

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Ленина Институт Физики Земли им. О.Ю.Шмидта

АКАДЕМИЯ НАУК КУБЫ

Институт Геофизики и Астрономии

На правах рукописи

АЛЬВАРЕС ГОМЕС ХОСЕ ЛЕОНАРДО

УДК 550.34(729.16)

СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ КУБЫ

/специальность 01.04.12 - геофизика/

Диссертация на соискание ученой
степени кандидата физико-математи-
ческих наук

Научный руководитель:
доктор физико-математических наук
Бунь В. И.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
РАБОТЫ ПО ИЗУЧЕНИЮ СЕЙСМИЧНОСТИ КУБЫ И МЕТОДОВ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ	9
1.1. Развитие сейсмологических исследований на Кубе	9
1.2. Оценка сейсмической опасности	15
ИСХОДНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ И СОСТАВЛЕНИЕ КАТАЛОГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	24
2.1. Краткое описание использованных источников	24
2.2. Затухание макросейсмической интенсивности и модели изосейст	26
2.3. Описание каталога землетрясений региона за 1551-1961 гг. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ КАРИБСКОГО РЕГИОНА. ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН ВОЗ	48
3.1. Обзор основных работ по тектонике и сейсмичности Карибского региона	48
3.2. Сейсмичность Карибского региона	52
3.3. О механизмах очагов землетрясений Карибской дуги	58
3.4. Выделение зон ВОЗ в регионе 16° - 24° с.ш. и 71° - 81° з.д.	61
ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ПРОГРАММА ДЛЯ РАСЧЕТА СОТРЯСАЕМОСТИ	70
4.1. График повторяемости землетрясений. Оценка параметров для разных зон ВОЗ	70
4.2. Вероятность возникновения сильных землетрясений в Сантьяго- де-Куба	87
4.3. Программа для расчета сотрясаемости	97
4.4. Расчеты сотрясаемости Крыма, Восточных Карпат (глубокий очаг в горах Вранча) с целью отладки программы	106

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СОТРЯСАЕМОСТЬ ВОСТОЧНОЙ КУБЫ	II4
5.1. Подготовка исходных данных	II4
5.2. Сотрясаемость Восточной Кубы	II7
5.3. Исследование устойчивости полученных оценок сотрясаемости	
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	I22
Литература	I3I
Приложение I. Каталог землетрясений региона, ограниченного	
координатами 16° - 24° с.ш. и 71° - 81° з.д.	
Приложение 2. Параметры землетрясений и механизмы их	
очагов, определенных в 3.3.	

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Куба расположена на Северо-Американской плите, на границе с Карибской плитой. Сейсмичность юго-восточной части Кубы объясняется процессами, происходящими на границах этих плит /72/. Основные землетрясения концентрируются в узкой зоне, проходящей непосредственно у южного берега Восточной Кубы /55/. На островах Ямайки и Гаити также происходят сильные землетрясения, которые вызывают сотрясения на Восточной Кубе. Территория Юго-Восточной Кубы характеризуется высокой сейсмичностью. Город Сантьяго-де-Куба, один из первых городов, созданных испанцами в Америке, неоднократно испытывал сильные землетрясения, среди них два с интенсивностью 9 баллов /7/. В настоящее время в этом районе Кубы ведется интенсивное строительство. Этим определяется важность проведения работ по изучению сейсмичности Восточной Кубы.

Для оценки сейсмической опасности нужны данные о повторяемости сотрясений и их вероятности /32, 33/.

Цель работы. Цель работы - расчет сейсмической сотрясаемости территории Восточной Кубы и оценка устойчивости периодов сотрясаемости при вариации параметров сейсмического режима и моделей изосейст.

Основные задачи:

1. Анализ макросейсмического поля сильных и слабых землетрясений и выбор теоретической модели изосейст;
2. Составление каталога землетрясений региона Восточной Кубы с XVI века до настоящего времени;
3. Выделение зон БОЗ на основе анализа сейсмологических, геолого-геофизических и геоморфологических данных, оценка параметров сейсмического режима и подбор моделей изосейст для каждой

зоны В03;

4. Написание программы для расчетов сотрясаемости, опробование этой программы в хорошо изученных регионах СССР;

5. Проведение расчетов сотрясаемости Восточной Куби, представление результатов расчетов в виде различных карт;

6. Исследование устойчивости оценок периодов сотрясаемости при вариациях исходных данных: максимальной магнитуды M_{\max} , глубины очага h (км), модели изосейст и наклона графика повторяемости (параметра b).

Научная новизна. Впервые использована программа расчетов сотрясаемости, учитывающая эллиптическую модель изосейст и графики повторяемости, имеющие изгиб в области максимальных магнитуд. Для расчетов используется карта зон В03 с параметрами сейсмического режима и модели изосейст, характерные для каждой зоны В03. Результаты представлены в виде обычных карт сотрясаемости и карт непревышения максимальной интенсивности с вероятностью 0.9 для разных периодов ожидания. Получены первые карты сейсмической сотрясаемости Восточной Куби, которые значительно улучшают представления о сейсмической опасности этой территории. Получены следующие конкретные результаты:

1. Предложена теоретическая модель эллиптических изосейст. Доказана ее применимость для расчетов изосейст землетрясений Больших Антильских островов и Вранчской зоны В03 в СРР.

2. Для расчетов сотрясаемости использован график накопленной повторяемости землетрясений с изгибом в области максимальных магнитуд.

3. Составлена программа для расчета сотрясаемости, которая кроме обычных карт сотрясаемости, позволяет строить карты с вероятными оценками непревышения максимальной интенсивности для различных периодов ожидания.

4. Для территории Восточной Кубы построены различные виды карт сейсмической сотрясаемости.

Автор защищает:

1. Модели эллиптических изосейст, определяемые отношением полуосей эллипсов и уравнением макросейсмического поля типа Ковез-лигети.

2. Формулы для расчета накопленной повторяемости землетрясений, характеризующейся графиком, имеющим изгиб в области максимальных магнитуд землетрясений.

3. Программы для расчета сотрясаемости, учитывающие вышеописанные разработки. В качестве исходных данных используются карты зсн ВОЗ с параметрами сейсмического режима и модели изосейст, характерные для каждой зоны ВОЗ. Результаты получены в виде обычных карт сотрясаемости и карт с разными вероятными оценками сейсмической опасности.

4. Расчеты сейсмической опасности Восточной Кубы, представленные в виде карт сотрясаемости и карт непревышения максимальной интенсивности с вероятностью 0,9 для периодов ожидания 50 и 100 лет.

5. Оценки средних периодов сотрясений с интенсивностью 7-9 баллов в г. Сантьяго-де-Куба.

Практическая ценность. Полученные оценки сейсмической сотрясаемости Восточной Кубы могут быть использованы при составлении карт сейсмического районирования этой территории.

Расчеты сотрясаемости реализованы в виде программ на языке ФОРТРАН, что позволяет применять их для расчетов сотрясаемости любой территории.

Апробация работы. Основные положения диссертационной работы докладывались и обсуждались на Карибском сейсмологическом совещании в Санто-Доминго (Доминиканская Республика, 1983г). Симпозиуме

КАИГ "Прогнозирование 84" в Софии (Болгария, 1984г), школе-семинаре по стихийным бедствиям (Организация ООН по оказанию помощи при стихийных бедствиях - UNDR0) в Гаване (Куба, 1984г) и IV Научном симпозиуме Института геофизики и астрономии АН Кубы в Гаване (Куба, 1984г).

Содержание работы

В первой главе описаны сейсмологические исследования на Кубе и работы по оценке сейсмической опасности в Карибском регионе. Обсуждается вопрос о возможности проведения работы по количественной оценке сейсмической опасности Восточной Кубы с учетом всех особенностей сейсмичности региона. Описаны методы оценки сейсмической опасности в СССР, США и других странах. Обсуждается актуальность количественного подхода к оценке сейсмической опасности Восточной Кубы.

Во второй главе дано краткое описание источников сейсмологической информации, использованных в работе. Инструментальные данные взяты из международных сводок. Макросейсмические данные представлены картами изосейст. В работе предложены теоретические модели в виде эллиптических изосейст. Модель определяется отношением полуосей эллипсов и формулой макросейсмического поля типа Ковалгетти. Анализируются три варианта моделей в зависимости от направления, вдоль которого справедлива формула макросейсмического поля. Проводится сопоставление моделей с экспериментальными изосейстами и определяются параметры модели для разных районов Больших Антильских островов.

Описан каталог землетрясений, составленный для региона, ограниченного координатами $16^{\circ} - 24^{\circ}$ с.ш. и $71^{\circ} - 81^{\circ}$ в.д.

В третьей главе рассматривается тектоника, сейсмичность и механизм очагов землетрясений, выделение зон БОЗ. Карибский регион характеризуется наличием нескольких тектонических плит. На

границе Карибской и Северо-Американской плит наблюдается сдвиг. Эти смещения сопровождаются землетрясениями. Сейсмичность представлена картой эпицентров и графиками повторяемости землетрясений для интервалов глубин 0-70 км и 70-150 км. Данные о механизмах очагов, описанные в литературе, и 17 механизмов, определенных автором с помощью программы SOURCE из библиотеки программ ИФЗ АН СССР /9/, не противоречат представлению о левостороннем сдвиге по границе плит. Для выделения зоны БОЗ использованы карты эпицентров, изостатических аномалий, изобат и тектоники плит.

В четвертой главе рассматриваются графики повторяемости землетрясений и программа для расчета сейсмической сотрясаемости. Описывается программа оценки параметров a и b графика повторяемости землетрясений по методам наименьших квадратов и максимального правдоподобия для расчета накопленных частот повторения сотрясений. Построены графики распределенной и накопленной повторяемости землетрясений для всех зон БОЗ и графики повторяемости сотрясений в городе Сантьяго-де-Куба. Показано, что интервалы между последующими сотрясениями с интенсивностью ≥ 7 баллов в Сантьяго-де-Куба подчиняются экспоненциальному закону распределения. Даны примеры опробования программы расчетов сотрясаемости в Крыму и Молдавии. Проводятся сопоставления с картой сейсмического районирования СССР /43/ и картами сотрясаемости /41/.

В пятой главе представлены карты сейсмической сотрясаемости Восточной Кубы и карты вероятности превышения значения I при разных периодах ожидания. Описаны численные эксперименты изучения исходных данных на средние периоды сотрясаемости. Расчеты проводятся для семи городов Восточной Кубы. Анализируются вариации четырех параметров: M_{\max} , h , отношение полуосей эллипсов изосейст и параметр b графика повторяемости землетрясений. В заключении сформулированы основные результаты всей работы.

