затем по уравнению  $(I_0, M, h)$ -корреляции для данного случая

$$I_0 = bM_{I_0h} - \nu \lg h_I + c \quad (15.9)$$

вычислить  $M$ . Этот способ хуже предыдущего, так как при опосредованном использовании макросейсмических данных добавляется ошибка оценки глубины очага. Этот способ, однако, был одно время достаточно популярным, хотя авторы, применявшие его, допускали серьезную методологическую ошибку, проистекающую из употребления несогласованных по  $\nu$  макросейсмической формулы, применявшейся для оценки  $h$ , и уравнения вида (15.9).

### 15.2. Методика и техника оценки магнитуды исторических землетрясений

Для перехода от радиусов изосейст или расстояний до пунктов с фиксированной балльностью к магнитуде используется уравнение макросейсмического поля вида (15.6) либо со среднемировыми коэффициентами  $b = 1.5, \nu = 3.5$  и  $c = 3.0$ , либо с одним из региональных наборов этих коэффициентов. Как показывает опыт, применение региональных наборов коэффициентов уменьшает ошибку оценки  $M_{macr}$  на 0.1–0.3.

При определении  $M_{macr} = M_I$  предпочтительнее работа с картой ПБ (при небольшом числе пунктов) или с картой изосейст, составленной самим исследователем, поскольку приводимые в литературе значения средних радиусов изосейст 3-го балла  $r_3$ , 5-го –  $r_5$  или других баллов могут содержать ошибки.

При оценке  $M_{macr} = M_I$  полезно следовать правилу: использовать по возможности всю информацию о средних радиусах изосейст или расстояниях до отдельных пунктов с известной балльностью, кроме первых двух изосейст (считая от эпицентра) и последней (последняя изосейста, обычно соответствующая  $I_i = 3$ , проводится особенно неточно – см. гл. 8). Радиус изосейст 3-го балла обычно занижается за счет недостатка информации, а при очень больших землетрясениях и, соответственно, больших значениях  $r_3$  – еще и за счет эффекта поглощения.

При использовании карт изосейст из литературы, в особенности без нанесенных пунктов с балльностью, часто приходится сталкиваться с интуитивным желанием их авторов представить изосейсты как систему с линейным возрастанием радиусов ( $r_i - r_{i+1} \approx \text{const}$ ), между тем как физика макросейсмического поля требует логлинейного возрастания радиусов ( $\lg r_i - \lg r_{i+1} \approx \text{const}$ ). Это – очень важное обстоятельство: при первом взгляде на карту изосейст, обнаружив арифметическую, а не геометрическую прогрессию в возрастании радиусов, можно сразу же с уверенностью говорить о некондиционности карты и искать возможности ее пересмотра на основе надежных ПБ [...].

Строго говоря, в использовании средних радиусов изосейст  $r_i$  и расстояний  $\Delta_i$  есть различие, проистекающее из того, что пункты с  $\Delta_i$  расположены внутри огибающей со средним радиусом  $r_i$ . Показатель геометрической прогрессии радиусов изосейст, проведенных через один балл, равен  $1/\nu$ , а логарифм отношения радиуса изосейсты и среднего расстояния до охватываемых ею пунктов равен  $\lg \frac{r_i}{\Delta_i} = \frac{1}{2\nu}$ ; при  $\nu$ , меняющихся от 3 до 5, отношение  $r_i/\Delta_i$  меняется в пределах от 1.25 до 1.5. Это означает, что при использовании не радиусов, а расстояний, к получаемой магнитуде должна быть добавлена поправка  $\delta M = \frac{\nu}{b} \cdot \frac{1}{2\nu} \approx 0.3$ , не зависящая от  $\nu$ . Обычно этим правилом пренебрегают.

В качестве примера оценки магнитуды по историческим макросейсмическим данным в табл. 15.1 приведены определения магнитуды одиннадцати сильнейших сейсмических катастроф, происшедших в различных частях мира с 859 г.н.э. до 1886 г. [...]

ТАБЛИЦА 15.1. Магнитуда  $M_I$  некоторых сильнейших исторических землетрясений

Район	Дата, год	Радиус изосейсты / расстояние, км							$M_I$
		9	8	7	6	5	4	3	
Антиохия	859	–	–	–	380	–	900	1600	8.0
Тавр	1114	–	85	210	–	600	800	1100	8.0
Река Св.Лаврентия (Канада)	1663	–	–	–	450	–	–	–	8.3
Шемаха (Кавказ)	1668	25	85	185	270	460	620	–	7.8
Сев. Анатолия (Турция)	1668	–	–	–	270	–	–	–	8.0
Лиссабон	1755	–	–	–	–	500	1100	–	7.9
Массачусетс (США)	1755	–	–	–	–	–	630	–	7.4
Нью-Мадрид (США)	1812	110	220	390	660	920	1350	–	8.6
Арарат (Кавказ)	1840	15	56	110	270	–	520	–	7.4
Чарлстон (США)	1886	–	–	–	–	–	–	1200	7.4

Здесь примечательна оценка магнитуды землетрясения 1812 г. в Нью-Мадриде: Ч. Рихтер оценивает магнитуду сильнейшего в серии из трех толчков землетрясения в 7.8. Используя данные некондиционной карты изосейст этого землетрясения (линейное возрастание радиусов), мы получим вариант этой карты, расчет по которой приводит к несколько сенсационной магнитуде этого землетрясения  $M = 8.6$ . Снизить эту оценку не удастся: сведения о падении труб – достаточно серьезное свидетельство.

Часто мы располагаем данными не о радиусах изосейст, а о размерах их площадей. При изосейстах сложной конфигурации использование площадей изосейст является хорошим сглаживающим приемом. Заменяя в уравнении (15.4)  $r_i$  на  $S_i$ , по соотношению  $S_i = \pi r_i^2$  получаем

$$M = \frac{1}{b} I_i + \frac{\nu}{2b} \lg S_i - \frac{c + 0.25\nu}{b},$$

а при среднемировых значениям коэффициентов  $b = 1.5$ ,  $\nu = 3.5$  и  $c = 3.0$

$$M = 0.67 I_i + 1.17 \lg S_i - 2.6.$$

Последнее соотношение удобно для оценки магнитуды по площади любой далекой изосейсты. [...]

### 15.3. Оценка ошибок

Повторим и уточним оценки возможных ошибок при определении магнитуды по макросейсмическим данным.

*Случай единичного пункта.* При использовании балльности в единичном пункте максимальная ошибка расстояния, как указано в разделе 14.5, может составить  $\pm 0.5 \Delta_i$ ; ошибка интенсивности в этом пункте может быть принята равной  $\delta I_i = \pm 1$  балл. Ошибка за счет балльности в пункте

$$\delta_1 M = \pm \frac{1}{b} \delta I_i \approx \pm 0.7, \quad (15.10)$$

ошибка за счет расстояния

$$\delta_2 M = \pm \lg(\delta \Delta_i) \approx \pm 0.8, \quad (15.11)$$

суммарная максимальная ошибка магнитуды  $\delta M = \pm 1.5$ .

*Случай карты изосейст.* Здесь ошибка положения эпицентра играет меньшую роль, так как она заметно меньше используемых радиусов изосейст. При одной используемой изосейсте ошибка балльности на

изосейсте  $\delta I_i = \pm 1$  балл, ошибка радиуса изосейсты зависит от числа пунктов; в среднем мы можем принять ее равной 30%. При этом

$$\delta_1 M \approx \pm 0.7, \quad \delta_2 M \approx \pm 0.3, \quad \delta M = \pm 1.0.$$

При двух–трех правильно проведенных изосейстах, за счет построения согласованной их системы, уменьшается как ошибка балльности на каждой из них, так и ошибка их радиусов (до 15–20%). Кроме того, среднюю оценку уменьшает фактор осреднения (при 2–3 изосейстах – примерно в 1,5 раза). В итоге для двух–трех изосейст можно принять

$$\delta_1 M \approx \pm 0.5, \quad \delta_2 M \approx \pm 0.3, \quad \delta M = \pm \frac{0.5 + 0.3}{1.5} \approx \pm 0.5.$$

При четырех–шести изосейстах, соответственно,

$$\delta_1 M \approx \pm 0.4, \quad \delta_2 M \approx \pm 0.3, \quad \delta M \approx \pm 0.3.$$

К этому добавляется оценка за счет ошибок коэффициентов  $b, \nu$  и  $c$ , о чем уже сказано выше.

Наилучший способ контроля приведенных выше оценок – прямое сравнение магнитуд, определенных по макросейсмике для землетрясений XX в., с прямыми инструментальными определениями. Для простоты мы будем полагать имеющиеся данные по  $M_i$  точными (на деле ошибка  $M_i$  при использовании от одной до большого числа станций меняется от 0.7 до 0.2 [Кондорская, Шебалин, 1977]).

В табл. 15.2 проведено такое сравнение для 2-х групп землетрясений:

а) землетрясений с  $M \geq 6.0$  из Генерального каталога землетрясений Северной Евразии (NEA-W);

б) землетрясений, в основном слабых, случайным образом выбранных из Нового каталога [Кондорская, Шебалин, 1977; Kondorskaya et al., 1982].

Для единообразия все величины  $M_I$  определены в табл. 15.2 по среднемировым коэффициентам  $b = 1.5, \nu = 3.5, c = 3.0$ , и это привело, как и следовало ожидать, к некоторому завышению ошибок.

По 30 сильным землетрясениям из каталога NEA-W среднее значение ошибки  $\delta M = M_I - M$  (где  $M$  – инструментальная оценка) равно  $-0.4$ ; применение региональных значений коэффициентов  $\nu = 4.0$  и  $c = 3.8$  уменьшило бы эту оценку до  $-0.2$ . Это означает, что в указанном регионе мы слегка занижаем оценку  $M$  по макросейсмическим данным.

По в большинстве слабым землетрясениям Карпат, Крыма, Кавказа и Средней Азии (61 событие) мы получим  $\overline{\delta M} = \overline{M_I - M} = 0.0$ .

Таким образом, *доказано право на существование и использование изложенного в разделе 15.2 способа оценки  $M$  по историческим (макросейсмическим) данным.*

ТАБЛИЦА 15.2. Сопоставление макросейсмических и инструментальных определений магнитуды для двух групп землетрясений

Дата	Координаты		$h$	$M$	Число станций	$M_I$	Число изо-сейст	Число пунктов	$M_I - M$	Источник*)
	$\varphi, N$	$\lambda, E$								
8.7.1895	39.6	54.1	40	7.7	3	8.1	4	25	+0.4	NEA-W
8.11.1901	40.05	41.45	14	6.1		5.8	2		-0.3	NEA-W
13.2.1902	40.7	48.5	18	6.9	12	6.2	4	55	-0.7	NEA-W
5.7.1902	40.8	23.2	14	6.6		6.2	4		-0.4	NEA-W
4.4.1904(1)	41.8	23.0	17	7.1		7.1	5		0.0	NEA-W
4.4.1904(2)	41.8	23.1	22	7.8		7.7	5		-0.1	NEA-W
10.4.1905	43.3	41.7	38	6.4	22	6.3	3	24	-0.1	NEA-W
18.4.1911	31.2	56.9	36	6.2		6.4	1	1	+0.2	NEA-W
7.6.1911	41.0	50.5	52	6.4	10	6.7	1	8	+0.3	NEA-W
25.5.1912	45.8	27.2	26	6.3		6.9	3		+0.6	NEA-W
9.8.1912	40.6	26.8	14	7.3		7.3	4		0.0	NEA-W
14.6.1913	43.1	25.7	13	7.0		6.8	4		-0.2	NEA-W
24.1.1916	40.3	36.8	34	7.1		7.2	1		+0.1	NEA-W
26.1.1916	45.4	24.6	21	6.4		6.3	3		-0.1	NEA-W
24.3.1922	44.4	20.4	8	6.0		5.9	4		-0.1	NEA-W
18.3.1926	35.8	29.5	34	6.8		6.9	3		+0.1	NEA-W
26.6.1927	44.5	34.3	35	6.0		6.1	5		+0.1	NEA-W
11.7.1927	32.1	35.4	9	6.0		6.5	2		+0.5	NEA-W
1.5.1929	37.8	51.8	22	7.2	8	6.9	5	97	-0.3	NEA-W
7.3.1931	41.2	22.5	18	6.0		6.1	4		+0.1	NEA-W
5.10.1948	37.7	58.7	18	7.3	18	7.2	6	248	-0.1	NEA-W
7.9.1953	41.1	33.0	40	6.1		5.2	1		-0.9	NEA-W
20.2.1956	39.9	30.5	18	6.0		6.1	4		+0.1	NEA-W
14.6.1964	38.1	38.5	12	6.0		5.5	4		-0.5	NEA-W
6.10.1964	40.1	28.0	17	6.8		6.9			+0.1	NEA-W
31.8.1968	34.05	58.8	18	7.4	1	6.7	4		-0.7	NEA-W
8.4.1976	40.33	63.67	36	7.0		7.4	3		+0.4	NEA-W
30.10.1983	40.4	42.0	11	6.7		5.4	3		-0.3	NEA-W
19.3.1984	40.32	63.33	20	7.2		7.6	4		+0.4	NEA-W
20.6.1990	36.8	49.3	20	7.4		7.4	2		0.0	NEA-W
6.2.1904	45.7	26.6	60	5.9	1	6.2	2	18	+0.3	nc
5.1.1908	48.57	23.05	5	4.7	3	3.3	2	9	-0.4	nc
10.8.1926	48.02	23.7	5	4.0	1	4.1	3	28	+0.1	nc
5.6.1941	48.9	21.8	4	4.3	1	4.4	1	1	+0.1	nc
10.5.1950	48.1	25.6	8	4.1	3	4.1	1	1	0.0	nc
5.4.1963	48.15	24.0	12	3.5	1	3.6	1	1	+0.1	nc
27.2.1967	44.8	26.7	48	5.0	12	5.5	2	309	+0.5	nc
29.7.1967	48.03	23.5	2	2.3	4	2.2	2	6	-0.1	nc
6.1.1970	47.7	24.0	12	3.4	5	3.8	1	1	+0.4	nc
25.2.1974	48.4	22.98	3	2.3	4	2.6	2	21	+0.3	nc
7.3.1975	45.85	26.66	5	4.8	7	4.7	1	1	-0.1	nc

\*)NEA-W – [Kondorskaya et al., 1993]; nc – [Kondorskaya et al., 1982]

ТАБЛИЦА 15.2 (окончание).