Глава I. РАБОТЫ ПО ИЗУЧЕНИЮ СЕЙСМИЧНОСТИ КУБЫ И МЕТОДОВ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

I.1. Развитие сейсмологических исследований на Кубе

В середине прошлого века кубинский ученый Андреас Поэй опубликовал несколько работ по сейсмологии. Среди них были каталоги землетрясений на Кубе и других островах Карибского региона /125-127/. В 1880г после сильного землетрясения в Восточной Кубе была опубликована книга с описанием этого землетрясения /149/. Такие публикации, связанные с описанием сильных землетрясений, продолжались и в XX веке. Авторами были инженеры и другие специалисты, которые временно занимались сейсмологией. Работы были опубликованы в газетах, журналах или отдельных книгах.

Развитие инструментальной сейсмологии на Кубе началось с создания сейсмологической станции в Гавано в 1907г. Были установлены два горизонтальных прибора типа Омори-Бом (С-10, В-3), станция была закрыта в 1928г. В этот период активно работал в области сейсмологии Мариано Гутьеррес Ланса /90/.

Основание Академии Наук Кубы революционным правительством 24 февраля 1962г позволило усилить научно-исследовательские работы, в том числе и сейсмологические. Были открыты две станции - Сороа в 1964г и Рио-Карпинтеро в 1965г, которые положили начало изучения сейсмичности Кубы инструментальными методами на современном уровне. Советский Союз и ГДР с самого начала оказали помощь в проведении сейсмологических исследований. Первые усилия были направлены на обработку материалов по сейсмичности Кубы /6/ и анализ исторических макросейсмических данных /52/.

В дальнейшем сейсмологические исследования включали разные

вопросы: микрорайонирование /7/, сейсмичность /53/, поверхностные волны /55/, сейсмическую опасность /3/. Некоторые из этих работ явились результатом сотрудничества между АН Кубы и АН СССР.

В 1976-1978гг на Кубе проводились комплексные исследования по оценке сейсмической опасности площадки строительства АЭС. Этими работами руководил С.В. Медведев, участвовали коллективы советских и кубинских сейсмологов; результаты работ были опубликованы в 1983г /18/.

В 1979-1982гг проводилось расширение сети сейсмических станций. В настоящее время на Кубе работают 6 сейсмических станций, предназначенных для регистрации местных и удаленных землетрясений /135/.

В результате развития сейсмологических исследований в Институте геофизики и астрономии АН Кубы в 1980г началась публикация журнала "Сейсмологические исследования на Кубе", к концу 1984г вышло 5 номеров.

Работы по оценке сейсмической опасности в Карибском регионе. Сейсмичность Карибского региона изучалась разными авторами. Первой попыткой общего описания является работа Сайкса и Книга /141/. Авторы с помощью ЭИМ определяли эпицентры землетрясений и магнитуды M_s за 16 лет (1950-1965гг). Начиная с этого момента, появилась возможность проводить работы по оценке сейсмической опасности, учитывая также последующие данные Береговой и геодезической службы США и Сейсмологического центра.

Работы по оценке сейсмической опасности в Карибском регионе можно условно разделить на 3 группы:

а) Сейсмическое районирование по историческим макросейсмическим данным;

б) Оценка возможности возникновения сильного землетрясения (изучение зон "сейсмического затишья");

в) Количественные оценки сейсмической опасности разных зон.

Сейсмическое районирование по историческим макросейсмическим данным. На основе исторических макросейсмических данных в 1970г была составлена первая карта сейсмического районирования Кубы. Она была включена в Национальный атлас Кубы /54/. У этой карты были недостатки. Поэтому проводился пересмотр имеющихся материалов и поиски других исторических данных о землетрясениях. В результате была создана новая карта сейсмического районирования, составленная по историческим данным /77/. На этой карте вся территория Кубы была разделена на зоны разной интенсивности землетрясений с повторяемостью раз в 100 лет. Однако, были зоны, где из-за отсутствия данных землетрясения показаны не были.

Именно в двух этих пустых зонах возникли землетрясения после того, как была опубликована карта. После этого карта была исправлена заново /78/. Эта карта является нормативным документом для строительства на Кубе. Работы такого типа были проведены и в Венесуэле /81/.

Оценки возможности возникновения сильного землетрясения. Методика состоит в том, что для сильных землетрясений, возникших в главных сейсмических поясах, картируется фокальная зона и оценивается средний период повторяемости таких событий. Более опасными являются участки, в которых после последнего сильного землетрясения прошло время больше среднего периода повторяемости. Опасность увеличивается в зависимости от длительности периода затухания.

Первой работой, в которой с этой точки зрения рассматривается восточная часть Карибского региона (и востоку от 74° з.д.), является работа /106/. В последующей работе /110/ этот вопрос рассматривается более конкретно. На основании общих представлений о тектоническом процессе на границах плит и сведений об историче-

ских землетрясений выделяются зоны с разными потенциальными возможностями возникновения сильных землетрясений. Наиболее вероятно возникновение землетрясений в тех районах, где сильные землетрясения не происходили более 100 лет, наименее опасны, где сравнительно недавно (за предшествующие 30 лет и менее) уже произошли сильные землетрясения. В Карибском регионе к первой категории отнесены Юго-Восточная Куба, почти весь остров Гаити, северные районы Малых Антильских островов, залив Пария (Венесуэла) и северо-западный район Венесуэлы. Ко второй категории отнесены район острова Ямайки, северо-западный и северо-восточные края острова Гаити и отдельные места на севере Венесуэлы. К третьей категории отнесены район от Гватемалы до рифта во впадине Кайман, южные районы Малых Антильских островов и район на севере Венесуэлы.

Количественные оценки сейсмической опасности разных зон. В работе Альвареса и Буна /3/ рассматривался ряд вопросов по сейсмичности и сейсмической опасности: затухание интенсивностей, размеры очагов землетрясений, соотношение магнитуд M_{LH} и m_{pV} землетрясений, пространственно-временные характеристики сейсмического режима. Было отмечено уменьшение наклона графика повторяемости с востока на запад в северной части Карибской островной дуги. Оценки средних значений повторяемости землетрясений для юго-восточной части Кубы совпали с повторяемостью сотрясений по историческим данным в городе Сантьяго-де-Куба.

В работе Альвареса /55/ сделана совместная обработка данных международных сводок и станции Рио-Каринтеро. Было получено соотношение между m_{pV} по каталогам в международных сводках и энергетическим классом K по станции Рио-Каринтеро. Рассчитана сотрясаемость в городе Сантьяго-де-Куба из зон В03, расположенной вдоль южного берега Восточной Кубы. Рассмотрен вопрос о влиянии максимальной магнитуды на оценки сотрясаемости.

Оценки сейсмической опасности других островов Карибского региона были сделаны разными авторами. Перейра и Гэй /121/ сделали эти оценки для островов Ямайки и Тринидада, Рейес /130/ - для островов Гаити, Пуэрто-Рико и Ямайки. Методика обеих работ очень близка: изучение общей картины разломной тектоники, определение зон ВЗС и оценка их параметров, определение значений пикового ускорения для разных периодов повторения сотрясений.

Интересными также являются работы Шеферда и Аспинала. Они провели изучение сейсмичности острова Ямайки /136/, выделили зоны ВЗС, но не оценили сейсмической опасности по обычной методике из-за отсутствия данных. Для островов Тринидад и Тобаго оценка сейсмической опасности сделана в /137/ по методике Алгермиссена и Перкинса /50/.

Для Гондураса проведена комплексная работа по оценке сейсмической опасности /107/. Она включила: составление каталога землетрясений, изучение тектоники, выделение зон ВЗС и оценку параметров графиков повторяемости землетрясений. Правда, авторы оценили параметры графика накопленной повторяемости, аппроксимируя график двумя прямыми линиями, что говорит о неправильном рассмотрении вопроса о представительности. Расчеты значения пикового ускорения для разных периодов повторения сотрясений были проведены с помощью методики оценки сейсмической опасности на основании статистики Байеса. Общее описание такой методики дано в работе /116/.

Специального рассмотрения требуют исследования сейсмической опасности площадки размещения АЭС в Центральной Кубе.

Вопрос о сейсмической опасности малоактивных районов не может быть решен обычным путем, потому что затруднены выделение зон ВЗС и оценки параметров сейсмического режима. Для решения этого вопроса были проведены комплексные геолого-геофизические работы, рассмотрены все имеющиеся данные об исторических землетрясениях,

изучены характеристики затухания сейсмических волн и интенсивностей. Были также проведены полевые исследования для сейсмического микрорайонирования площадки и велась постоянная регистрация землетрясений тремя сейсмическими станциями. Таким образом, выделение зон БОЗ проводилось по геологическим признакам. Оценки максимальных магнитуд проводились по комплексному анализу геологических признаков и эмпирическим соотношениям между максимальной магнитудой и размерами зон БОЗ. По оценкам M_{\max} , графикам повторяемости, построенным в основном по историческим макросейсмическим данным, и данным об особенностях затухания интенсивностей в Центральной Кубе, были оценены возможные макросейсмические эффекты на площадке. Результаты этих исследований опубликованы в книге /18/.

Постановка задачи. Оценки сейсмической опасности Восточной Кубы, описанные в /3, 55/, нуждаются в дальнейшем уточнении и развитии. Существующие материалы /4, 55/ позволяют провести дальнейшую работу в этом направлении. Исходными являются исторические и современные макросейсмические данные /68-77, 144/, инструментальные каталоги землетрясений и геолого-геофизические сведения о строении и тектонике района. Необходимо рассмотреть различные методы оценки сейсмической опасности, применяющиеся в настоящее время в разных странах мира, и выбрать метод, учитывающий особенности сейсмичности региона. Например, формы изосейсты землетрясений для разных участков Больших Антильских островов меняются от почти круглых до сильно вытянутых эллиптических /4/, эпицентры землетрясений распределены в основном вдоль границ Карибской и Северо-Американской плит, но очень неравномерно /53/.

С учетом этих и других особенностей региона в диссертации решается задача составления программы для расчетов сейсмической сотрясаемости и построения серии карт.

1.2. Оценка сейсмической опасности

Работы по оценке сейсмической опасности были развиты в основном в СССР и США.

Работы по сейсмической опасности в СССР. Первые карты сейсмического районирования СССР, опубликованные в 1937-1947 гг., были сделаны на основе сейсмологических и геофизических данных. Развитие методов изучения сейсмического режима в шестидесятых годах, основанное на резком увеличении информации о слабых землетрясениях, позволило использовать эти материалы при составлении карты сейсмического районирования СССР в 1968 г. Советские ученые разработали методы изучения характеристик сейсмического режима. Широное распространение получили методы расчетов сейсмической активности и сейсмической сотрясаемости, предложенные И.В. Ризниченко /31-37, 132/.

Последующее развитие этих работ было использовано при подготовке карты сейсмического районирования СССР в 1978 г. Методические основы этих работ опубликованы в 1980 г /43/. Работы по оценке сейсмической опасности в СССР основаны на выделении зон В03, определении параметров сейсмического режима и изучении затухания интенсивности колебаний.

Выделение зон В03 и оценка M_{max} . Это самый сложный вопрос при оценке сейсмической опасности. Существуют разные подходы для его решения, все они основаны на совместной обработке геолого-геофизических и сейсмологических данных. Проводится детальное изучение геологического развития региона, изучаются аномалии гравитационного поля, глубинное строение земной коры и литосферы. Строятся карты эпицентров землетрясений по историческим и инструментальным данным, карты сейсмической активности и других характеристик сейсмичности. Вся эта информация используется для выделения зон

103 и оценок максимальных магнитуд землетрясений в каждой из них /43/.

Применение методов распознавания образов позволяет определить и функциональную зависимость максимальной магнитуды от комплекса геолого-геофизических и сейсмологических признаков. Исходя из множества хорошо изученных точек, для которых эксперты могут оценить максимальную магнитуду, можно получить карту максимальной магнитуды для региона. Применение методики, описанной в /14/ для территории Болгарии, оказалось успешным.

Методы распознавания образов используются для прогноза мест возникновения сильных землетрясений. Методика /16/ основана на гипотезе, что сильные землетрясения относятся к пересечениям линейментов. Классификация узлов пересечения линейментов позволяет составить прогностическую карту мест возможного возникновения сильных землетрясений.

Характеристики сейсмического режима определяются на основе графика повторяемости землетрясений. Графики строятся в виде распределенной и накопленной повторяемости и аппроксимируются прямыми линиями /43/. Графики можно строить для магнитуд

$$\lg N = a - b (M - M_0)$$

или для энергетических классов

$$\lg N = \alpha - \gamma (K - K_0)$$

Как правило, значения $M_0 = 5$ (M_{LN}) и $K_0 = 10$ или 15

Вторая характеристика сейсмического режима - это сейсмическая активность A_{10} (A_{15}) или $A_{M_0=5}$ /132/.

Карты параметра A_{10} строятся по методике, разработанной И.В. Разинченко /31/, вручную либо с помощью ЭВМ /25/. Сейсмическая активность нормируется к единице времени и к площади $S_0 =$

= 1000 кв. км при $K_0 = 10$.

Затухание интенсивности колебаний грунта описывается формулой /42/:

$$I = bM - s \lg r + c$$

$$I = bM - k \lg r - pr + d$$

Они соответствуют круговым моделям изосейст. Параметры этих соотношений для разных районов СССР определены по экспериментальным данным /28/.

Эллиптические модели изосейст, полученные с учетом зависимости площадей изосейст от магнитуды

$$\lg Q_I = f + gM$$

предложены в /62/.

Карта сейсмического районирования. На основании карт зон В03 и их параметров a , b и M_{\max} с использованием моделей изосейст выделяются зоны с разными значениями I с учетом периода их повторяемости (100, 1000 и 10 000 лет). Эта карта служит нормативным документом для строительства, она содержит информацию, необходимую для проектирования /42/.

Следует отметить, что на карте сейсмического районирования основным параметром является сейсмическая интенсивность. Это объясняется тем, что только для этого параметра существует достаточная статистика для оценки региональных особенностей ее затухания. Среднмировые кривые затухания интенсивности и других параметров колебаний грунта обладают большими дисперсиями.

Карты сотрясаемости строятся по методике, разработанной В.В. Ризничанко /31, 32/. Они показывают средние периоды повторения сотрясений разных интенсивностей. Исходными материалами являются карта сейсмической активности, карта максимальной магнитуды,

параметр β графика повторяемости и параметры затухания сейсмической интенсивности /40/.

Самая сотрясаемость - частота повторения сотрясений, определяется по формуле

$$B_I = \int_V N_{\Sigma} dx dy dz$$

где N_{Σ} - суммарное число землетрясений, отнесенное к единице времени в элементарном объеме очаговой области, которые вызовут в пункте наблюдения сотрясения интенсивностью I и выше /41/. Расчет проводится на ЭМ /40/ для случая, когда затухание интенсивности определяется круговыми изосейстами. Для случая эллиптических изосейст расчеты проводились вручную. Вероятностные оценки можно получить, исходя из предположения, что процесс возникновения сотрясения в данной точке является пуассоновским /41/.

Оценка сейсмического риска. Методика расчета сейсмического риска разработана на основании статистического анализа комплекса сейсмологических, геологических и инженерно-экономических данных и направлена на оценку различных суммарных эффектов, вызываемых землетрясениями для города, трасс железной дороги и т.п. за определенный период времени /40, 41/. Под риском понимается вероятность того, что данный эффект превзойдет заданный порог x

$$R_T(x) = 1 - F_T(x)$$

где $F_T(x)$ - функция распределения суммарного эффекта.

Можно рассматривать площадные (тектонические участки или административные районы), линейные (трассы железных дорог, нефтепроводов) и точечные (города, площадки размещения промышленных предприятий). Под эффектами понимаются сотрясения с заданной интенсивностью, экономические ущербы.

Расчет сейсмического риска проводится по методике, изложенной

в /23/, с помощью ЭМ. Она основана на трех статистических моделях.

1) Процесс возникновения землетрясений является пуассоновским.

2) Модели изосейст представлены в виде эллипсов и площади сотрясений интенсивности I , зависящей от M_0 .

3) Ущерб от сотрясений в каждой точке определяется величиной

$$x(I, t) = x_0(I) e^{-\beta t}$$

где x_0 - эффект, приведенный к начальному моменту времени, $e^{-\beta t}$ характеризует изменения эффекта во времени. Эта модель менее развита, чем остальные две, и необходима теоретические исследования /43/.

Работы по оценке сейсмической опасности в США. Первая карта сейсмического районирования США, составленная на основе статистики опутных землетрясений, опубликована в 1949г и включена в нормативные правила для строительства. Ч. Рихтер /133/ предложил карту сейсмического районирования, составленную на основе анализа геологических и сейсмологических данных. Эта карта не была принята в качестве нормативной. Модификация первой карты 1949г выполнена в 1969г, она включена в нормативные правила для строительства /92/.

Дальнейшее развитие работ по оценке сейсмической опасности проходило по двум направлениям: разработка вероятностной методики оценки сотрясений и изучение корреляционных связей между магнитудой, эпицентральной расстоянием и параметрами колебаний грунта. Были развиты методы выделения зон В03 и расчетов инженерных характеристик колебаний грунта.

Вероятностные оценки сейсмической опасности. Исходя из предположения о пуассоновском характере процесса возникновения землетрясений, рассчитываются значения интенсивностей или ускорений, которые не должны быть превышены в течение определенного срока для заданного уровня вероятности /64/. Эта методика была использована

Алтурансом и Перкином /50/ для составления новой карты сейсмического районирования США /18/.

Эту же методику применяли в разных районах, например, для Балхенского региона /51/.

Зависимость между магнитудой, эпицентральной дистанцией и интенсивностью. В США накоплено большое количество данных по интенсивности землетрясений. Макросейсмическое поле представляется в виде соотношений типа /87, 94, 145/:

$$I = I_0 + b \lg R + CR + d$$

$$I = I_0 + b \lg R + d$$

$$\lg A_I = a + bM$$

где R - гипоцентральное расстояние.

Зависимость между пиковым ускорением, магнитудой и гипоцентральным расстоянием /101/ получена в виде:

$$\lg x = a + bM + c \lg R + dR + eP + fS$$

где $x = A_h, V_h$ (пиковые горизонтальные ускорения или скорости)
 $R, \sqrt{r^2 + \alpha^2}$ (r - эпицентральное расстояние, α - константа),
 P - вероятность превышения значения, S - тип грунта.

Соотношения между пиковыми значениями ускорения, скорости и типом грунта и интенсивностью получены в виде /146/

$$\lg x = aI + b$$

где $x = A_h, A_v, V_h, V_v, D_h, D_v$

или в виде $\lg x = aI + bM + c \lg r + d$

где $x = A_h, A_v$ и r - эпицентральные расстояния /117/.

Выделение зон ВОЗ и оценка максимальных магнитуд. Выделение зон ВОЗ в США рассматривается в связи с разломами. Критерии определения активности разлома могут быть геологическими и сейсмологическими /92/. Следует отметить, что в США геологические данные не рассматриваются так глубоко, как в СССР.

Для оценки максимальной магнитуды используются корреляционные связи между магнитудами сильных землетрясений и геометрическими параметрами фокальных зон. Эти соотношения имеют общий вид

$$M = A \lg L + B$$

$$M = C \lg S + D$$

где L - длина источника и S - площадь источника /48/. Имеются и другие зависимости /138/.

Об устойчивости оценок сейсмической опасности. В СССР проводились исследования оценок точности расчетов сотрясаемости. Изучалось влияние разных параметров, входящих в формулу расчета сотрясаемости. Численный эксперимент был проведен в Узбекистане для изучения влияния ошибок в исходных параметрах h , γ , K_{max} и затухания на оценки сотрясаемости. Подобные расчеты были сделаны в Молдавии /17/.

В США также рассматривался вопрос о точности оценок сейсмической опасности. В /112/ обсуждалось влияние выбора разных карт зон ВОЗ, вариации параметра b графика повторяемости при зафиксированном суммарном количестве землетрясений, вариации максимальной возможной интенсивности в каждой зоне ВОЗ. В /123/ приведен численный эксперимент, рассмотрено влияние размеров элементарных площадок, использованных при расчетах периодов повторяемости ликовых ускорений, контуров зон ВОЗ, M_{max} , параметров a и b графика повторяемости. В работах /112 и 113/ отмечена сильная зависимость оценок сейсмической опасности от максимального значения магнитуды или интенсивности.

Другие подходы к оценке сейсмической опасности. Новый вид закона повторяемости землетрясений предложен в /66/. График накопленной повторяемости аппроксимируется не прямой линией, а линией с изгибом внизу вблизи максимальной магнитуды, что совпадает с экспериментальными данными /68/. В работе /66/ анализируется применение такого закона повторяемости для оценки сейсмической опасности.

В /80/ предложена методика, основанная на статистике Байеса. Оценки сейсмической опасности по этой методике сделаны в Карибском регионе и для разных стран Центральной Америки /107, 116/.

Целесообразность появления сильных землетрясений была рассмотрена в /118/.