Дата	Координаты		$h$	$M$	Число станций	$M_I$	Число изо-сейст	Число пунктов	$M_I - M$	Источник
	$\varphi, N$	$\lambda, E$								
16.7.1910	44.4	34.5	14	4.2	1	4.2	1	1	0.0	пс
11.9.1927	44.3	34.3	17	6.8	32	6.7	4	31	-0.1	пс
1.7.1932	44.5	34.2	18	4.3	2	4.3	2	4	0.0	пс
26.12.1934	44.1	34.3	18	4.6	4	4.6	1	2	0.0	пс
18.3.1951	44.5	33.0	15	5.5	30	4.6	2	2	-0.9	пс
25.9.1959	44.0	39.4	6	4.5	5	4.8	2	2	+0.3	пс
21.2.1961	44.55	34.25	10	3.0	1	3.4	2	6	+0.4	пс
25.5.1968	44.8	38.2	10	4.4	1	4.4	3	10	0.0	пс
12.7.1969	44.9	37.5	7	4.0	2	3.5	2	13	-0.5	пс
6.8.1972	44.6	32.7	15	4.0	3	5.1	2	8	+1.1	пс
3.10.1902	41.8	45.6	6	4.4	1	4.8	2	5	+0.4	пс
17.10.1902	42.1	45.8	7	4.5	1	4.7	3	3	+0.2	пс
2.12.1902	40.7	48.7	4	4.3	1	3.7	1	1	-0.6	пс
2.11.1903	41.1	47.1	36	5.0	1	6.3	2	13	+1.3	пс
5.7.1906	40.8	48.7	24	5.1	9	5.2	2	11	+0.1	пс
27.9.1926	41.5	48.8	23	4.5	3	4.6	2	2	+0.1	пс
22.10.1926	40.7	43.7	7	5.7	16	5.3	3	56	-0.4	пс
15.6.1941	42.3	42.1	13	4.7	1	4.8	3	19	+0.1	пс
5.9.1945	40.7	45.0	6	4.4	1	4.2	2	6	-0.2	пс
29.11.1946	44.2	43.1	7	4.4	3	3.6	2	3	+0.2	пс
9.11.1950	43.3	46.1	19	5.0	3	4.9	3	7	-0.1	пс
21.12.1955	43.6	40.1	4	4.3	2	4.4	3	27	+0.1	пс
6.5.1958	43.14	47.77	5	5.5	9	5.2	2	2	-0.3	пс
12.2.1961	43.0	47.5	5	3.8	1	3.3	2	3	-0.5	пс
9.6.1961	40.8	50.6	14	4.8	8	4.9	1	1	+0.1	пс
4.10.1964	41.2	45.8	14	4.0	1	4.7	2	22	+0.7	пс
30.1.1968	43.9	43.1	17	4.0	1	4.6	2	25	+0.6	пс
20.12.1971	41.23	48.38	5	5.5	23	5.1	3	80	-0.4	пс
23.12.1974	42.95	46.82	6	5.0	12	4.4	3	30	-0.6	пс
16.3.1905	40.1	67.9	7	4.2	1	3.9	2	3	-0.3	пс
13.8.1906	44.7	79.6	17	5.7	2	5.7	2	4	0.0	пс
3.1.1911	42.9	76.9	25	8.2	6	7.5	7	91	-0.7	пс
18.2.1911	38.2	72.8	26	7.4	23	7.4	3	12	-0.3	пс
8.4.1914	38.5	73.6	16	5.4	5	5.9	3	4	+0.5	пс
18.6.1917	42.5	68.8	10	5.0	1	5.6	1	1	+0.6	пс
1.1.1924	41.0	70.5	20	5.0	4	4.9	1	2	-0.1	пс
11.4.1926	40.6	69.5	18	5.4	9	5.3	1	1	-0.1	пс
5.2.1932	40.9	72.2	17	4.7	5	4.9	2	2	+0.2	пс
11.1.1943	38.62	69.3	10	6.0	8	5.6	2	67	-0.4	пс
12.1.1943	38.47	69.26	5	5.5	8	5.0	2	35	-0.5	пс
3.11.1948	42.5	70.4	14	4.4	1	5.3	1	2	+0.9	пс
27.2.1952	38.6	68.9	8	4.7	1	4.5	3	23	-0.2	пс
22.10.1952	37.9	69.9	6	3.6	1	3.8	2	13	+0.2	пс
21.7.1959	40.4	67.9	8	4.1	2	4.6	2	2	+0.5	пс
20.5.1966	40.8	73.1	15	4.6	4	4.8	2	7	+0.2	пс
22.12.1966	38.0	65.9	16	4.5	6	5.5	2	15	+1.0	пс
18.5.1967	40.63	70.75	6	4.6	5	4.8	3	41	+0.2	пс
22.5.1967	37.1	68.1	9	4.5	1	4.3	3	21	-0.2	пс
21.4.1968	38.47	68.65	8	4.3	1	4.1	3	91	-0.2	пс
28.8.1969	39.10	73.52	10	5.7	17	5.5	2	3	-0.2	пс

Еще один пример сопоставления  $M_I$  и  $M_i$  для 78 сильнейших землетрясений (21 – Западной Европы, 21 – Кавказа и Туркмении, 22 – Центральной Азии, 14 – Сибири, Монголии и Сахалина), выполненный попутно при сопоставлении определений глубины очага, содержится в главе 16. Средние расхождения  $\delta M = M_I - M_i$  по этим группам событий составили – Западная Европа:  $\delta M = -0.06$  (для 20 событий, с исключением Исландского землетрясения – см. выше); Кавказ и Туркмения:  $\delta M = -0.04$  (правда, с большими вариациями, от  $\delta M = -0.7$  до  $\delta M = +0.6$ ); Центральная Азия:  $\delta M = -0.23$  (по 19 событиям), Сибирь, Монголия и Сахалин  $\delta M = -0.15$ . Занижение  $M_I$  в Сибири естественно в условиях низкой плотности населения и трудностей обследования.

Что же касается Центральной Азии, то, по-видимому, применение среднемировых значений коэффициентов здесь не очень оправдано и желательно их региональное уточнение [...]

#### *Дополнительная литература [ред]*

Bakun and Wentworth, 1997; D'Amico and Albarello, 1999 (содержит большую библиографию по оценке  $M$ ); Gasperini et al., 1999; Johnston, 1999.

## ГЛАВА 16

### Глубина очага землетрясения

#### 16.1. К истории вопроса

Определение глубины очага землетрясений по макросейсмическим данным до самого последнего времени было наиболее универсальным средством оценки этого важнейшего очагового параметра. Инструментальные методы (времена пробега, глубинные фазы, наконец, определение центра очага) развивались крайне медленно и страдали большими методическими и техническими недостатками, в результате чего в международных сейсмических сводках до конца 60-х годов надежными являются лишь специфически определявшиеся глубины очагов промежуточных и глубоких ( $h > 70$ ) землетрясений. С конца 60-х годов увеличивается доля хороших определений глубины очага литосферных землетрясений в сводках ISC, а в самые последние годы появилось, наконец, доверие к систематическим публикациям глубины очага в сводках ISC. Что же касается более ранних периодов наблюдений, то не только до начала XX в., но, практически, до конца 60-х годов макросейсмические определения глубины очага сухопутных землетрясений оказались единственным надежным источником информации о глубинах очага.

К сожалению, этот метод в течение долгих десятилетий оставался практически не востребованным сейсмическими службами мира и отдельных стран, за исключением очень немногих. Из крупных региональных сейсмических сводок лишь в публикации “Землетрясения в СССР” (1958–1990) можно найти регулярные оценки глубины очага землетрясений с более или менее надежными макросейсмическими данными.

По существу, в наблюдательной сейсмологии сложилось положение, при котором там, где есть возможность определять глубину очага инструментально, макросейсмической глубиной не интересуются; там, где инструментальное определение невозможно, макросейсмической глубине не верят.[...]

Причина такого недоверия к старейшему способу анализа макросейсмических данных, имеющему более чем вековую историю, мало понятны. Главная причина имеет часто психологическое происхождение, она связана с кажущейся невозможностью проверить независимыми способами определения глубины очага землетрясения. Не последнюю роль играет, по-видимому, и чисто эмпирический подход к построению, так называемых, “макросейсмических” формул – так в европейской литературе до последнего времени назывались уравнения, связывающие с макросейсмическими параметрами глубину очага – именно глубину, как

единственный макросейсмически определявшийся параметр. Это хорошо видно из единственной, давно устаревшей сводки В. Шпонхойера, [Sponhoyer, 1960], достаточно и детально, с примерами обработки и пояснениями, описывающей многочисленные, известные к тому времени из литературы, способы оценки глубины очага землетрясения по макросейсмическим данным, но не дающей никакого физического обоснования этим формулам. Это неудивительно: упоминая некоторые “макросейсмические формулы”, от попытки их физического обоснования в своей книге “Физические аспекты природных катастроф” отказывается даже А. Шейдеггер [Шейдеггер, 1981].

Уже после выхода книги В. Шпонхойера было предложено несколько новых формул, среди которых укажем формулу Медведева [Медведев, 1962]

$$h = \beta \sqrt{S_2 + S_3}, \quad (16.1)$$

где  $S_2, S_3$  – площади второй и третьей изосейст, считая от эпицентра. С.В. Медведев не дает вывода этой формулы. Мы приведем здесь такой вывод. Исходя, опять-таки, из общих уравнений макросейсмического поля (8.10), (8.7) имеем

$$I_0 - I_2 = \nu \lg \sqrt{1 + \frac{S_2 \cdot 10^3}{\pi k^2 h^2}},$$

$$I_0 - I_3 = \nu \lg \sqrt{1 + \frac{S_3 \cdot 10^3}{\pi k^2 h^2}},$$

где  $k = 10^{\frac{1}{2\nu}}$  (см. ниже (16.5)), а площади  $S_i$  выражены в тыс. км<sup>2</sup>.

Путем несложных преобразований получаем

$$S_2 + S_3 = 10^{-3} \pi k^2 h^2 \left( 10^{\frac{I_0 - I_2}{\nu}} + 10^{\frac{2(I_0 - I_3)}{\nu}} - 2 \right),$$

откуда

$$h = \beta \sqrt{S_2 + S_3},$$

где

$$\beta = \frac{17.8}{10^{\frac{1}{2\nu}} \sqrt{10^{\frac{I_0 - I_2}{\nu}} + 10^{\frac{I_0 - I_3}{\nu}} - 2}}. \quad (16.2)$$

Таким образом, коэффициент перед радикалом в формуле Медведева (16.1) зависит как от коэффициента затухания балльности  $\nu$ , так и от соотношения между балльностью в эпицентре и балльностью на первой

изосейсте (определяющей разности  $I_0 - I_2$  и  $I_0 - I_3$ ). С.В.Медведев при определении величины коэффициента  $\beta$  принимает  $I_0 - I_1 = 1/2$ , хотя эту величину, варьирующую от 0 до 1, легко определить по отношению площадей одной и двух изосейст (см. гл.14).