Особенности выбранного подхода оценки сейсмической опасности. В нашей работе в основном рассматриваются сейсмологические вопросы оценки сейсмической опасности. Поэтому выделение зон ВОО сделано формально, без детального анализа геологических данных. Особенности выбранной методики состоят в следующем:

Используется закон накопленной повторяемости землетрясений в виде, близком к предложенному в /66/.

Теоретические модели изосейст даны в виде эллипсов.

Проведен численный эксперимент для выяснения влияния исходных параметров на оценки средних периодов сотрясаемости. Этот подход позволяет избавиться от завышения сейсмической опасности, которая связана с применением закона накопленной повторяемости в виде прямой линии, использовать модели изосейст, более близкие к наблюдаемым в Карибском регионе. Численный эксперимент позволяет оценить, насколько устойчивы полученные результаты.

Схема работы по расчетам сейсмической сотрясаемости Восточной Кубы. Работа по оценке сейсмической опасности Восточной Кубы состоит из трех главных частей: подготовка исходных данных, обосно-

принципиальных особенностей программы расчетов сейсмической опасности, ее написание и отладка, и наконец, сейсмической опасности Восточной Куби.

Подготовка исходных данных включает интерпретацию макросейсмических данных с целью обоснования моделей изсейст; составление каталога землетрясений для региона $16^{\circ} - 24^{\circ}$ с.ш., $71^{\circ} - 81^{\circ}$ в.д.; совместную обработку данных по тектонике, изостатическим аномалиям гравитационного поля, глубине морского дна и сейсмичности в связи выделением зон БОЗ; оценку параметров сейсмического режима для всех зон БОЗ и параметров макросейсмического поля.

Глава 2. ИСХОДНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

2.1. Краткое описание использованных источников

Международные сводки. Основными источниками данных о сильных землетрясениях в мире являются международные сводки. Эти сводки, как правило, представляют собой каталоги землетрясений в хронологическом порядке. В настоящее время многие каталоги записаны на магнитных лентах.

Описание землетрясений в каталогах включает следующие данные: дата; время в очаге; географические координаты и глубины гипоцентров; магнитуды с указанием их типа; географический район эпицентра (по Флинну и др.) /82/; количество станций, использованных для определения координат гипоцентра, или качество определения; макросейсмические данные и другие эффекты землетрясений.

В эти каталоги включены все землетрясения, гипоцентры которых определены международными агентствами, а также региональными или национальными службами. Например, в Карибском регионе часто встречаются определения координат очагов землетрясений сейсмологическими службами Мексики, Тринидада и других. Описание первичных источников дано в работе /4/.

В основном были использованы следующие каталоги:

1) Международная сейсмологическая сводка (ISS). В каталог включены землетрясения, происшедшие до 1963г.

2) Каталог Международного сейсмологического центра (ISC), в него вошли землетрясения, происшедшие в 1964г и позднее. Магнитуды в основном соответствуют типу m_{pv} .

3) Каталог Национальной службы информации по землетрясениям США (EDF). Иногда даны четыре разных магнитуды: m_{pv} , M_{LH} , M_L и M .

Основными источниками, использованными в нашей работе, являются бюллетени /36, 38, 118/, каталоги Гутенберга и Рихтера /88, 89/ и каталоги из работ /114, 141/.

Каталог слабых землетрясений Кубы включает около полутора тысяч слабых землетрясений, в основном из восточной части Кубы. Большинство землетрясений зарегистрировано только одной станцией — Рио-Карпинтеро (RCC), находящейся вблизи города Сантьяго-де-Куба. Данные, полученные одной станцией, могут иметь большие ошибки, которые трудно оценить из-за отсутствия методов проверки точности определения координат гипоцентров по одной станции. В /4/ были рассмотрены другие источники инструментальных данных и удалось определить эпицентры землетрясений, зарегистрированных несколькими станциями, но для Восточной Кубы их очень мало и общая картина слабых сейсмичности определяется данными станции RCC. Эти данные надо рассматривать очень осторожно, отдельные определения могут оказаться неправильными, и выводы, сформулированные на их основе, могут быть ошибочными. Вероятность больших ошибок уменьшается в районах, где наблюдается концентрация эпицентров, но и в этих случаях сохраняются систематические ошибки, зависящие от модели земной коры, использованной для определения гипоцентров, и от ошибок самих измерений. По мере удаления эпицентра от станции RCC ошибки определений координат увеличиваются из-за ошибок определения азимута на эпицентр. Пример такой ошибки удалось обнаружить в /56/, где рассматривались переопределения гипоцентров афтершоков землетрясения 19 февраля 1976г ($M_{\text{LH}} = 5.7$) по данным двух станций по сравнению с гипоцентрами, определенными только станцией RCC.

Макросейсмические данные. Имеются исторические макросейсмические данные, на их основе составлен каталог землетрясений /3, 4/. В последнее время эти материалы были пересмотрены /68-77/.

Каталог землетрясений провинции Ольгин /68/ содержит данные

об опутимых землетрясениях в северной части Восточной Кубы с 1760 по 1960 гг.

Каталог землетрясений провинции Сантьяго-де-Куба /76/ содержит огромный материал по опутимым землетрясениям на территории Ито-Восточной Кубы с 1551 по 1975 гг.

Каталог землетрясений территории провинции Камагуэй и Сьего-де-Авила /74/ содержит список исторических макросейсмических данных. В этой работе сделана попытка выделения сейсмических зон. Этот район находится непосредственно на западе от интересующего нас региона.

Каталог землетрясений Ямайки /144/ содержит сведения об опутимых землетрясениях с 1544 по 1971 гг. в основном по Ямайке, хотя включает также данные по Гаити и Пуэрто-Рико.

Каталог исторических сильных землетрясений Больших Антильских островов /70/ содержит данные об исторических сильных землетрясениях, взятых из разных источников, с пересопределением интенсивности.

Другие неопубликованные макросейсмические данные были любезно предоставлены Т. Чуй из Института геодезии и астрономии АН Кубы.

2.2. Затухание макросейсмической интенсивности и модели изосейст

В работе /3/ было отмечено, что макросейсмическое поле в Карибском регионе с хорошим приближением описывается формулой:

$$I = 1.5 M - 2.63 \lg r - 0.0087 r + 2.5, \quad (2.1)$$

предложенной в работе /46/.

Вопрос о затухании был более детально изучен в /4, 5/. Исходными данными для этих работ были макросейсмические сведения о землетрясениях на Кубе и других островах Карибского региона. Методика

обработки включала: изучение соотношения I_0 и M_{LN} , построение обобщенных изосейст для разных $\delta I = I_0 - I_c$, сравнение наблюдаемых значений δI с теоретическими расчетами по формуле (2.1) для направлений наибольших и наименьших осей обобщенных изосейст. На основании небольшого количества данных были получены следующие зависимости:

$$I_0 = 1.17 M_{LN} + 0.1 \quad (M_{LN} > 5.6) \quad (2.2)$$

$$I_0 = 1.75 M_{LN} - 3.2 \quad (M_{LN} \leq 5.6) \quad (2.3)$$

$$I_0 = 1.85 m_{pv} - 2.5 \quad (2.4)$$

На рис. 2.1 показаны зависимости I_0 от M_{LN} в соответствии с (2.1) для разных значений глубины очага. Линии (2.2) и (2.3) находятся внутри интервала глубин $h = 30-50$ км для зависимости I_0 от M_{LN} по формуле (2.1).

Обобщенные изосейсты построены для Центральной Кубы, Восточной Кубы в районе Сантьяго-де-Куба-Гуантанамо и для островов Гаити и Пуэрто-Рико. Кроме Восточной Кубы, во всех случаях изосейсты сильно вытянуты. Средние отношения между полуосями следующие: Центральная Куба - 2.4; Восточная Куба - 1.2; Гаити - 3.3; Пуэрто-Рико - 3.7.

Сопоставление данных по затуханию вдоль и поперек главных полуосей обобщенных изосейст с теоретическими расчетами по формуле (2.1) показало следующее:

Для Центральной Кубы затухания больше, чем по формуле (2.1) вдоль и поперек главных полуосей;

Для Восточной Кубы затухания приблизительно выражаются этой формулой в виде круговых изосейст;

Для Гаити вдоль главной оси затухание меньше и в поперечном направлении больше, чем по формуле (2.1).

Кроме того, был рассмотрен вопрос о затухании интенсивности между островами Кубы и Ямайки. Для этого были использованы данные о пяти землетрясениях, зарегистрированных в обеих сторонах жело-

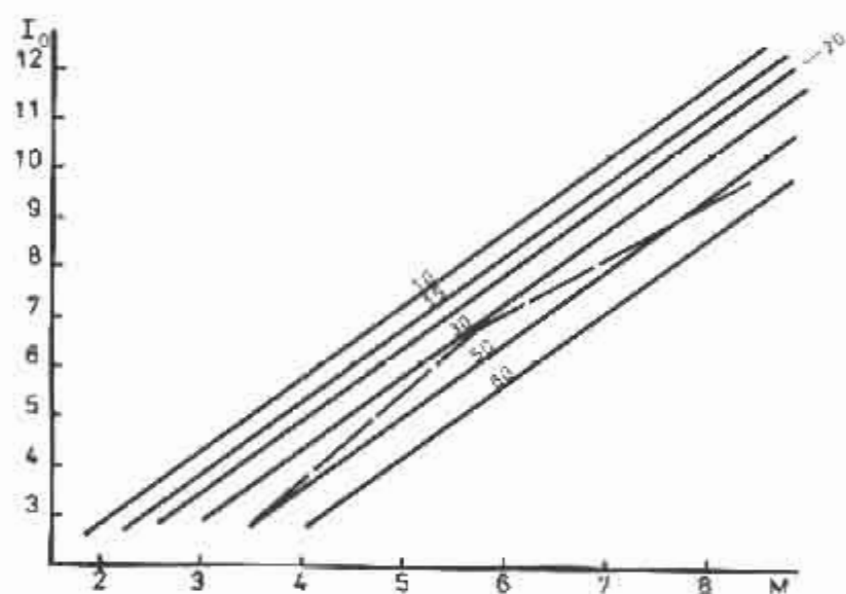


Рис. 2.1. Зависимость I_0 от M_{LH} и глубины очага h км по (2.1).

Пунктиром показана эта же зависимость по (2.2) при $M_{LH} > 5.6$ и (2.3) при $M_{LH} \leq 5.6$.

ба Каймана. Эти данные показывают очень низкое затухание, порядка затухания вдоль большей из полуосей обобщенных изосейст для острова Гаити.

Сложность вышеописанной картины требует создания модели изосейст, отличающейся от применяемых до настоящего времени. Решение этого вопроса играет важную роль для оценки сейсмической опасности Восточной Кубы.