Формула Медведева практически очень удобна, поэтому ей можно пользоваться, если коэффициент  $\beta$  брать соответствующим коэффициенту затухания балльности  $\nu$ , определенному для данной зоны [...] по следующей таблице<sup>1</sup>

$\nu$	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0
$\beta$	1.8	2.3	2.9	3.5	4.1	4.6	5.1

Использование формулы Медведева в ее первоначальном виде, при  $\beta = 7$ , ведет к большой (до 2–3-кратной) ошибке в определении глубины очага, которая тем больше, чем меньше в данной области значение коэффициента  $\nu$ . Лишь для глубоких землетрясений, для которых  $\nu \approx 5 \div 8$ , формула Медведева при  $\beta = 7$  дает хорошие результаты.

С середины XX в. в сейсмологическую практику вошло определение глубины очага землетрясения по соотношению магнитуды и балльности в эпицентре (см. далее, гл. 16).

Заметим, что коэффициент в макросейсмической формуле вида

$$I_0 - I_i = \nu \lg \sqrt{1 + \frac{\Delta_i^2}{h^2}} \quad (16.3)$$

и коэффициент при  $\lg h$  в уравнении  $(I_0, M, h)$ -корреляции вида

$$I_0 = bM - \nu \lg h + c$$

есть одна и та же физическая величина. К сожалению, во многих работах приводятся взаимно не согласованные формулы вида (8.7) и (16.3), пользоваться которыми нельзя. Так, применяемые Гутенбергом и Рихтером [Gutenberg, Richter, 1949] уравнения  $(\lg E, I, h)$ -корреляции, будучи приведены к  $M$ , дают в уравнении вида (15.3)  $\nu \approx 2.9$ , а в применявшейся ими макросейсмической формуле значение этого же коэффициента  $\nu = 6$ . [...]

<sup>1</sup>Таблица отвечает (16.2) с  $I_0 - I_i = i - 0.5$  [ред.]

### 16.2. Определение глубины очага по убыванию бальности с расстоянием (“макросейсмическая формула”)

Здесь будет рассмотрено определение глубины очага лишь на основе формулы с одним параметром  $\nu$ . [....]

Обращая (16.3), имеем

$$h = \frac{\Delta_i}{\sqrt{10^{\frac{2(I_0 - I_i)}{\nu}}}} - 1. \quad (16.4)$$

Чаще бывает удобнее пользоваться не расстояниями, а площадями изосейст. Однако было бы неправильно прямо подставить в (16.4) величину  $S_i = \pi \Delta_i^2$ , так как по определению изосейста  $I$ -го балла есть сглаженная огибающая точек с бальностью  $I \geq I$  и  $r_i > \bar{\Delta}$ . Поэтому площадь изосейсты должна вычисляться как  $S_i = \pi r_i^2$ .

Для средних радиусов далеких изосейст

$$\lg \frac{r_i}{r_{i+1}} \approx \frac{1}{\nu}.$$

При достаточной густоте точек наблюдения среднее расстояние до пунктов  $I$ -го балла равно

$$\bar{\Delta}_i = \sqrt{r_i \cdot r_{i+1}},$$

откуда вытекает соотношение между средним радиусом изосейсты  $I$ -го балла  $r_i$  и средним расстоянием до пунктов  $I$ -го балла  $\bar{\Delta}_i$ :

$$\lg r_i - \lg \bar{\Delta}_i = \frac{1}{2\nu},$$

или

$$\bar{\Delta}_i = r_i \cdot 10^{-\frac{1}{2\nu}}, \quad (16.5)$$

что дает при  $\nu = 3.5$ ,  $\bar{\Delta}_i = 0.72r_i$ , т.е.  $r_i \simeq \sqrt{2}\bar{\Delta}_i$  и  $S_i = \pi r_i^2 \simeq 2\pi\bar{\Delta}_i^2$ .

Подставляя эти выражения в (16.4) и (16.5), получим формулы для определения глубины очага по площади изосейст:

$$I_0 - I_i = \nu \lg \sqrt{1 + \frac{S_i}{2\pi h^2}}, \quad (16.6)$$

$$h = \sqrt{\frac{S_i}{2\pi \left(10^{\frac{2(I_0 - I_i)}{\nu}} - 1\right)}}. \quad (16.7)$$

[...]Рассмотрим *точность метода*. Вообще говоря, с увеличением числа наблюдений ошибка определения глубины очага уменьшается, но с определенным ограничением. Дело в том, что при любом увеличении материала наблюдений мы не проводим изосейсты чаще, чем через 1/2 балла. Ширина полосы между двумя последовательными изосейстами определяет естественный разброс расстояний для заданной балльности.

При  $I_k - I_i = \delta I$

$$\lg \frac{r_i}{r_k} \approx \frac{\delta I}{\nu}, \quad (16.8)$$

и можно принять с учетом (16.4), что минимальная погрешность оценки  $\lg h$  (за счет дискретности балльности) есть

$$\delta \lg h \approx \delta \lg \Delta_i \approx \frac{\delta I}{2\nu}.$$

При проведении изосейст через 1/2 балла величина  $\delta I = 1/2$ , если  $\nu = 3.5$ , то величина  $\delta \lg h \approx 0.07$ , что соответствует ошибке в определении глубины 20%.

Аналогично, если изосейста проводится через 1 балл ( $\delta I = 1$ ), величина  $\delta \lg h \approx 0.14$ , что соответствует ошибке в определении глубины 40%. Такая точность достигается лишь при отсутствии (или взаимной компенсации) ошибок определения балльности и при высокой точности определения коэффициента  $\nu$ .

В общем случае погрешность определения  $\lg h$  можно записать в виде

$$\delta \lg h = \delta \lg \Delta + \frac{1}{\nu}(\delta I_0 + \delta I_i) + \frac{\delta \nu}{\nu^2}(I_0 - I_i). \quad (16.9)$$

Реальная величина погрешности оценки глубины очага зависит прежде всего от числа точек наблюдений.

При наименьшем возможном числе наблюдений – двух точках (одной – в районе эпицентра, другой – в некотором отдалении) можно принять  $\delta I_0 = 1$ ,  $\delta I_i = 0.5$ ,  $\nu = 3.5$ ,  $\delta \nu = 0.3$  (в изученной зоне, для неисследованных областей  $\delta \nu$  может возрасти до 0.5–1.0);  $I_0 - I_i = 2$  (обычная величина для небольших землетрясений);  $\delta \lg \Delta = \frac{\Delta I_i}{2\nu} \approx 0.04$ , откуда  $\delta \lg h \approx 0.45$ . Таким образом, при определении глубины очага по двум точкам мы можем ошибиться не более чем в три раза. При всей грубости такой оценки этого достаточно, чтобы отличить очень мелкие землетрясение типа Ташкентского 1966 г. или Краснополянского 1955 г. от землетрясения с нормальной глубиной (типа Крымского 1927 г. или Хаитского 1949 г.), а последние – от землетрясения нижних горизонтов коры или верхов мантии типа Улугчатского 1955 г. или Анапского 1966 г.

Если мы располагаем несколькими пунктами с высшей балльностью (внутри одной изосейсты), а также большим числом пунктов с известной балльностью, то погрешность средних оценок может быть значительно уменьшена. Например, при двух–трех точках внутри одной изосейсты и нескольких десятков точек в дальней зоне можно принять  $\Delta I_0 = 0.25$ ,  $\Delta I_i = 0.25$ ,  $I_0 - I_i = 2$ , откуда  $\delta \lg h \approx 0.2$ , что соответствует ошибке определения глубины очага в 1.6 раза. Эту величину можно считать нормальной погрешностью определения глубины очага по макросейсмическим формулам.

До сих пор мы рассматривали задачу определения глубины очага по макросейсмическим формулам в предположении, что коэффициент  $\nu$  не зависит от азимута. На практике очень часто встречаются землетрясения с сильно вытянутыми изосейстами. [...] Форма ближайших изосейст определяется главным образом конфигурацией и размерами очага, а форма далеких изосейст – главным образом азимутальными различиями в значениях  $\nu$ . Эффект линейной протяженности очага может быть легко снят, если расстояние до первых изосейст измерять не от центра эллипса первой изосейсты, принятого за точечный эпицентр [...], а от точек линейного эпицентра, представляющего собой часть большой оси эллипса длиной  $d_{\max} - d_{\min}$  (где  $d_{\max}$ ,  $d_{\min}$  – максимальный и минимальный диаметры первой изосейсты).

Эффект азимутальных неоднородностей затухания проще всего снимается использованием в макросейсмической формуле не расстояний, а площадей, (16.7) [...].

В том случае, если желательно учесть значительные различия в затухании по разным направлениям, можно воспользоваться способом Табулевич.

Обозначим последовательные расстояния до изосейст в некотором направлении через  $\Delta_i, \Delta_{i+1}, \Delta_{i+2}$  (в порядке возрастания эпицентрального расстояния). Из (16.3) в этом случае можно получить следующие выражения:

$$h = \Delta_{i+2} \sqrt{\frac{a^2 - b}{1 - b - 2a}},$$

$$\nu = \frac{2(I_{i+1} - I_{i+2})}{\lg \frac{(1-a)^2}{a(1+b-a)-b}}, \quad (16.10)$$

где

$$a = \left( \frac{\Delta_{i+1}}{\Delta_{i+2}} \right)^2, \quad b = \left( \frac{\Delta_i}{\Delta_{i+2}} \right)^2.$$

Погрешность определения  $h$  выразится в виде

$$\delta h = \frac{\delta \Delta}{h} \Delta_{i+2} \left[ \frac{(a-b)^2 + 2a(a-b)(1-a) + b(a-b)^2}{1-2a+b} \right].$$

Заметим, что в этом способе за счет использования трех изосейст удастся избавиться от необходимости знать балльность в эпицентре. Поэтому он может быть рекомендован и для определения глубины очага в случае, когда заранее неизвестно  $\nu$  и нет точных сведений из эпицентра. В этом случае, полагая

$$a = \frac{S_{i+1}}{S_{i+2}}, \quad b = \frac{S_i}{S_{i+2}},$$

перепишем формулу (16.10) в виде

$$h = 0.57 \sqrt{\frac{S_{i+1}^2 - S_i S_{i+2}}{S_{i+2} + S_i - 2S_{i+1}}}. \quad (16.11)$$

Недостатком этой формулы является то, что коэффициент  $\nu$  входит в нее в неявном виде и, таким образом, она остается не проверенной на согласование по  $\nu$  с общим уравнением макросейсмического поля. Поэтому при использовании этой формулы необходимо проводить контрольное определение  $\nu$  по формуле (16.10). [...]

До сих пор речь шла о применении уравнений нормального макросейсмического поля, т.е. о случаях, когда глубина очага землетрясения больше его вертикальной протяженности. Обратимся теперь к более сложным случаям. При очень сильных (или очень близких к поверхности) землетрясениях это условие может нарушаться, что должно найти свое отражение в макросейсмике. Действительно, иногда, особенно при сильных землетрясениях, плавный характер убывания балльности с расстоянием нарушается в ближайшей зоне: после быстрого спадания балльности наступает как бы пауза, затем нормальное спадание балльности возобновляется. [...]

Если кривая  $I_0 - I_i = f(\Delta)$  имеет точку перегиба, по первым изосейстам определяется верхний предел глубины, а затем оценивается балльность в эпицентре  $I_{0n}$  (в отсутствии локального эффекта) и по  $I_{0n}$  и дальним изосейстам оценивается нижний предел глубины [...].

### 16.3. Определение глубины очага по балльности в эпицентре и инструментальной магнитуде

Определение глубины очага по убыванию балльности с расстоянием является одним из самых старых приемов интерпретации макросейсмических данных. Однако использование для этой цели уравнения макро-

сейсмического поля, а именно уравнения  $(I_0, M, h)$ -корреляции (8.10)  $I_0 = bM_S - \nu \lg h + c$ , началось сравнительно недавно.

Из приведенной формулы следует, что

$$h = 10^{\frac{1}{\nu}(bM_S - I_0 + c)}. \quad (16.12)$$

Это уравнение позволяет определять глубину очага землетрясения для всех случаев, когда известна балльность в эпицентре, а также независимо определенная инструментальная магнитуда землетрясения.

В методическом отношении приведенное уравнение совершенно прозрачно и не требует для своего применения каких-либо дополнительных априорных соображений. Техническая проблема состоит лишь в правильном выборе коэффициентов  $b, \nu$  и  $c$ .

В наших ранних работах (в особенности в Балканском каталоге [Shebalin, 1974]) мы стремились к возможно более дробному делению территории в плане и даже в разрезе, определяя набор  $(b, \nu, c)$  отдельно для каждого подразделения. Длительный опыт применения уравнения  $(I_0, M, h)$ -корреляции в рутинной работе по анализу землетрясений на территории бывшего СССР (Землетрясения в СССР), а также при составлении различных каталогов (Новый каталог..., 1977; New catalog..., 1982; NEA1-CAT, CSEE-CAT, GSHAP-GENCAT и др.) показал, что такой методический подход является ошибочным: незначительное повышение точности за счет уточненных коэффициентов  $(b, \nu, c)$  никак не компенсирует множества трудностей, возникающих при обработке пограничных землетрясений. Поэтому в настоящее время мы стремимся к делению изучаемой территории (если это вызывается действительной необходимостью) на минимальное число субрегионов. Так, при составлении каталога NEA1-CAT вся территория Листа 1 (Запад) Северной Евразии была разбита на два субрегиона со следующими уравнениями вида (8.10):

для Юго-восточной Европы и Ближнего Востока:

$$I_0 = 1.5M_S - 4 \lg h + 3.8,$$

для Северной ( $> 48^\circ\text{N}$ ) Европы:

$$I_0 = 1.5M_S - 3.5 \lg h + 3.6.$$

Оценка  $h$  при значениях  $M = 5, I_0 = 7$  по этим формулам составляет 16 км и 13 км, соответственно; различие не превосходит 25% от глубины.

Менее существенное методическое затруднение состоит в том, что обычно анализ макросейсмического поля внутри первой изосейсты не

производится и в формуле вида (16.12) в качестве  $I_0$  используется просто значение  $I_{\max}$ . Поскольку  $I_{\max} \leq I_0$ , это ведет к весьма небольшому завышению (увеличению) глубины очага (20–30%). Естественно, что введение поправки  $\delta I = I_0 - I_1$  так, как это описано в главе 14, делает определение глубины очага более точным. С другой стороны, необходимо учитывать возможность эффекта большой вертикальной протяженности очага и связанного с этим локального усиления балльности, что может привести к занижению глубины очага.

В зонах, где помимо литосферных очагов присутствуют землетрясения с очагами ниже верхней границы астеносферы (промежуточные и глубокие), возникает новая проблема – неоднородность оценки  $h$ , что связано с резким скачком коэффициентов  $b$ ,  $\nu$  и  $c$  при переходе через кровлю астеносферы. [...] На практике существует опасность [Шебалин, 1959; Шебалин, 1961; Shebalin, 1959], что очаг изучаемого землетрясения окажется лежащим ниже кровли астеносферы, но это не будет замечено, и магнитуда этого землетрясения будет определена по поверхностным волнам согласно методике, принятой для нормальных землетрясений, т.е. будет сильно занижена. Поэтому во всех районах, где существуют или подразумеваются глубокие очаги, существует опасность двухзначного решения.

При практическом определении глубины очага, разумеется, недопустимо априорно считать то или иное землетрясение нормальным или глубоким. Поэтому в районах, где возможны глубокие землетрясения, мы нуждаемся в дополнительной информации, позволяющей хотя бы очень грубо различать между собой нормальные или глубокие землетрясения.

Здесь уместно заметить, что рассматриваемые в настоящей главе методы определения глубины очага имеют, несмотря на их сравнительно невысокую точность, то неоспоримое преимущество перед инструментальными методами, что оба они – и применение макросейсмической формулы, и применение уравнения  $(I_0, M, h)$ -корреляции – позволяют очень хорошо чувствовать качественную сторону определения. Грубые ошибки здесь практически исключены.

Для того, чтобы качественно разрешить альтернативу двух значений глубины, нам достаточно располагать, помимо данных о балльности в эпицентре, еще хотя бы сведениями о балльности в одной–трех точках в отдалении от эпицентра. Такой грубой прикидки обычно бывает достаточно, чтобы отличить, например, глубину 10 км от 70 км.

Точность оценки глубины по формуле вида (16.12) в среднем выше, чем точность оценки глубины очага по двум–трем изосейстам. Это связано с тем, что наименее точная величина балльности в некоторой точке

в эту формулу входит один раз. Разумеется, довольно значительная ошибка в оценку  $h$  может быть внесена за счет неточного определения магнитуды для ранних землетрясений 1895–1930 гг., а также для слабых современных землетрясений, зарегистрированных одной станцией.

Если считать, что  $I_0$  определяется со средней ошибкой  $\pm 0.5$  балла, а для рядовых современных определений магнитуды характерна ошибка  $\pm 0.3$ , мы получим, что обычная ошибка оценки  $h$  не превышает полуторного значения глубины (от  $0.7h$  до  $1.5h$ ). При ошибке  $\delta I_0 = \pm 1$  балл ошибка глубины может возрасти до двухкратной (подробнее см. разд. 16.4). Глубину очага, определенную описанным выше способом, обозначим  $h_{IM}$ .

Этот метод особенно эффективен в труднодоступных малонаселенных местах, где обследование эпицентральной зоны может быть выполнено при помощи вертолета, а обследование всей территории, захваченной землетрясением, крайне затруднено.

Подчеркнем, что оценки глубины очага по спаданию балльности с расстоянием  $h_I$  и по соотношению балльности в эпицентре и магнитуды  $h_{IM}$  являются совершенно независимыми и для землетрясений XX в. могут использоваться для взаимного контроля.

#### 16.4. О специфике ошибок определения глубины очага с использованием макросейсмических данных

В среднем, при хорошем подборе коэффициентов  $b, \nu$  и  $c$  определение глубины очага по спаданию балльности с расстоянием  $h_I$  и по соотношению балльности в эпицентре и магнитуды  $h_{IM}$  дают близкие или совпадающие значения (примеры см. в разд. 16.5).

Расхождение значений  $h_I$  и  $h_{IM}$  для одного и того же землетрясения может иметь следующие причины:

во-первых, магнитуда  $M_S$  может быть определена с большой ошибкой (для ранних и слабых землетрясений);

во-вторых, может сказаться точность определения набора коэффициентов  $(b, \nu, c)$ , в особенности коэффициента  $c$ ;

в-третьих (и это – наиболее интересный случай), в пределах одной и той же очаговой зоны очаги двух землетрясений могут сильно отличаться по своим свойствам. В этом случае может произойти локальное отклонение от среднего набора  $(b, \nu, c)$ , приводящее к расхождению  $h_I$  и  $h_{IM}$ . Случай этот совершенно не исследован.

Обратим внимание на специфику формул (16.3, 16.4) и (8.10, 16.12): в этих выражениях значение  $h$  фигурирует под знаком логарифма или в показателе степенной функции. Выше мы уже указывали, что размеры последовательных изосейст подчиняются геометрической прогрессии.

Та же физическая причина приводит к тому, что применяемые формулы линейны относительно  $\lg h$ , и, следовательно, линейны ошибки  $\delta \lg h$ . Сами же величины  $h_I$  и  $h_{IM}$ , в отличие от инструментальных методов оценки глубины очага, дающих линейные ошибки оценки глубины очага (например,  $10 \pm 5$  км), оцениваются с применением указанных выше формул с кратной (а не линейной) ошибкой. К этому следует привыкнуть, хотя указание интервала глубины вместо обычной ошибки часто вызывает определенное недоумение.

Учитывая сравнительно невысокую точность оценки глубины очага с использованием макросейсмических данных, на практике удобно задать дискретный ряд возможных интервалов ошибок вида:  $(h/k, hk)$  с  $k = 1.2, 1.5, 2.0$  и  $3.0$

Для целей классификации оценок глубины по точности (например, в каталогах землетрясений) указанного ряда интервалов ошибок обычно бывает достаточно. В табл. 16.1 приведены приближенные оценки коэффициента  $k$  в зависимости от ошибок и полноты исходных данных.

ТАБЛИЦА 16.1. Ошибка кратности оценки глубины очага с использованием макросейсмических данных ( $h/k < h < hk$ )

$\delta I_0$	$\delta I_i$	$\delta \lg \Delta_i$ ( $\delta \lg r_i$ )	Число изосейст	$\delta M$	$k(h_I)$	$k(h_{IM})$
0.25	0.25	0.1	5	0.2	1.2	1.2
0.25	0.25	0.1	2	0.2	1.5	1.2
0.25	0.5	0.1	5	0.2	1.5	1.2
0.5	0.5	0.2	5	0.3	1.5–2.0	1.5
0.5	0.5	0.2	2	0.3	2.0	1.5
1	0.5	0.5	1	0.5	3.0	2.0
1	0.5	0.5	1	0.7	3.0	3.0

Может показаться, что оценки глубины очага с ошибкой, например, в три раза совершенно бесполезны. На самом деле это, конечно, не так, и если мы встретим в каталоге для двух землетрясений оценки  $h = 3$  км ( $1 \text{ км} < h < 9 \text{ км}$ ) и  $h = 30$  км ( $10 \text{ км} < h < 90 \text{ км}$ ), становится ясным совершенно разный сеймотектонический смысл положения этих землетрясений, хотя бы оцененного со столь низкой точностью.

### 16.5. Некоторые результаты

Изложенные выше способы оценки магнитуды и глубины очага землетрясения широко применялись и применяются в рутинной обработке землетрясений на территории бывшего СССР (Землетрясения в СССР).

В ходе составления каталогов землетрясений (BALKAN, пс, NEA-W, CSEE и др.) автором выполнены определения  $h_I, h_{IM}, M_I$  и  $M_{Ih}$  для нескольких тысяч землетрясений.

Для более наглядной демонстрации возможностей двух рассматриваемых способов оценки глубины очага землетрясений с использованием макросейсмических данных рассмотрим пример.

Из результатов раздела 16.2 следует, что наибольшие трудности в оценке глубины очага могут быть связаны с большой вертикальной протяженностью очагов с высокой магнитудой. В связи с этим проведем сравнение определения глубины очага двумя способами – по спаданию балльности с расстоянием и по соотношению балльности в эпицентре и магнитуды – для нескольких групп сильнейших землетрясений Западной Европы, Кавказа, Центральной Азии и Сибири (табл. 16.3). Дополнительным контролем в этих определениях может служить сравнение макросейсмического  $M_m$  и инструментального  $M_S$  определений магнитуды одного и того же землетрясения: серьезные расхождения в значениях  $M_m$  и  $M_S$  будут означать либо существенную неполноту макросейсмических данных, либо наличие крупной локальной особенности строения среды (см. гл. 15).

Табл. 16.2 содержит данные о 21 землетрясении Западной Европы, 19 – Кавказа, 4 – Туркмении, 22 – Центральной Азии, 14 – Сибири, Монголии и Сахалина – всего 80 случаев. Во всех случаях для каждого из параметров  $h_I$ ,  $h_{IM}$  и  $M_m$  приведены оценки возможной ошибки их определения. Значение глубин  $h_I$  и  $h_{IM}$  заметно (в два и более раз) расходятся в девяти случаях, однако лишь для двух случаев получены неперекрывающиеся интервалы возможных ошибок. В 11 случаях магнитуды  $M_S$  и  $M_m$  различаются более чем на 0.5 единицы, в четырех – на 1.0 и более. Эти результаты следует считать весьма удовлетворительными. Отметим, что наибольшее расхождение магнитуды – на 1.5 единицы – получено для Исландского землетрясения 06.05.1912г., где очевидна неполнота макросейсмических данных.

Сравнение макросейсмических определений глубины с инструментальными не проводилось из-за крайней ненадежности последних (см. разд. 16.1). Исключение составляют глубокие землетрясения, для которых инструментальные определения существенно более надежны. Однако именно для глубоких землетрясений наблюдается устойчивая и весьма примечательная картина: макросейсмические глубины всегда оказываются заметно меньше инструментальных. [...]

#### *Дополнительная литература [ред]*

Musson, 1996.