Круговые модели изосейст выражаются формулами:

$$I = bM - s \lg r + c \quad (2.5)$$

$$I = bM - k \lg r - pr + d \quad (2.6)$$

Зависимость (2.5) изучена Н.В. Шебалиным. Параметр b , S и c широко используется в СССР. Вторая формула (2.6) не так распространена, она хорошо описывает макросейсмическое поле землетрясений Камчатки /46/ и Карибского региона /3/.

Физический смысл параметров уравнений (2.5) и (2.6) был обсужден в работе /34/. Исходя из предположений о том, что между логарифмом плотности энергии и макросейсмической интенсивностью существует линейная связь, были получены соотношения между параметрами уравнений (2.5) и (2.6) и параметрами формулы зависимости логарифма плотности энергии от расстояний. Итак, формула (2.5) соответствует случаю, когда зависимость логарифма плотности энергии от расстояния описывается с помощью так называемого коэффициента эффективного расхождения, который включает в себя эффекты геометрического расхождения и поглощения. Такую роль в (2.5) играет параметр S . С другой стороны, (2.6) соответствует случаю, когда зависимость логарифма плотности энергии от расстояния описывается с помощью коэффициентов геометрического расхождения и

поглощения. Роль поглощения в (1.6) играет параметр ρ , роль геометрического расхождения играет параметр k .

Другая модель более общая - эллиптическая. Она определяется отношением главных полуосей эллипса A/B и соотношением между площадью изосейст с интенсивностью I и магнитудой $/62, I/I/$

$$\lg Q_I = A_I + B_I M \quad (2.7)$$

В работе /8/ предлагается зависимость:

$$\lg Q(I, M) = a(I) + b(I)M + \sigma_Q \varepsilon, \quad (2.8)$$

где $\sigma_Q \varepsilon$ - случайная составляющая, связанная с неоднородностью среды, вариацией глубин очагов и механизма землетрясений.

Модели эллиптических изосейст. Форма эллипса задается отношением полуосей A/B . Макросейсмическое поле описывается по формулам (2.5) и (2.6), где r измеряется вдоль одной из полуосей или вдоль среднего радиуса эллипса. Используются уравнения, которые описывают эллипс как функцию параметров Δ , α , A и B

$$\Delta = A \left| \frac{\cos \theta}{\cos \alpha} \right| = B \left| \frac{\sin \theta}{\sin \alpha} \right|, \quad (2.9)$$

$$\theta = \arctg (A/B \operatorname{tg} \alpha),$$

где Δ - расстояние от центра до точки на эллипсе;

A - большая полуось;

B - малая полуось;

α - угол между большой полуосью и радиусом;

θ - вспомогательная переменная, угол см. на рис. 2.2.

Эта формула получена следующим путем (рис. 2.2). Рассмотрим два концентрических круга с радиусами A и B . Пусть точка $P(x, y)$ соответствует точке эллипса с координатами (Δ, α) .

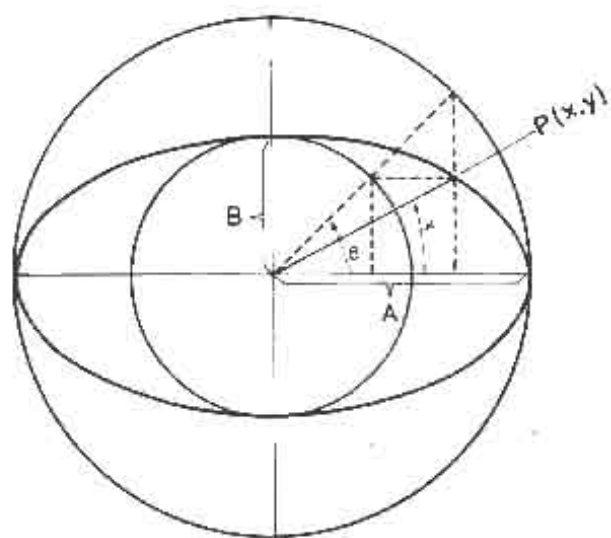


рис. 2.2. Схема эллиптической модели.

Из рисунка видно, что

$$\left. \begin{aligned} x &= A \cos \theta = \Delta \cos \alpha \\ y &= B \sin \theta = \Delta \sin \alpha \end{aligned} \right\} \rightarrow y/x = \frac{B}{A} \frac{\sin \theta}{\cos \theta} = \frac{\sin \alpha}{\cos \alpha}$$

$$\therefore \theta = \arctg (A/B \operatorname{tg} \alpha), \quad \Delta = A \left| \frac{\cos \theta}{\cos \alpha} \right| = B \left| \frac{\sin \theta}{\sin \alpha} \right|$$

Таким образом определяется форма изосейст. Спад интенсивности в расстоянии определяется формулой типа (2.6). Комбинация обеих формул позволяет учесть разные типы затухания, потому что, если формула (2.6) справедлива вдоль одного направления, макросейсмическое поле будет одним, но, если она справедлива вдоль другого направления, макросейсмическое поле будет другим. Таким образом, макросейсмическое поле описывается отношением A/B , уравнением макросейсмического поля типа (2.6) и направлением, вдоль которого оно справедливо. Назовем эффективным радиус

$$r_3 = \sqrt{\Delta_3^2 + h^2}, \quad (2.10)$$

вдоль которого справедлива формула (2.6): в (2.10) h - глубина гипоцентра, Δ_3 - эпицентральное расстояние. Рассмотрим три случая: $\Delta_3 = A, B, \bar{\Delta}$, где $\bar{\Delta}$ - средний радиус эллипса.

Расчет среднего радиуса эллипса проводится следующим образом:

$$\bar{\Delta} = \frac{2}{\pi} \int_0^{\pi/2} \Delta d\alpha \quad (2.11)$$

Из уравнения эллипса:

$$\left(\frac{x}{A}\right)^2 + \left(\frac{y}{B}\right)^2 = 1 \rightarrow \frac{\Delta^2 \cos^2 \alpha}{A^2} + \frac{\Delta^2 \sin^2 \alpha}{B^2} = 1$$

$$\Delta = \frac{1}{\left[\frac{\cos^2 \alpha}{A^2} + \frac{\sin^2 \alpha}{B^2}\right]^{1/2}} = \frac{B}{\left[\sin^2 \alpha + \frac{B^2}{A^2} \cos^2 \alpha\right]^{1/2}} = \frac{B}{\left[1 - \left(1 - \frac{B^2}{A^2}\right) \cos^2 \alpha\right]^{1/2}}$$

Пусть

$$\begin{aligned} \varphi = \pi/2 - \alpha &\longrightarrow \alpha = 0 \Rightarrow \varphi = \pi/2 \\ \alpha = \pi/2 &\Rightarrow \varphi = 0 \\ d\varphi &= -d\alpha \\ \cos^2 \alpha &= \sin^2 \varphi \end{aligned}$$

$$1 - B^2/A^2 = m > 0$$

тогда из (2.11)

$$\bar{\Delta} = \frac{2B}{\pi} \int_0^{\pi/2} \frac{d\varphi}{[1 - m \sin^2 \varphi]^{1/2}} = \frac{2B}{\pi} K(m) \quad (2.12)$$

где $K(m)$ - эллиптический интеграл первого рода, для которого можно найти численные значения в таблицах. На рис. 2.3 нанесены отношения $\bar{\Delta}/A$ и $\bar{\Delta}/B$ для значений A/B от 1.0 до 3.0.

С другой стороны, угол, соответствующий среднему радиусу,

определяется из уравнений

$$\begin{aligned} \frac{\bar{\Delta}^2 \cos^2 \bar{\alpha}}{A^2} + \frac{\bar{\Delta}^2 \sin^2 \bar{\alpha}}{B^2} &= 1 \longrightarrow \cos^2 \bar{\alpha} + \frac{A^2}{B^2} \sin^2 \bar{\alpha} = A^2/\bar{\Delta}^2 \\ \rightarrow 1 - \sin^2 \bar{\alpha} + \frac{A^2}{B^2} \sin^2 \bar{\alpha} &= \frac{A^2}{\bar{\Delta}^2} \longrightarrow \sin^2 \bar{\alpha} = \frac{1 - A^2/\bar{\Delta}^2}{1 - A^2/B^2} \\ \bar{\alpha} &= \arcsin \left[\frac{1 - A^2/B^2 (\pi/2 K(m))^2}{1 - A^2/B^2} \right] \end{aligned} \quad (2.13)$$

На рис. 2.4 представлена зависимость $\bar{\alpha}$ от A/B .

Для полного описания моделей изосейст достаточно знать отношение A/B полуосей эллиптических изосейст, зависимость интенсивности от гипоцентрального расстояния в виде коэффициентов формулы (2.6) и направление, по которому получена эта зависимость (вдоль одной из осей или вдоль среднего радиуса).

Метод определения интенсивности. Возьмем точку на карте и эллипс, рассчитываются эллиптическое расстояние и угол между направлением и главной осью эллипса. По (2.9) определяются