ТАБЛИЦА 16.2. Некоторые характеристики сильнейших землетрясений Западной Европы, Кавказа, Центральной Азии и Сибири

Дата	Район	$M_S$	$I_0$	$S_L$ , тыс. км <sup>2</sup>									$h_{LM}$ , км	$h_L$ , км	$M_m$	Источ-ник*)
				IX	VIII	VII	VI	V	IV	III	II	I				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
<b>Западная Европа</b>																
23.10.1904	Осло-фьорд (Нор.)	6.4(2)	7	-	-	-	25	102	300	850	55(46-66)	40(27-60)	6.2 ± 0.3	VK		
29.04.1905	Сен-Бернар (Шв.)	5.7(1)	8.5	-	-	2.8	20	45	91	162	10(7-15)	12(8-18)	6.1 ± 0.3	VK		
08.09.1905	Калабрия (Ит.)	7.3(2)	10	-	-	-	-	-	-	1550	15(10-27)	9(3-27)	7.1 ± 0.7	VK		
23.10.1907	Калабрия (Ит.)	5.9(4)	9.5	-	-	-	-	25	-	-	6(4-9)	6(3-12)	6.0 ± 0.7	VK		
28.12.1908	Мессина (Ит.)	7.0(6)	10	2.8	7.8	25	53	102	380	-	13(9-20)	11(7-16)	7.2 ± 0.5	VK		
23.04.1909	Лиссабон (Прт.)	6.6(13)	10	-	-	-	-	70	-	-	9(6-14)	7(3-14)	6.6 ± 0.7	VK		
11.06.1909	Прованс (Фр.)	6.2(12)	10	0.25	0.7	1.3	4	11	25	-	6(4-9)	3(2-5)	5.7 ± 0.3	VK		
16.11.1911	Штутгарт (Гер.)	6.1(31)	8	-	-	-	-	-	-	640	17(12-25)	20(10-40)	6.6 ± 0.5	VK		
06.05.1912	Исландия	7.0(18)	10	1.2	-	2.5	3.8	-	(70)	-	9(6-14)	3(1-10)	5.5 ± 0.5	VK		
28.06.1913	Калабрия (Ит.)	5.5(17)	8	-	-	-	-	15	-	100	8(6-12)	8(11-16)	5.6 ± 0.5	VK		
08.05.1914	Каганья (Ит.)	4.9(16)	9.5	-	-	-	-	1.3	-	-	2.5(1.7-4)	1.2(0.4-4.0)	4.4 ± 0.7	VK		
13.01.1915	Авещано (Ит.)	6.8(12)	10	1.9	9.5	20	35	90	144	250	10(7-15)	10(8-12)	6.8 ± 0.3	VK		
10.11.1918	Апеннины (Ит.)	5.7(8)	8	-	-	-	-	11	-	-	12(8-18)	8(4-16)	5.6 ± 0.5	VK		
29.06.1919	Апеннины (Ит.)	6.2(9)	10	-	-	-	-	28	150	-	6(4-9)	2(1-4)	5.9 ± 0.5	VK		
07.09.1920	Реджо-нель-Эмилия (Ит.)	6.3(9)	9.5	0.9	1.5	(11)	15	35	-	-	5(3-7)	7(6-9)	6.5 ± 0.3	VK		
10.07.1923	Зап. Пиренеи	5.9(15)	8	-	-	9.0	-	-	-	-	15(10-22)	14(7-28)	5.8 ± 0.5	VK		
22.02.1924	Зап. Пиренеи	5.3(11)	7	-	-	-	-	-	-	196	16(11-24)	13(6-26)	5.7 ± 0.5	VK		
07.03.1928	Калабрия (Ит.)	6.6(5)	7.5	-	-	-	-	45	196	-	40(26-60)	23(12-46)	6.2 ± 0.5	VK		
27.03.1928	Удине (Ит.)	5.8(38)	9.5	-	-	-	-	-	-	180	6(4-9)	4(2-8)	5.6 ± 0.5	VK		
23.07.1930	Баликатта (Ит.)	6.5(39)	10	1.1	2.6	7.9	18	57	126	213	8(5-12)	6(5-7)	6.6 ± 0.2	VK		
30.10.1930	Анкара (Ит.)	5.9(35)	9	0.01	0.2	0.7	2.7	7.9	-	-	8(16-36)	2(1.5-3)	5.3 ± 0.5	VK		

\*) VK — [Kárník, 1968]; NEA-W — [Kondorskaya et al., 1993]; nc — [Kondorskaya et al., 1982]

ТАБЛИЦА 16.2. (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<b>Кавказ</b>														
31.12.1899	Ахалкалаки	6.3 (2)	8	-	0.15	1.5	7.2	28	91	-	20(14-30)	14(9-21)	6.1 ± 0.3	NEA-W, nc
13.02.1902	Шемаха	6.9 (3)	8.5	-	0.7	2.0	8.0	38	166	430	28(19-42)	11(5-22)	6.3 ± 0.5	NEA-W, nc
21.10.1905	Теберда	6.4(22)	7	-	-	-	2.8	24	75	250	40(27-60)	40(27-60)	6.4 ± 0.5	NEA-W, nc
07.06.1911	Каспийское м.	6.4(10)	6.5	-	-	-	13	90	230	500	55(37-83)	52(34-78)	6.5 ± 0.5	NEA-W, nc
12.10.1912	Цхра-Цкаро	5.6(17)	7	-	-	2.8	20	80	320	-	22(15-33)	22(15-33)	5.7 ± 0.5	nc
20.02.1920	Карлц(Гори)	6.2(7)	8.5	-	0.2	1.2	5.0	16	53	-	15(10-22)	7(5-10)	5.8 ± 0.5	NEA-W, nc
19.02.1924	Ардебиль	6.6(24)	7	-	-	7.8	38	114	245	-	50(33-75)	53(35-80)	6.8 ± 0.5	NEA-W, nc
22.10.1926	Ленинкан	5.7(16)	8.5	-	0.1	0.2	1.1	11.3	57	-	9(6-14)	4(2-8)	5.7 ± 0.5	nc
27.04.1931	Зангезур	6.3(31)	8.5	-	1.7	5.0	20	107	280	-	16(11-24)	18(12-27)	6.6 ± 0.5	NEA-W, nc
20.10.1931	Каспийское м.	6.2(3)	7	-	-	-	-	125	320	640	130(85-195)	90(45-180)	6.4 ± 0.5	nc, NEA-W
09.04.1935	Каспийское м.	6.3(5)	6.5	-	-	-	6.4	80	220	810	160(110-240)	90(45-180)	6.6 ± 0.5	nc, NEA-W
01.05.1935	Дигора	6.2(22)	8	-	-	-	1.8	7.9	38	126	18(12-27)	8(5-12)	5.5 ± 0.5	nc, NEA-W
07.05.1940	Табалкури	6.0(11)	8	-	-	2.8	11	20	90	150	16(11-24)	14(9-21)	5.9 ± 0.5	nc, NEA-W
29.06.1948	Дагестан	6.1(14)	7	-	-	2.8	31	114	400	-	32(21-48)	50(25-100)	6.7 ± 0.5	NEA-W, nc
27.01.1963	Каспийское м.	6.2(21)	7.5	-	-	9.5	25	53	140	450	85(57-125)	50(34-75)	6.2 ± 0.5	NEA-W, nc
16. 7.1963	Чхалга	6.4(16)	9	-	0.4	1.3	5.0	26	71	210	13(9-19)	5(2-10)	5.9 ± 0.5	NEA-W, nc
14.05.1970	Дагестан	6.6(18)	8.5	-	1.2	3.8	18	53	360	720	22(15-33)	15(10-22)	6.4 ± 0.5	nc, NEA-W
28.07.1976	Чечня	6.2(21)	8.5	-	-	0.8	3.9	71	-	-	15(10-22)	15(6-24)	6.3 ± 0.5	nc, NEA-W
07.12.1988	Спиттак	6.9(52)	10	0.5	3.0	9.5	49	126	280	540	11(7-16)	8(5-12)	6.8 ± 0.3	NEA-W, ESU
<b>Туркмения</b>														
08.07.1895	Красноводск	7.7(3)	9.5	-	20	180	640	1120	2400	-	32(21-48)	45(30-68)	8.1 ± 0.3	NEA-W
01.05.1929	Гифан	7.2(8)	9	0.8	3.8	11	38	126	480	1600	6(17-39)	18(12-27)	6.9 ± 0.5	NEA-W, nc
04.11.1946	Казанджик	7.0(7)	8.5	-	1.3	9.5	42	210	690	2400	29(19-44)	26(17-39)	7.0 ± 0.5	NEA-W, nc
05.10.1948	Ашхабад	7.3(18)	9.5	0.7	9.5	28	70	196	630	2150	22(14-33)	18(12-27)	7.2 ± 0.3	NEA-W, nc

ТАБЛИЦА 16.2. (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<b>Центральная Азия</b>														
09.06.1887	Верный	—	9,5	1,2	5,5	31	102	240	550	1000	—	26(18-39)	7,4 ± 0,5	nc
12.07.1889	Чилик	—	10	11	53	165	430	860	2000	3800	—	35(23-53)	8,0 ± 0,5	nc
17.09.1897	Ура-Тюбе	—	8	—	—	—	172	66	—	880	—	29(11-44)	6,6 ± 0,5	nc
16.12.1902	Анцжан	6,4(12)	9	0,1	0,8	2,8	11	49	166	500	11(7-16)	9(5-13)	6,2 ± 0,5	nc
21.10.1907	Карагай	7,4(36)	9	0,8	2,8	9,5	90	340	640	1300	26(17-39)	24(12-48)	7,1 ± 0,5	nc
07.07.1909	Айвадис	8,0(17)	7	—	—	20	102	265	640	1500	180(120-270)	75(50-115)	7,2 ± 0,5	nc
03.01.1911	Кебин	8,2(6)	10,5	7,2	16	31	70	195	850	6100	27(18-40)	14(7-28)	7,4 ± 0,5	nc
18.02.1911	Сарез	7,4(23)	9	1,2	6,4	20	53	150	230	—	26(17-39)	26(17-39)	7,1 ± 0,3	nc
04.07.1911	Гиндукуш	7,6(24)	7,5	—	—	—	—	126	—	1100	90(45-180)	75(32-150)	7,4 ± 0,7	nc
28.12.1923	Гардан (Ура-Тюбе)	6,4(7)	8	—	—	0,3	2,0	—	180	—	22(11-44)	14(7-28)	6,3 ± 0,7	nc
03.06.1928	Чили	6,4(9)	7	—	—	—	45	180	500	—	38(19-76)	55(31-82)	6,9 ± 0,5	nc
14.11.1937	Гиндукуш	7,3(27)	9	39	1,4	315	700	1300	140	—	200(130-300)	70(35-140)	7,9 ± 0,5	nc
20.06.1938	Кемин-Чу	6,9(4)	8,5	—	1,2	8	38	120	950	—	24(16-30)	19(13-29)	6,9 ± 0,5	nc
20.04.1941	Гарм	6,4(15)	9	0,1	0,45	2,8	11	351	550	—	11(7-17)	9(6-13)	6,2 ± 0,5	nc
02.11.1946	Чаткал	7,5(20)	9,5	1,3	3,8	20	92	345	—	23(15-34)	17(11-25)	7,2 ± 0,5	nc	
10.07.1949	Хайт	7,4(22)	9,5	0,4	1,5	5,1	20	102	—	—	20(14-30)	10(7-15)	6,8 ± 0,5	nc
15.04.1955	Улугчаг	7,1(29)	7	—	—	—	18	125	360	—	70(47-105)	50(33-75)	6,7 ± 0,5	nc
19.02.1960	Гиндукуш	7,1(13)	7	—	—	—	2,5	225	950	80(40-160)	65(32-130)	6,9 ± 0,5	nc	
05.06.1970	Сарыкамыш	6,8(26)	8,5	—	0,1	0,6	12	50	140	330	22(15-33)	10(7-15)	6,2 ± 0,3	nc
11.08.1974	Маркансу	7,3(11)	7,5	—	—	—	9,5	53	210	670	60(40-90)	28(14-56)	6,4 ± 0,5	nc
08.04.1976	Газли	7,0(17)	8,5	—	2,8	15	113	405	1130	2500	24(12-48)	25(17-37)	7,0 ± 0,3	nc
01.05.1976	Газли	7,3(15)	9,5	—	7,9	45	180	750	2000	—	18(9-36)	18(12-27)	7,3 ± 0,3	nc

ТАБЛИЦА 16.2. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<b>Сибирь, Монголия, Сахалин</b>														
08.07.1905	Петерлег	7.6(23)	9.5	2.8	14	53	230	640	1680	4700	24(16-36)	26(17-39)	7.6 ± 0.3	пс
23.07.1905	Болнай	8.2(5)	10	7.8	34	138	530	1880	4500	10000	32(16-64)	32(21-48)	8.3 ± 0.3	пс
15.03.1924	Лесогорск-Углегорск	6.8(6)	8.5	-	2.3	6.7	19	53	114	305	20(10-40)	16(11-24)	6.3 ± 0.5	пс
14.11.1927	Тикси	6.8(5)	8.5	-	-	-	45	-	-	-	40(27-60)	45(30-68)	8.1 ± 0.3	пс
10.08.1931	Монгольский Алтай	7.8(5)	9	-	34	196	500	1440	3800	7100	18(12-27)	16(11-24)	6.9 ± 0.5	пс
04.04.1950	Монды (Бур.)	7.0(8)	9	0.3	-	6.3	35	164	-	-	18(12-27)	17(12-25)	7.4 ± 0.3	пс
27.06.1957	Муя	7.6(7)	10	-	7.8	71	180	450	790	-	14(7-28)	16(11-24)	8.2 ± 0.5	пс
04.12.1957	Гобинский Алтай	8.1(11)	11	-	-	140	-	1400	4000	-	18(12-27)	18(12-27)	7.8 ± 0.5	пс
05.01.1967	Могод (Мон.)	7.8(11)	10	1.5	7.2	53	210	780	1460	-	18(12-27)	18(12-27)	7.0 ± 0.5	пс
18.01.1967	Тас-Юрях (Як.)	7.0(24)	9	-	0.7	3.9	31	190	950	2200	18(9-36)	10(5-20)	6.1 ± 0.5	пс
15.05.1970	Цаган-Ибету (Алт.)	7.0(21)	9	-	0.7	2.8	7.9	26	80	720	18(12-27)	16(11-24)	7.0 ± 0.5	пс
18.05.1971	Артык (Як.)	7.1(21)	9	-	0.7	7.2	53	166	560	1320	28(14-56)	10(5-20)	6.7 ± 0.5	пс
05.09.1971	Монерон (Сах.)	7.5(25)	9	-	2.0	9.5	31	91	210	-	18(9-36)	-	-	пс
27.05.1995	Нефтегорск (Сах.)	7.6	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	пс

*Примечание.* Нор. – Норвегия, Шр. – Швейцария, Ит. – Италия, Прт. – Португалия, Фр. – Франция, Гер. – Германия, Бур. – Бурятия, Мон. – Монголия, Як. – Якутия, Алт. – Алтай, Сах. – Сахалин.

## ГЛАВА 17

### Параметры протяженного очага [Шебалин, 1974]

#### 17.1. Общие положения

Использование макросейсмических данных для определения простейших параметров очага — его положения, глубины и магнитуды — подробно рассмотрено. В работе [Шебалин, 1971], которая далее цитируется как [Ш 71], даны основы для использования макросейсмического поля в целях определения размеров очага.

Макросейсмический эффект создается не всякой подвижкой по разлому; известны случаи, когда в непосредственной близости от разлома балльность была сравнительно невысокой. Есть все основания считать, что за образование короткопериодной части полного спектра излучения ответственным является не очаг в целом, а совокупность субисточников с определенными свойствами, в частности, размерами. По всей вероятности, в большом очаге существуют два основных вида субисточников короткопериодного излучения: вторичные трещины и локальные осложнения подвижки по основному разрыву. При рассмотрении макросейсмической картины должна приниматься во внимание часть полного излучения, заключенная примерно в интервале 0.1–0.2 с. Периоды в интервале 0.1–0.2 с являются преобладающими в спектре слабых землетрясений, для которых установлено [Ш 71] соотношение

$$\lg T_m = 0.5M - 1.4 \quad (M \leq 5).$$

С другой стороны можно считать установленной (в среднем) следующую связь между магнитудой и размерами малых очагов (в км):

$$\lg l = 0.5M - 1.8 \quad (M \leq 5). \quad (17.1)$$

Отсюда устанавливаем связь между длиной излучателя в километрах и преобладающим периодом колебаний в секундах

$$T = 2.5l \quad (M \leq 5).$$

Добавим, что в расчетах должны учитываться такие источники лишь из обращенного в сторону наблюдателя полуочага, так как короткопериодные колебания “с той стороны разрыва” испытывают сильное поглощение в зоне дробления.

Общее уравнение макросейсмического поля, связывающее балльность в некоторой точке  $I_i$  с магнитудой землетрясения  $M$ , эпицентральным расстоянием  $\Delta_i$  и глубиной очага  $h$ ,

$$I_i = bM - \nu \lg \sqrt{\Delta_i^2 + h^2} + c$$

содержит средние константы  $b = 1.5$ ,  $\nu = 3.5$ ,  $c = 3$ . При увеличении расстояния от источника в два раза интенсивность колебания снижается на 1 балл. В ближней зоне очага, где  $\nu > 5$ , этот эффект еще сильнее.

В дальней зоне  $\partial I / \partial \lg E \approx 1$ , в ближней зоне  $\partial I / \partial \lg J \approx 3$  ( $J$  – некоторый динамический параметр: смещение, скорость, ускорение или их комбинация). Из этого следует, что совместное действие двух идентичных источников на равных расстояниях лишь на доли балла превышает воздействие каждого из них. Отсюда следует правило сложения балльностей:

$$I_1 \vee I_2 = \max(I_1, I_2).$$

На основе изложенного могут быть сформулированы основные положения, определяющие геометрию макросейсмического поля.

а. Макросейсмическое воздействие землетрясений определяется частью полного спектра излучения в интервале 0.1–0.2 с.

б. Источниками излучения этой части спекта являются вторичные особенности очага (вторичные трещины, локальные особенности подвижки по главному разрыву), имеющие линейные размеры 40–8000 м и распределенные по главному разрыву и в его ближайших окрестностях.

в. За интенсивность колебаний в некоторой точке поверхности Земли ответственны лишь те субисточники, которые находятся на расстояниях  $D$ , отвечающих условию

$$D_{\min} < D < kD_{\min},$$

где  $D$  – расстояние до ближайшей части очага,  $k \approx 1.5$ .

г. Подвижка по разрыву в целом (если его линейные размеры превышают указанные в п. “б” пределы) имеет отношение к интенсивности землетрясения лишь в той степени, в какой она определяет число и интенсивность субисточников.

Здесь и в дальнейшем очаг землетрясения понимается как минимальная односвязная достаточно изометрическая область, внутри которой заключены все первичные необратимые деформации, происшедшие при данном землетрясении.

Сказанное означает, что очаг землетрясения может считаться точечным, только если он расположен на достаточно большом удалении от точки наблюдения (когда гипоцентральные расстояния всех субисточников полуочага, обращенного в сторону наблюдателя, удовлетворяют условию п. “в”). Для более близких к пункту наблюдения очагов становится заметны локальные эффекты макросейсмического поля.

Если принять, что эффект “неточечности” очага появляется, когда в данной точке балльности, обусловленные действием ближней и дальней

половинок (вернее, четвертных частей, см. выше) очага, отличаются более чем на  $\Delta I$ , легко получить следующий критерий неточности: очаг может приниматься за точку для всех гипоцентральных расстояний  $D = \sqrt{\Delta^2 + h^2}$ , для которых

$$\lg D \geq 0,5M + \lg \frac{\alpha + 1}{\alpha - 1} - 2,4, \quad (17.2)$$

где  $\alpha = 10^{\Delta I/\nu}$ ;  $\nu$  – коэффициент в общем уравнении макросейсмического поля. Таким образом, макросейсмический эффект протяженности очага исчезает для землетрясений с  $M = 6$  на расстоянии 25–35 км, для землетрясения с  $M = 7$  на расстоянии 80–110 км и наблюдаемые на больших расстояниях отличия формы изосейст от круговых должны объясняться анизотропией затухания.

### 17.2. Горизонтальная протяженность очага

Она хорошо оценивается формулой (в том числе и для больших очагов). При  $M > 5$  максимальная протяженность очага может быть, согласно [Ш 71], выражена как

$$\lg l_{\max} = 0,7M - 2,8. \quad (17.3)$$

В рамках высказанных положений хорошей моделью вертикального или наклонного очага с большой горизонтальной протяженностью  $l_x$  является цепочка субисточников (рис.17.1).

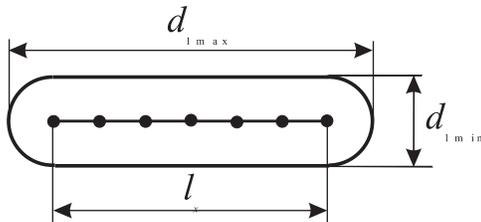


Рис. 17.1. Модель очага большой горизонтальной протяженности

Таким образом, форма первой изосейсты наследует горизонтальную протяженность очага. Анизотропией поглощения на малых расстояниях можно пренебречь. Следствием является очевидная формула для определения горизонтальной протяженности очага

$$l_x = d_{1\max} - d_{1\min}, \quad (17.4)$$

где  $d_{1\max}$  и  $d_{1\min}$  – наибольший и наименьший диаметры изосейсты.

Может случиться, что первая (высшая) изосейста обязана своим появлением локальному эффекту вертикальной протяженности очага (см.

далее). В таких случаях полная горизонтальная протяженность очага скажется на форме следующей, свободной от локального эффекта, изосейсты. В промежуточных случаях удовлетворительные оценки дает формула

$$l_x = \frac{(d_{1 \max} - d_{1 \min}) + (d_{2 \max} - d_{2 \min})}{2}. \quad (17.5)$$

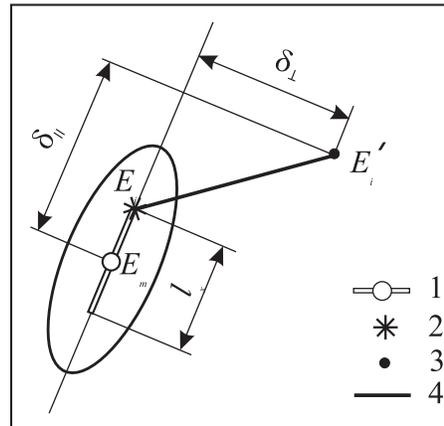
Горизонтальная протяженность очага является одним из факторов, определяющих несовпадение инструментального и макросейсмического эпицентров. Двумя другими являются ошибки инструментального определения и крупные неоднородности среды в районе очага. Если в некоторой зоне эллипсы рассеивания инструментальных эпицентров имеют форму, близкую к круговой, то для зоны в среднем выполняется соотношение

$$l_x \approx 2(\delta_{\parallel} - \delta_{\perp}),$$

где  $\delta_{\parallel}$  и  $\delta_{\perp}$  – проекции расстояния от инструментального эпицентра  $E_i$  до макросейсмического  $E_m$ , взятые вдоль оси первой изосейсты и перпендикулярно ей (рис. 17.2).

**Рис. 17.2.** Горизонтальная протяженность очага и несовпадение инструментального и макросейсмического эпицентров:

1 – макросейсмический эпицентр и горизонтальная ось плоскости разрыва, 2 – истинное положение инструментального эпицентра, 3 – инструментальный эпицентр по данным сейсмических станций, 4 – первая изосейста



Горизонтальная протяженность определяется лишь для не очень заглубленных источников. В соответствии с (17.2) у землетрясений с магнитудой  $M = 5$  эффект горизонтальной протяженности очага можно заметить лишь до глубины 8–12 км, с  $M = 6$  – до глубины 25–35 км.

В случае очага с большой горизонтальной протяженностью за макросейсмический эпицентр принимается центр первой изосейсты.

### 17.3. Вертикальная протяженность очага

Для сильных землетрясений ( $M > 5$ ) она дается по [Ш 71] формулой

$$\lg l_x = 0.3M - 0.8. \quad (17.6)$$

В случае очага с большой вертикальной протяженностью аналогичным образом на основе результатов работы [Ш 71] устанавливаются критерии существования макросейсмического эффекта вертикальной протяженности

$$0.3M - 0.7 \leq \lg h_n \leq 0.3M - 0.95, \quad (17.7)$$

где  $h_n$  км – “нормальная” глубина очагов (см. далее). Правый предел означает выход разрыва на поверхность, левый – исчезновение эффекта “неточности”.

Помимо критерия (17.7) макросейсмический эффект вертикальной протяженности может быть обнаружен по заметной зависимости отношения площадей соседних изосейст от номера изосейсты. Если кривая  $S_i/S_{i+1} = f(i)$  имеет минимум на второй – третьей изосейсте, то это означает существование локального эффекта, обусловленного большой вертикальной протяженностью очага (рис. 17.3, а). Однако отсутствие такого минимума не означает отсутствия эффекта вертикальной протяженности. Чисто качественный локальный эффект может быть выявлен в случае наклонного очага (рис. 17.3, б), когда локальный эпицентр  $E_l$  смещен в сторону от нормального эпицентра  $E_m$  – середины основной системы изосейст.

Макросейсмический эффект вертикальной протяженности очага появляется, когда балльность, создаваемая в эпицентре самой верхней частью очага, заметно превышает балльность, создаваемую там очагом в целом. Этот эффект заметно увеличивается из-за того, что верхняя часть разрыва обычно обогащена субисточниками (вторичными разрывами) значительно больше, чем нижняя, чем и создается избыток источников “макросейсмического” (короткопериодного) излучения в самой верхней части очага.