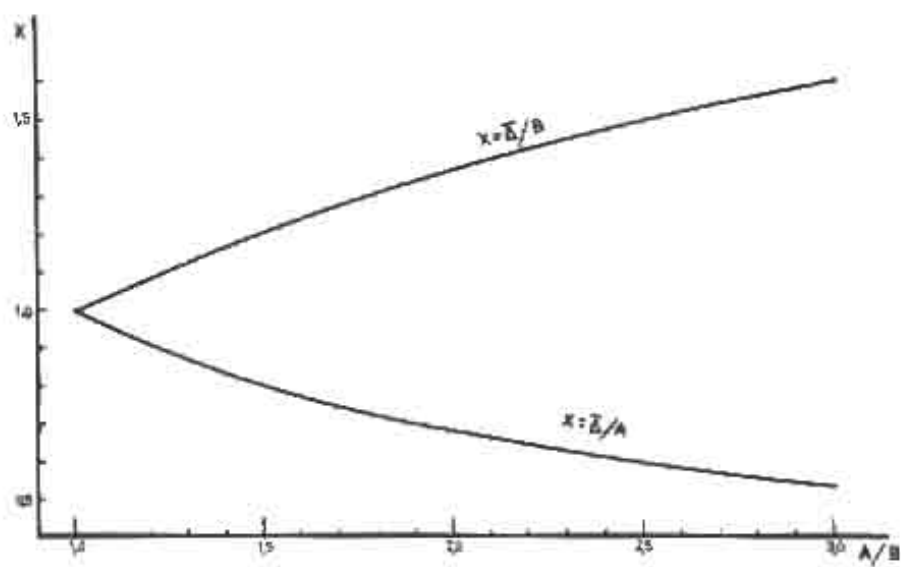
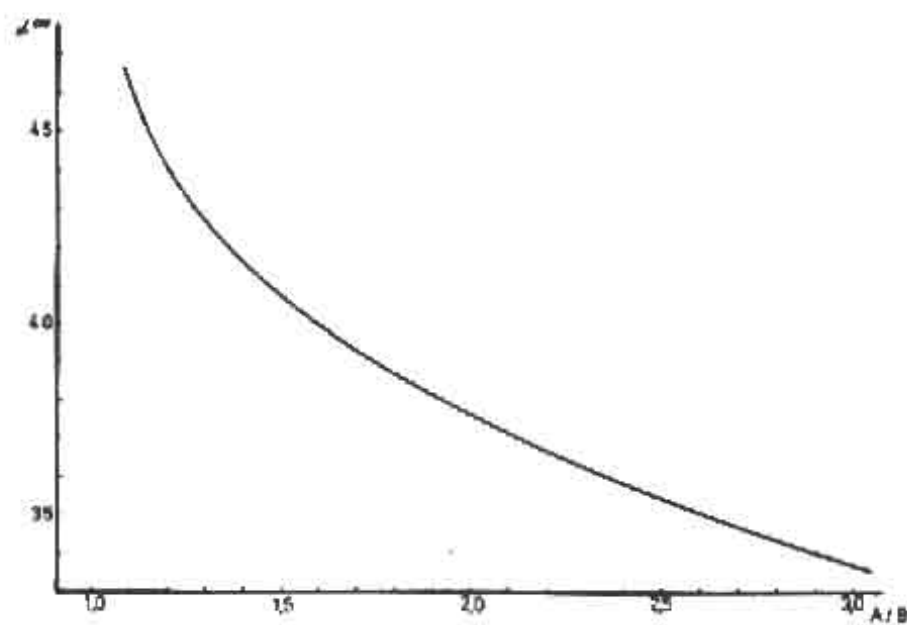


Рис. 2.3. Зависимость среднего радиуса Δ от отношения A/B .



2.4. Зависимость угла α , соответствующего среднему радиусу $\bar{\Delta}$ от отношения A/B .

параметры A или B . Можно воспользоваться рис. 1.3 для оценки $\bar{\Delta}$. Затем рассчитывается эффективный радиус $r_0 = \sqrt{\Delta_0^2 + h^2}$, где h - глубина очага, и Δ_0 может быть A , B , или $\bar{\Delta}$. По значению гипоцентрального расстояния и амплитуды землетрясения определяется значение интенсивности I по (1.5) или (1.6).

На рис. 1.5 представлены модели изосейст при $M_{LN} = 6$, $I = 5$, $h = 5$ и $A/B = 1,6, 1,0$, для случаев $\Delta_0 = A, \bar{\Delta}$ и B , расчеты проведены по (1.1).

Описание программы ISOSISTA. Для получения в графическом виде описанной модели была написана программа ISOSISTA. Исходные данные: параметры закона (1.6), магнитуда, глубина, отношение главных полуосей A/B , масштаб и направление, вдоль которого справедлива зависимость (1.6). По этим данным программа дает карту изосейст. Принцип ее работы следующий: 1. По листу ЭИМ образуется массив результатов расчетов интенсивностей для каждой точки на карте. Площадь печати одной карты изосейст 18 см x 30 см. Расчеты проводятся для 10,591 точек. Исходные данные - параметры формул (1.6) и $A/B, M, h$, масштаб карты и тип затухания, является подпрограммой CAMMAC и затем проводятся все расчеты.

Подпрограмма CAMMAC работает следующим образом:

- фиксируется точка для расчета интенсивности;
- рассчитывается эпицентральное расстояние до центра карты с учетом масштаба;

- с помощью подпрограммы ELICAN это расстояние превращается в большую ось эллипса A , проходящего через эту точку (формула 1.9);

- в зависимости от направления, вдоль которого справедлив закон (1.6), это расстояние может быть превращено в меньшую полуось B ,

с помощью подпрограммы CORELI в средний радиус $\bar{\Delta}$ (1.12);

- рассчитывается эффективное гипоцентральное расстояние для

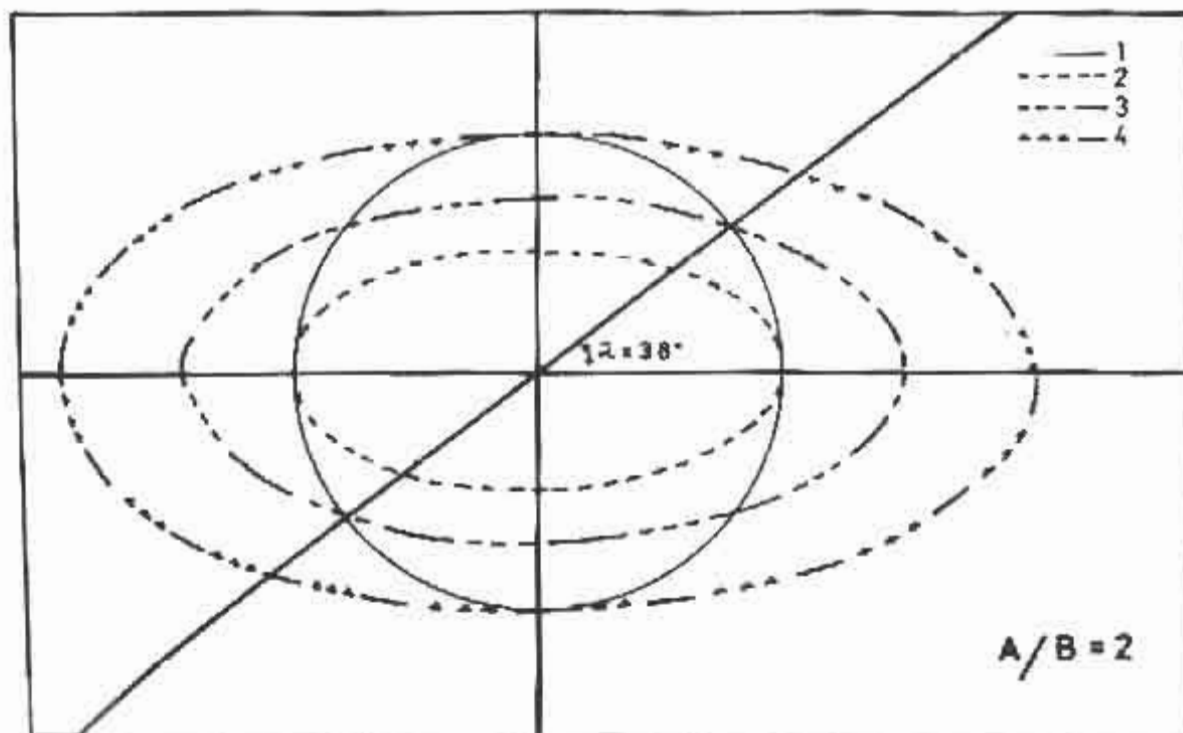
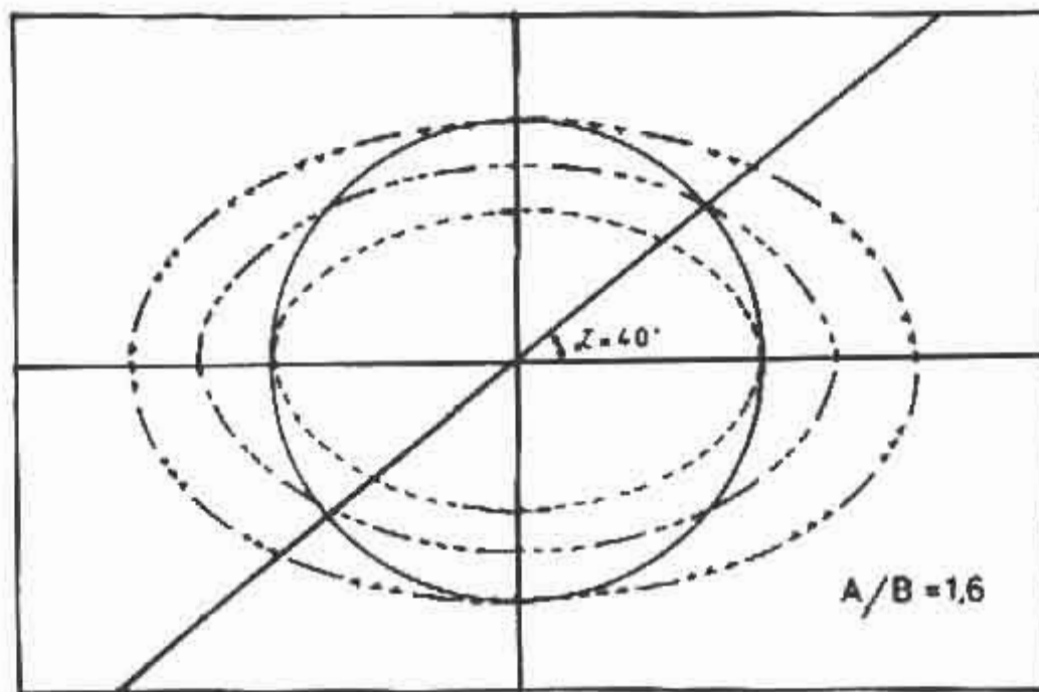


рис. 2.5. Теоретические изосейсты 5-го балла для землетрясения с магнитудой $M_{\text{ЛН}} = 6$ и $h = 5$ км. 1 - круговая изосейста, 2-4 - эллиптические изосейсты: 2 - $\Delta_0 = A$, 3 - $\Delta_0 = \bar{\Delta}$, 4 - $\Delta_0 = B$.

этой точки и по формуле (1.6) определяется значение интенсивности;
- для печати на ЭЕМ рассчитываемые значения интенсивности классифицируются по интервалам ($I \pm 0.5$) и для каждого интервала фиксируется определенный знак. Эти знаки печатаются и проводятся вручную.