Хорошей моделью очага с большой вертикальной протяженностью является система из двух источников (см. рис. 17.3, а). Один из них, являющийся геометрическим центром основной части очага, обозначим  $O_n$ ; его глубину – назовем ее “нормальной” глубиной –  $h_n$ ; магнитуда совпадает с магнитудой землетрясения в целом –  $M$ ; создаваемая им “нормальная” балльность в эпицентре  $I_{O_n}$  определяется уравнением

$$I_{O_n} = bM - \nu \lg h_n + c, \quad (17.8)$$

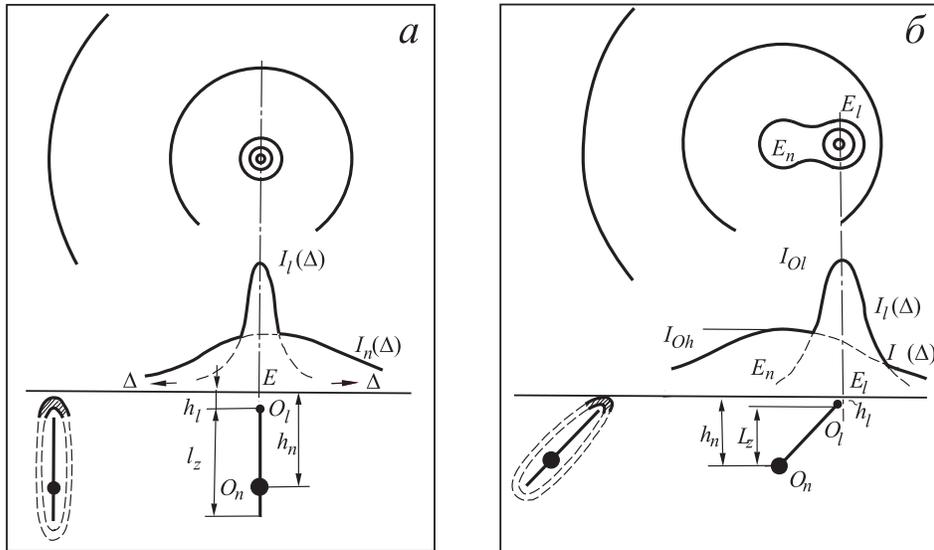


Рис. 17.3. Простейшие модели вертикального (а) и наклонного (б) очага с близкой к поверхности верхней частью и соответствующее макросейсмическое поле

а макросейсмическое поле – уравнением

$$I_{in} = bM - \nu \lg \sqrt{\Delta_i^2 + h_n^2} + c.$$

Второй источник, отвечающий центру самой верхней части очага, обозначим  $O_l$ ; его глубину –  $h_l$ ; параллельная магнитуда оценивается по  $h_l$  и локальной балльности, но может быть оценена и уравнением

$$M - M_l = 0.85 + 2.2 \lg \frac{l_z}{h_n}, \quad (17.9)$$

или приближенно –

$$M_l \approx M - 1. \quad (17.10)$$

Вертикальные размеры теперь определяются соотношением между  $h_n$  и  $h_l$ :

$$l_z = 2(h_n - h_l).$$

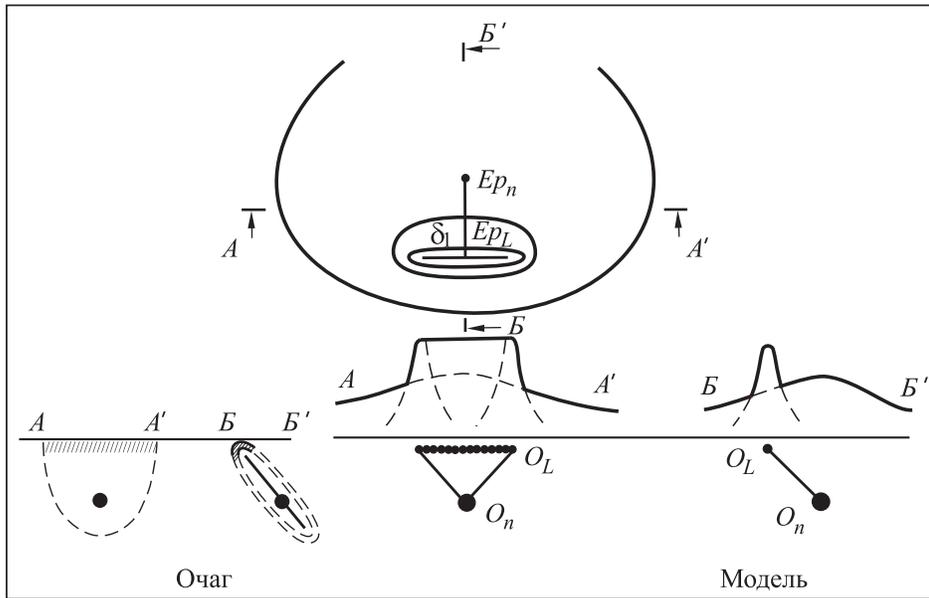
Однако формула эта должна быть скорректирована. По мере увеличения глубины очага прочность шва заметно возрастает и удельная энергия, выделяемая единицей площади разрыва, в нижней части очага должна быть в несколько раз выше, чем в верхней. Отсюда следует,

что центр излученной энергии должен находиться примерно на  $1/3$  от нижнего края очага, откуда

$$l_z = 1.5(h_n - h_l). \quad (17.11)$$

Эта формула служит основой для расчета вертикальной протяженности очага.

**Общий случай** может рассматриваться как результат совместного влияния и горизонтальной и вертикальной протяженности очага. Модель одного из возможных случаев изображена на рис 17.4.



**Рис. 17.4.** Модель наклонного, близкого к поверхности очага большой горизонтальной протяженности и соответствующее макросейсмическое поле (продольный  $AA'$  и поперечный  $BB'$  разрезы)

#### 17.4. Расчет размеров очага

Он основан на приведенных выше соотношениях. Горизонтальные размеры определяются по формулам (17.4) и (17.5). Грубые ошибки исключаются контролем по формулам (17.1) и (17.3). Точность определения горизонтальной протяженности очага определяется точностью проведения первой изосейсты. Предельная ошибка при этом, очевидно, равна  $\pm d_{1 \min}$ . Для расчета вертикальной протяженности возможно применение трех основных способов.

*Первый способ* применяется в случае наклонного очага, когда изосейсты локального эффекта и локальный эпицентр  $E_e$  смещены по отношению к основным изосейстам и нормальному эпицентру  $E_n$ . В этом случае глубина верхней части очага  $h_l$  определяется по размерам изосейст локального эффекта:

$$h_l = \frac{\Delta_i}{\sqrt{10^2(I_0 - I_i)/\nu - 1}}, \quad (17.12)$$

(здесь следует пользоваться расстояниями, измеренными в сторону наибольшего сгущения изосейст), а нормальная глубина  $h_n$  – по величинам  $I_{O_n}$  и  $M$  (17.8). После этого вертикальная протяженность определяется по формуле (17.11). Угол наклона плоскости очага  $\vartheta$  при этом определяется из соотношения

$$\operatorname{tg} \vartheta = \frac{h_n - h_l}{\overline{E_n E_l} \sin \beta},$$

где  $\overline{E_n E_l} \sin \beta$  – расстояние от нормального эпицентра до оси первых изосейст. Значения  $h_l$  и  $I_{O_l}$  позволяют по общему уравнению (8.10) определить парциальную магнитуду верхней части  $M_l$ . Грубые ошибки исключаются проверкой величины  $l_z$  по уравнению (17.6), а величины  $M_l$  – по (17.9) или (17.10). Точность определения вертикальной протяженности очага определяется, в сущности, точностью определения глубины  $h_n$ , т.е. лежит в пределах от  $kl_z$  до  $l_z/k$ , где  $k \leq 1.5$ . Точность определения наклона невелика, так как трудно определить положение нормального эпицентра  $E_n$ . Ошибка определенная  $\vartheta$  лежит в пределах 10–30°.

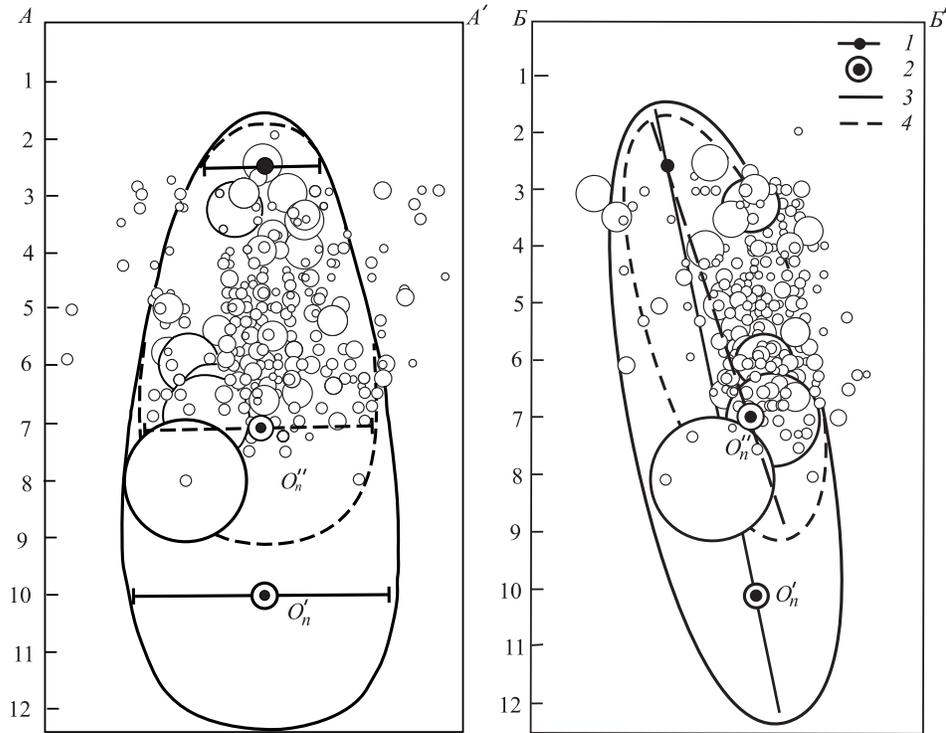
*При втором способе*, удобном для вертикальных очагов, по положению минимума на кривой  $S_i/S_{i+1} = f(i)$  определяется значение нормальной балльности в эпицентре и затем по формуле (17.8) – величина нормальной глубины очага  $h_n$ . Глубина верхней части очага определяется так же, как и при первом способе. Вертикальная протяженность вычисляется по формуле (17.11). Справедливость оценки  $I_{O_n}$  и  $h_n$  проверяется контрольным определением глубины очага по  $I_{O_n}$  и далеким изосейстам (17.12).

*Третий способ* состоит в вычислении вертикальной протяженности по формуле

$$l_z = 2h_{IM} - 1,5h_l,$$

где  $h_l$ , как и прежде, определяется по изосейстам локального эффекта и формуле (17.12), а  $h_{IM}$  – по магнитуде и максимальной балльности  $I_0$ . Точность такого определения несколько ниже, чем при первом способе.

Пробное применение указанных методов к землетрясениям в Скопье 1963 г. и Ташкенте 1966 г. [...] показало, что рассчитанное таким образом положение очага практически совпадает с облаком повторных толчков (рис. 17.5).



**Рис. 17.5.** Очаг Ташкентского землетрясения 1966 г. по макросейсмическим данным и зона афтершоков – разрез в плоскости очага ( $AA'$ ) и перпендикулярно к ней ( $BB'$ ): 1 – верхняя часть очага, 2 – основная часть очага, 3 – максимальный вариант, 4 – минимальный вариант. Положение очагов афтершоков показано по инструментальным данным Института сейсмологии АН Узбекской ССР

Сравнение макросейсмического определения глубины, размеров и положения очага, а также магнитуды с независимыми инструментальными данными дает при надежной системе изосейст ошибку в определении линейных элементов (глубины и протяженности очага) в 1.2–1.3 раза (не выше 1.5 раза), площади очага – не более чем в два раза, магнитуды – не более 0.5 единицы.