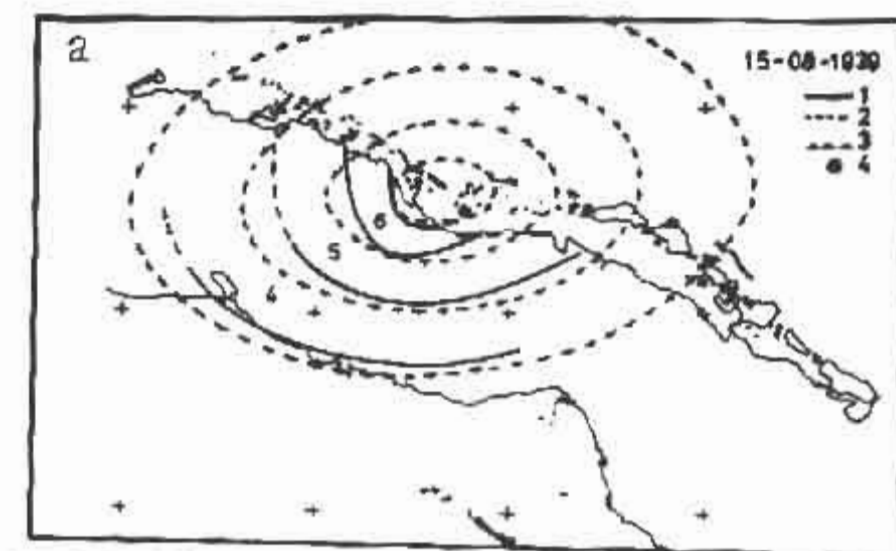
Сопоставление карт изосейст землетрясений с теоретическими моделями. Чтобы определить региональные характеристики моделей изосейст, было проведено сопоставление карт изосейст землетрясений Больших Антильских островов /56, 69, 73, 74, 75, 120/ с теоретическими моделями.

По картам изосейст определялись средние значения A/B и с помощью программы ISOSISTA были получены теоретические модели для разных магнитуд, глубин и направлений расчета эффективного радиуса.

Всего было рассмотрено 18 карт изосейст. Из них для Центральной Кубы - 5 карт, для Юго-Восточной Кубы - 5, для северной части острова Гаити - 3 и для южной части острова Гаити - 4, а также одна карта для острова Ямайки. Определение параметров модели проводилось по методу последующих приближений, при сопоставлении предлагаемой карты изосейст и набора карт теоретических изосейст с разными значениями параметров, но всегда с использованием формулы (1.1).

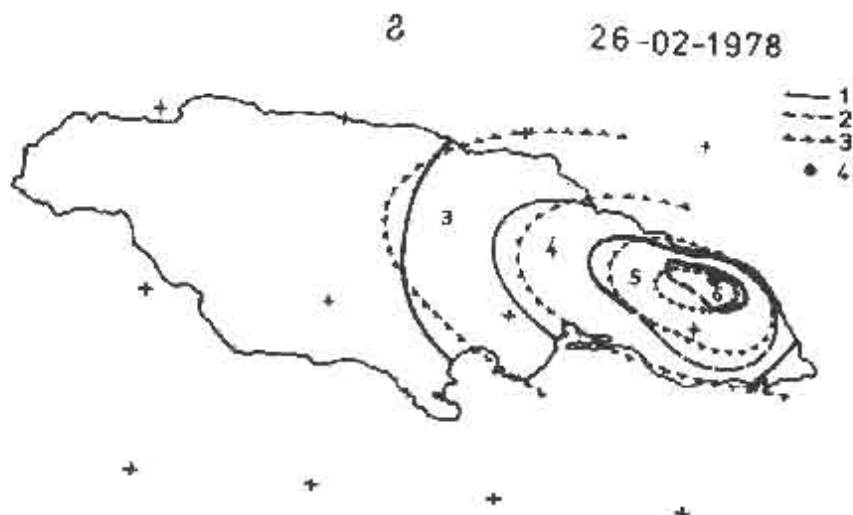
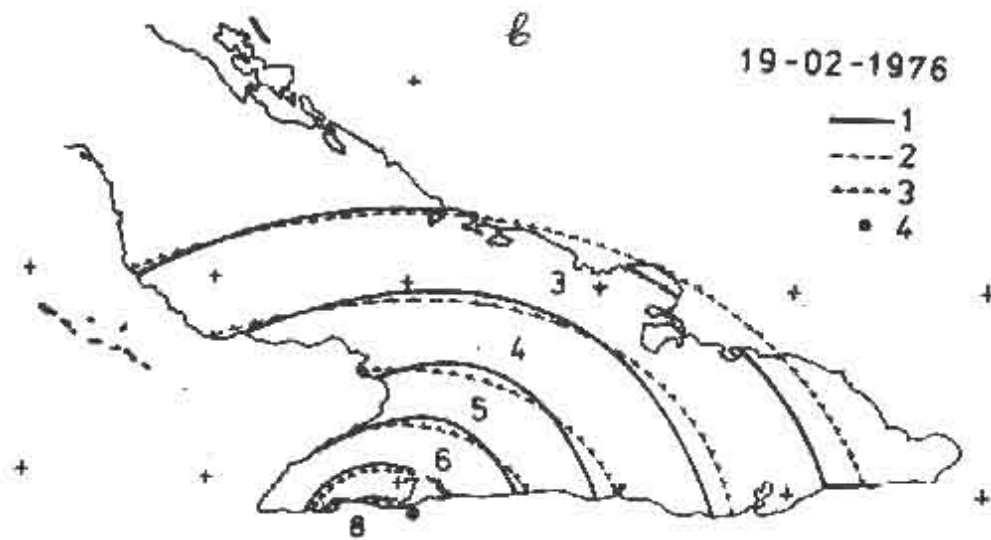
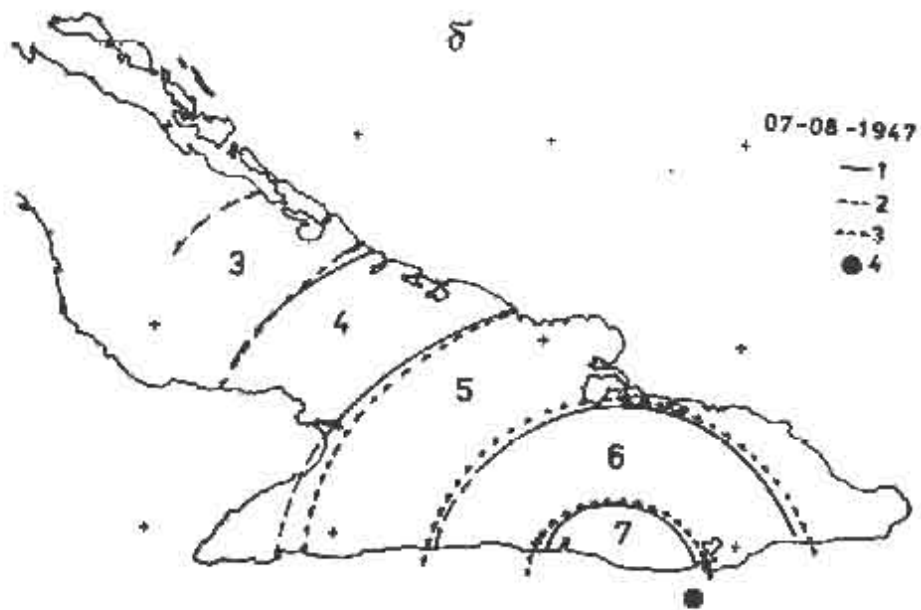
Землетрясение Центральной Кубы 15 августа 1939г расположено в северных акваториях этого региона, рис. 2.6а. Карта изосейст землетрясения хорошо согласуется с моделью, рассчитанной для $M_{\text{CH}} = 5.5$, $A/B = 1.6$, $h = 15$ км и $\Delta_g = A$ (рис. 2.6а).

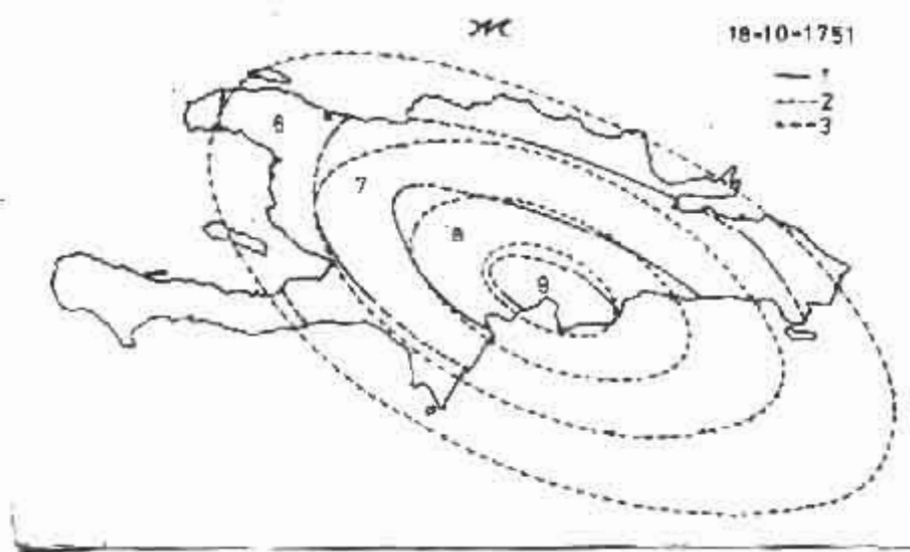
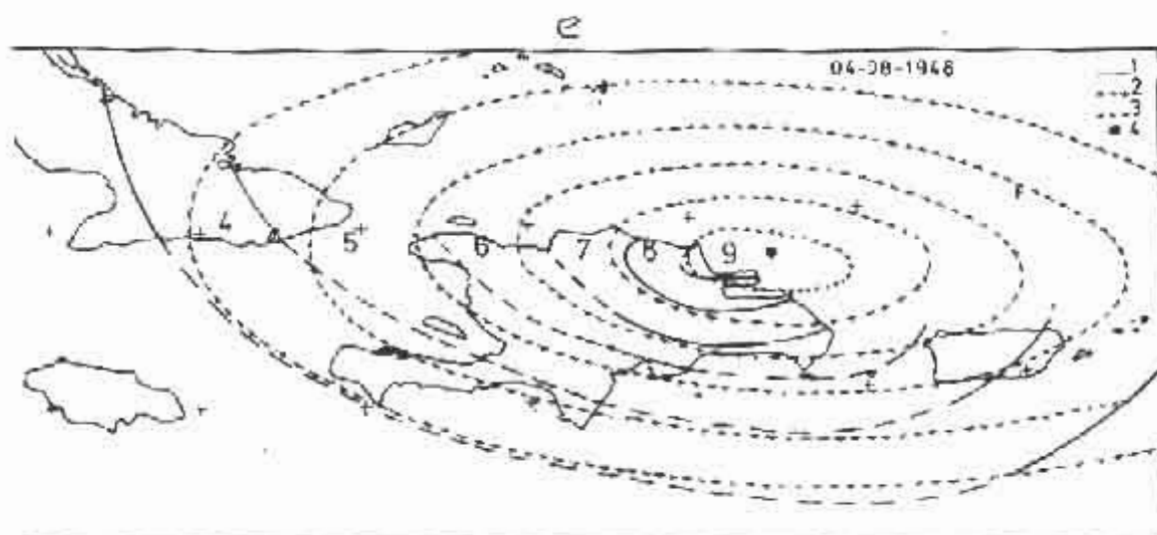
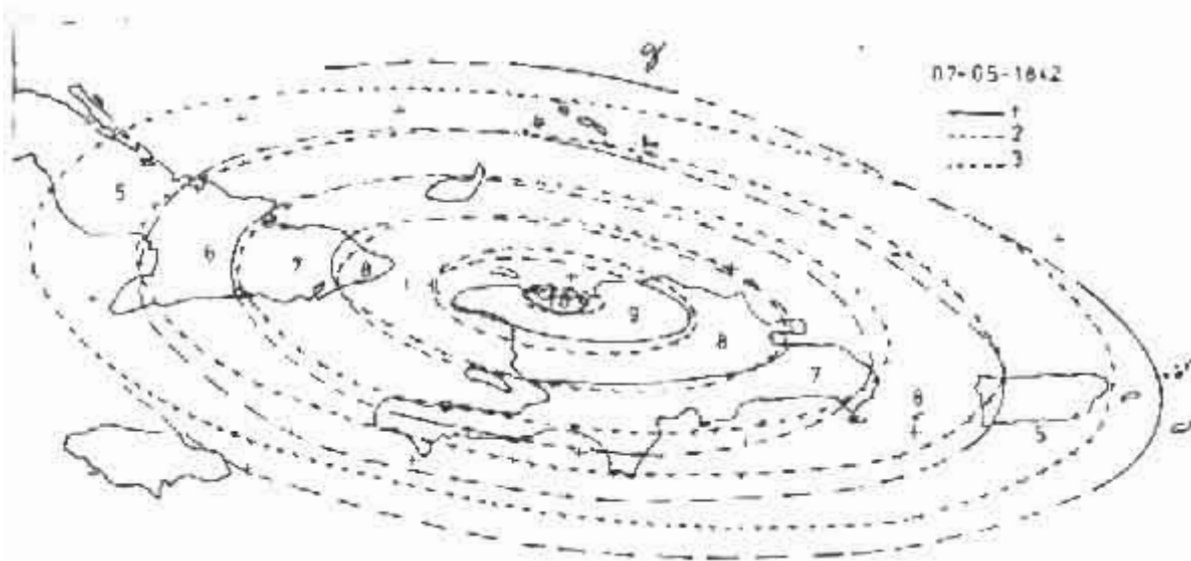
Четыре землетрясения Юго-Восточной Кубы расположены в регионе Сантьяго-де-Куба: 11 октября 1968г, $m_{\text{PV}} = 4.2$, $A/B = 1.15$; 10 ноября 1983г, $A/B = 1.07$; 7 августа 1947г, $M(\text{PAS}) = 6.75$, $h = 50$ км, $A/B = 1.07$; 3 февраля 1932г, $M(\text{PAS}) = 6.75$, $h = N$.