*Дополнительная литература [ред]*

Gasparini et al., 1999; Pettenati et al., 1999; Sirovich and Pettenati, 2001.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Амбрезис Н.Н.* Полевые исследования землетрясений // Межправительств. конф. по оценке и мерам уменьшения сейсмической опасности. Париж, 1976. Док. SC-76/SEISM/ 18. 10 с.
2. *Апресян Ю.Д.* Современные методы изучения значений и некоторые проблемы структурной лингвистики // Проблемы структурной лингвистики. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
3. *Антикаев Ф.Ф., Шебалин Н.В.* Уточнение корреляции между уровнем макросейсмического эффекта и динамическими параметрами движения грунта // Вопросы инженерной сейсмологии. 1988. Вып.29. С.98–108.
4. *Ас-Суйути, Джалаал ад-Дин абд ар-Рахман Катф са Салсала ан басф аз Залзала.* Трактат о землетрясениях. Перевод З.М.Буниятова. Баку, 1883. 78 с.
5. Атлас землетрясений СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Автор. колл.-в под рук. Е.Ф.Саваренского, С.Л.Соловьева, Д.А.Харина.
6. *Борисенков Е.П., Пасецкий В.М.* Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы. М.: Мысль, 1988. 528 с.
7. *Бузруква Д.И., Шебалин Н.В.* Наблюдательная основа и генерализация карт изосейст // Вопросы инженерной сейсмологии. 1982. Вып.23. С.82–85.
8. Вестник ОГГГН РАН, N 2(4). Специальный выпуск, 1998. 192 с.
9. *Горшков Г.П., Шенкарева Г.А.* О корреляции сейсмических шкал // Тр. ин-та физики Земли АН СССР. 1958. N 1(168). С.44–64.
10. *Гутенберг Б., Рихтер Ч.* Магнитуда, интенсивность, энергия и ускорение как параметры землетрясения (I) // Слабые землетрясения. 1961. С.45–71.
11. *Друмя А.В., Шебалин Н.В.* Землетрясение: где, когда, почему? Кишинев. 1985. 196 с.
12. *Ершов И.А., Шебалин Н.В.* Проблема конструкции шкалы интенсивности землетрясений с позиции сейсмологов // Вопросы инженерной сейсмологии. 1984. Вып.25. С.78–89.
13. *Зобин В.М., Гордеев Е.И., Горельчик В.И.* Землетрясения Камчатки и Командорских островов // Землетрясения В СССР в 1983 г. 1986. С.92–102.
14. *Командорская Н.В., Шебалин Н.В.(ред)* Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 335 с.
15. Лаврентьевская летопись. ПСРЛ. Т. 1. Вып. 1–3. Л.: 1926.
16. *Медведев С.В.* Инженерная сейсмология. М.: ГСИ, 1962. 284 с.
17. *Медведев С.В., Шебалин Н.В.* С землетрясениями можно спорить. М.: Наука, 1967. 131 с.
18. *Минский М.* Фреймовое представление знаний. М.: Энергия, 1979.
19. *Морозова Р.Н., Шебалин Н.В.* О землетрясениях Крыма 1800–1967 гг. (опыт критического каталога) // Геофиз. сборник АН УССР. Вып.26. 1968. С.13–41.
20. *Мушкетов Н.В., Орлов А.П.* Каталог землетрясений в Российской империи. Записки Русск. Геогр. Общества. Т. 26. Спб. 1893.
21. *Никонов А.А.* Землетрясения в легендах и сказаниях // Природа. 1983. N 11. С.66–75.
22. *Никонов А.А.* К методологии археосейсмических исследований памятников прошлого // Вопросы инженерной сейсмологии. 1990. Вып.31. С.137–142.
23. *Никонов А.А.* Стукну Земля (еще одно слово о "Слове") // Знание – сила. 1997. N 11. С.63–69.
24. *Новиков Л.А.* Семантика русского языка. М. 1982.
25. *Осгуд Ч.* Семантический дифференциал // Американская антропология. 1964.
26. *Перрей А.* Землетрясения на севере Европы и Азии // Свод магнитных наблюдений. Изд-во Глав. упр. корп. горн. инстит. под рук. А.Купфера. 1846. N 2.

27. *Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. 1976. С.9–27.
28. *Родкин М.В., Шебалин Н.В.* Проблема измерения катастроф // Известия РАН. Серия географ. 1993 а. N 5. С.105–115.
29. *Родкин М.В., Шебалин Н.В.* Режим природных катастроф // Природа. 1993 б. N 6. С.68–73.
30. *Федотов С.А.* О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергитической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963. N 6.
31. *Шебалин Н.В.* Соотношение между балльностью и интенсивностью землетрясений в зависимости от глубины очага // Бюлл. Совета по сейсмол. 1957. N 6. С.122–126.
32. *Шебалин Н.В.* Определение глубины очага по макросейсмическим данным с учетом влияния слоя пониженной скорости // Тр. ин-та физики Земли АН СССР. 1959. N 5(172). С.100–113.
33. *Шебалин Н.В.* Балльность, магнитуда и глубина очага землетрясения // Землетрясения в СССР. 1961. С.126–138.
34. *Шебалин Н.В.* Балльность магнитуды и глубины очага неглубоких землетрясений по фазам *sP* и *sS* // Информ. Бюлл. комисс. по сейсмич. службе при Сов. по сейсмол. АН СССР. 1962. N 5. С.33–35.
35. *Шебалин Н.В.* Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. 1968. С.95–111.
36. *Шебалин Н.В.* Макросейсмическое поле и очаг сильного землетрясения: Дисс. ... докт. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР. 1969. 527 с.
37. *Шебалин Н.В.* О макросейсмической основе сейсмического микрорайонирования // Вопросы инженерной сейсмологии. 1970. Вып.13. С.188–198.
38. *Шебалин Н.В.* О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясения // Известия АН СССР. Физика Земли. 1971 а. N 6. С.12–20.
39. *Шебалин Н.В.* Замечания о преобладающем периоде, спектре и очаге сильного землетрясения // Вопросы инженерной сейсмологии. 1971 б. Вып.15.
40. *Шебалин Н.В.* Оценка размеров и положения очага Ташкентского землетрясения по макросейсмическим и инструментальным данным // Ташкентское землетрясение 1966 г. Ташкент: ФАН, 1971 в.
41. *Шебалин Н.В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.
42. *Шебалин Н.В.* Замечания о принципах оценки сейсмического эффекта и параметров ожидаемых колебаний // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. 1975. С.87–109.
43. *Шебалин Н.В.* О последствиях сильных землетрясений. Часть I. Земля в целом. 1900–1980 // Вопросы инженерной сейсмологии. 1984. Вып.25. С.96–101.
44. *Шебалин Н.В.* О последствиях сильных землетрясений. Часть III. Влияние положения очага // Вопросы инженерной сейсмологии. 1987. Вып.28. С.92–95.
45. *Шебалин Н.В., Мяжков С.М., Кнорре М.А.* Общая концепция и принципы единого подхода к классификации и параметризации природных и природно-техногенных катастроф. Отчет N 1 по проекту 2.6.1. ГНТП-16. М.: Межвед. Геофиз. комитет, 1991. 12 с.
46. *Шейдеггер А.Е.* Физические аспекты природных катастроф. М.: Недра, 1981. 232 с.
47. *Ambraseys N.N., Melville C.P.* Ed. W.Lee. An analysis of the eastern mediterranean earthquake of 20 May 1202. Proceedings symposium on historical seismograms and Earthquakes. Tokyo. August, 1985.
48. *Bath M.* Earthquake energy and magnitude // Phys. Chem. of Eath. 1966. Vol.7, N 115.

49. *Blake A.* On the estimation of focal depth from macroseismic data // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1941. Vol.31. P.225–231.
50. *Davison C.* A history of British Earthquakes. Cambridge: Camb. Univ. Press, 1924. 416 p.
51. Destructive Earthquake Centers. Calif. 1980.
52. *Forel F.A.* Les tremblements de terre. Etudes par la Commission sismologique Suisse // Archives des Sciences Physiques et Naturelles. Per 3,6, N 712, 461. Geneve: 1881.
53. *Gause R.A., Nelson J.B.* Catalogue of significant earthquakes 2000 B.C.–1979, including quantitative casualties and damage // WDC–A for Solid Earth. Geophysics, Rep. SE–27. Bouldes U.S. 1981. 154 p.
54. *Gutenberg B., Richter C.* Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton Univ. Press. 1949. N 4.
55. *Hoff K.E.A.* Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen Veränderungen der Erdoberfläche. Theil 4. Bd 1. Gotha, 1840; theil 5. Bd 2. Gotha, 1841.
56. *Kondorskaya N.V., Shebalin N.V., Hrometskaya E.A., Gvishiani A.D. (eds.)* New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977. World Data Centre A for Solid Earth Geophysics, 1982. 608 p.
57. *Kondorskaya N.V., Gorbunova I.V., Kireev I.A., Vandyshva N.V.* On compilation of unified catalogue of strong earthquake of Northern Eurasia on instrumental data // Seismicity and Seismic zoning of Northern Eurasia, 1, APE RAS, 10-79. 1993.
58. *Kárník V.* Seismicity of the European Area. Czechoslov. Acad. Sci., 1968. Vol.1, 1971. Vol.2.
59. *Kovesligethy R.* Seismischer starkegrad und intensität der Beben // Gerlands Beitr. Geophys. 1907. Bd. 8. P.363–366.
60. *Kozak J., Thompson M.C.* Historische erdbeben in Europa. Zurich: 1991. 72 s.
61. *Mercalli G.* Il terremoto della Liguria e del Piemonte, Napoli. 1987.
62. *Nikonov A.A.* On the methodology of archeoseismic research into historical monuments // The engineering ecology of ancient works, monuments and historical sites. Proceed. Intern. Symp., Athens, 19–23 September, 1988. Balkema P.H., 1988. P.1315–1320.
63. *Nikonov A.A.* Orientamenti dell'archeoscismologia in Unione Sovietica // Terremoti prima dell Mille in Italia e nell'area mediterranea. Bologna: 1989. P.418–422.
64. *Perrey A.* Recherches historiques sur les tremblements de terre. C. r. Acad. Sci., tômes 13 (p.899), 15 (p.643) 17 (p.608), 18 (p.393), 20 (p.1444), 22 (p.6344). Paris: P.1841–1846.
65. *Rossi M.S.* Scala delle Intensita dei terremoti // Boll. del Vulcanismo Ital., anno 2, 1875.
66. *Shebalin N.V.* Correlation between magnitude and intensity of earthquakes; Atmosphere // Publ. BCIS, Ser. A, Tr. Scientif. Toulouse, fasc.20, 1959.
67. *Shebalin N.V.* Seismicity of Macedonia. Preliminary characteristics of the past and future activity / Report to the VI-th Session of the International Consultant Board for Reconstruction of Skopje. Изд. Ин-та сейсмол. и сейсмост. стр-ва, Скопье, Югославия. 1966.
68. *Shebalin N.V.* Catalogue of earthquake/ Hft III/ Balkan Region/ Atlas of isoseismal maps // Durvey of seismicity of the Balkan Region/ Catalogues of earthquakes. Skopje. 1974. P.275.
69. *Sieberg A.* Über die makroseismische Bestimmung der Erdbebestärke (ein Beitrag zur seismologischen Praxis) // gerl. Beitr.zur geosph., Vol.11, 2/4. P.227. Leipzig. 1912.
70. *Sponheuer W.* Berechnungsverfahren mit Schrittweiser näherund. // Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. Freiburger Forschungshefte. 1960. P.16–32.

## Дополнительная литература

1. *Bakun W., Wentworth C.* Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1997. Vol.87, N 6. P.1502–1521.
2. *Berardi R., Merdez A., Mucciarelli M., Pactor F., Longhi G., Petrunaro, C.* On the modeling of strong motion parameters and correlation with historical macroseismic data: an application to 1915 Avezzano earthquake // *Ann. Geofisica.* 1995. Vol.38, N 5–6. P.851–866.
3. *Bernard P., Madariaga R.* A new asymptotic method for the modeling of near-field accelerograms // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1984. Vol.74, N 2. P.539–557.
4. *Cecić I., Musson R., Stucchi M.* Do seismologists agree upon epicentre determination from macroseismic data? A survey of ESC Working Group "Macroseismology" // *Ann. Geofisica.* 1996. Vol.39, N 5. P.1013–1040.
5. *D'Amico V., Albarello D.* The problem of regionalization in the study of magnitude-intensity correspondences in the Mediterranean area: a distribution-free approach // *Pure Appl. Geophys.* 1999. Vol.156. P.651–665.
6. *De Rubeis V., Gasparini C., Tosi P.* Description of the macroseismic field by means of trend and multivariate analysis of questionnaire data // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1992. Vol.82. P.1206–1222.
7. *Gasparini P.* The attenuation of seismic intensity in Italy: a bilinear shape indicates the dominance of deep phases at epicentral distances longer than 45 km // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 2001. Vol.91, N 4. P.826–841.
8. *Gasparini P., Bernardini F., Valensise G., Boschi E.* Defining seismogenic sources from historical earthquakes felt reports // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1999. Vol.89, N 1. P.94–110.
9. *Johnston A.* Seismic moment of earthquakes in stable continental regions. 2. Historical seismicity // *Geophys. J. Int.* 1999. Vol.124. P.381–414.
10. *Molchan G., Kronrod T., Panza D.* Shape analysis of isoseismals based on empirical and synthetic data // *Pure Appl. Geophys.* 2002. Vol.159, N 6. P.1229–1252.
11. *Musson R.* Determination of parameters for historical British earthquakes // *Ann. di Geofisica.* 1996. Vol.38, N 5. P.1041–1047.
12. *Pettenati F., Sirovich L., Cavallini F.* Objective treatment and synthesis of macroseismic intensity // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1999. Vol.89, N 5. P.1203–1213.
13. *Sirovich L.* A simple algorithm for tracing synthetic isoseismals // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1996. Vol.86, N 4. P.1019–1027.
14. *Sirovich L., Cavallini F., Pettenati F., Bobbio M.* Natural-neighbor isoseismals // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 2002. Vol.92, N 5. P.1933–1940.
15. *Sirovich L., Pettenati F.* Test of source-parameter inversion of the intensities of a 54000-death shock of the seventeenth century in Southeast Sicily // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 2001. Vol.91, N 4, P.792–811.
16. *Spudich P., Frazer L.* Use of ray theory to calculate high-frequency radiation from earthquake sources having spatially variable rupture velocity and stress drop // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1984. Vol.74. P.2061–2082.
17. *Tosi P., De Rubeis V., Gasparini C.* An analytic method for separating local from regional effect on macroseismic intensity // *Ann. di Geofisica.* 1995. Vol.38, N 1. P.55–65.
18. *Watson D.* *Contouring: A guide to the analysis and display of spatial data.* 1992. Oxford: Pergamon. 321 p.