2.6. Сопоставление наблюдаемых и теоретических изосейст:

- а) Землетрясение 15 августа 1939г. $M_{CH} = 5,3-5,9$.
 1-2 - наблюдаемые изосейсты; 3 - теоретические изосейсты,
 параметры модели: $A/B = 1,6$, $h = 15$ км, $M = 5,5$, $\Delta_0 = A$;
 4 - инструментальный эпицентр.
- б) Землетрясение 7 августа 1947г. $M_{CH} = 6,75$, параметры
 модели: $M = 6,3$, $h = 30$ км, $A/B = 1,07$, $\Delta_0 = A$.
- в) Землетрясение 19 февраля 1976г. $M_{CH} = 5,7$, параметры
 модели: $M = 5,7$, $h = 15$ км, $A/B = 1,57$, $\Delta_0 = A$.
- г) Землетрясение 16 февраля 1978г. $m_{PV} = 4,5$, параметры
 модели: $M = 4$, $h = 5$ км, $A/B = 2,4$, $\Delta_0 = A$.
- д) Землетрясение 7 мая 1842г. параметры модели: $M = 8,2$,
 $h = 60$ км, $A/B = 2,7$, $\Delta_0 = \bar{\Delta}$.
- е) Землетрясение 4 августа 1946г. $M_{CH} = 8,1$, параметры
 модели: $M = 7,75$, $h = 50$ км, $A/B = 2,7$, $\Delta_0 = \bar{\Delta}$.
- ж) Землетрясение 18 октября 1751г. параметры модели:
 $M = 7,25$, $h = 30$ км, $A/B = 2,1$ и $\Delta_0 = \bar{\Delta}$.





$$A/B = 1,15.$$

Среднее отношение A/B для изосейст землетрясений региона равно 1,1. Карты изосейст хорошо совпадают с теоретическими моделями:

Землетрясение 11 октября 1968г., модель рассчитана с параметрами $M_{LN} = 4,4$, $h = 30$, $A/B = 1,15$ и $\Delta_g = A$; изосейст 5 баллов имеет большую площадь, чем рассчитанная;

Землетрясение 30 ноября 1963г. соответствует модели с параметрами $M_{LN} = 3,8$, $A/B = 1,1$, $h = 15$ км и $\Delta_g = A$;

Землетрясение 7 августа 1947г. соответствует модели с параметрами $M_{LN} = 6,3$, $h = 30$, $A/B = 1,07$ и $\Delta_g = A$. Интересно отметить в этом случае большую разницу между магнитудами, полученными из макросейсмических данных путем подбора модели, и инструментальными определениями. В каталоге (приложение I) помещено значение магнитуды по макросейсмическим данным (рис. 1.6б);

Землетрясение 3 февраля 1934г., изосейсты соответствуют модели с параметрами: $M_{LN} = 6,75$, $A/B = 1,15$, $h = 30$ км и $\Delta_g = A$.

Землетрясение 10 февраля 1976г. было детально изучено в работе [56]. Для него получено очень хорошее согласие с моделью, рассчитанной при $M_{LN} = 5,7$, $h = 15$ км, $A/B = 1,57$ и $\Delta_g = A$ (рис. 1.6в).

Для региона Ямайки удалось проанализировать только одно землетрясение 16 февраля 1976г. с $m_{PV} = 4,5$ [140]. Получено хорошее согласие с моделью, рассчитанной при $M_{LN} = 4$, $A/B = 1,44$, $h = 5$ км и $\Delta_g = A$ (рис. 1.6г).

Для Северного Тихого анализировались следующие землетрясения: 7 мая 1847г. ($A/B = 1,7$); 19 декабря 1837г. ($A/B = 1,9$); 4 августа 1946г. ($A/B = 1,7$, $M(PAS) = 8,1$).

В этих случаях были рассчитаны модели при $\Delta_g = \bar{\Delta}$.

Для землетрясения 7 мая 1847г. получено хорошее согласие с

модель, рассчитанной при $M_{LN} = 8,1$, $A/B = 1,7$ и $h = 60$ км (рис. 1.6д). Для землетрясения 29 декабря 1897г получено хорошее согласие с моделью, рассчитанной при $M_{LN} = 7,5$, $A/B = 1,9$ и $h = 50$ км. Для землетрясения 4 августа 1946г не было получено согласия ни с одной моделью при $M_{LN} = 8,1$, только фиксируя $M_{LN} = 7,75$, удалось получить согласие с моделью, рассчитанной при $A/B = 1,7$ и $h = 50$ км (рис. 1.6е).

Для одного Ганти анализировались следующие землетрясения: 18 октября 1751г ($A/B = 1,1$); 11 февраля 1751г ($A/B = 1,1$); 9 апреля 1860г ($A/B = 1,1$) и 11 мая 1910г ($A/B = 1,1$).

Во всех случаях были выбраны модели с $A/B = 1,1$ и $\Delta_0 = \bar{\Delta}$. Хорошее согласие были получены при следующих значениях: M_{LN} и h . 18 октября 1751г ($M_{LN} = 7,5$, $h = 30$) - (рис. 1.6ж); 11 ноября 1751г ($M_{LN} = 6,5$, $h = 30$); 9 апреля 1860г ($M_{LN} = 6,4$, $h = 30$); 11 мая 1910г ($M_{LN} = 6,5$, $h = 30$).

Модели изосейст при расчетах сейсмической опасности Восточной Куби.

Куби. Для оценки сейсмической опасности Восточной Куби необходимо принять решение о параметрах модели изосейст, которые будут учтены в каждой зоне БОЗ, исходя из множества вышепредставленных данных.

Зоны БОЗ в Центральной Кубе. По обобщенным изосейстам $A/B = 1,4$, по моделям отдельных землетрясений $A/B = 1,9$.

Зоны БОЗ в Юго-Восточной Кубе. В регионе Сантьяго-де-Куба по обобщенным изосейстам $A/B = 1,1$, по моделям отдельных землетрясений $A/B = 1,11$. Было принято решение $A/B = 1,1$, $\Delta_0 = A$. Район землетрясения 19 февраля 1976г ($A/B = 1,6$, $\Delta_0 = A$) считается отдельной зоной по характеру макросейсмического поля.

Вайяка. Имеются противоречивые данные. С одной стороны, малое затухание между Вайякой и Кубой /4/ и, с другой стороны, большое затухание в том же направлении по карте изосейст землетрясения 26 февраля 1976г. Было принято решение использовать круговую

модель изосейст.

Северный Ганги. По обобщенным изосейстам для всего острова $A/B = 3,3$ по моделям отдельных землетрясений $A/B = 2,4$. Было принято решение $A/B = 2,4$.

Южный Ганги. Хотя и удалось определить по моделям отдельных землетрясений параметры A/B и Δ_0 , были использованы только макросейсмические данные, и поэтому было принято решение использовать круговую модель изосейст.

Макросейсмическое поле для всего региона описывается только с помощью одного закона (2.1), и почти все особенности могут быть объяснены вариацией параметров модели, описанной формулой (2.9). Это упрощает задачу оценки сейсмической опасности.

Другой вопрос, который надо иметь в виду, касается ориентации большой полуоси эллиптической изосейсты по отношению к направлению зон КОЗ. За исключением слабых землетрясений в разломе Лавроа /75/, все рассматриваемые случаи характеризуются совпадением ориентации больших полуосей и направлением зон КОЗ. Поэтому при сейсмической опасности Восточной Кубы считается, что ориентация большой полуоси эллипсов соответствует направлению зон КОЗ.

2.3. Описание каталога землетрясений региона за 1551-1981 гг

Каталог сильных землетрясений (приложение I) был составлен по инструментальным данным, взятым из международных сводок, и по макросейсмическим данным для $I \geq 6$. Он отличается от ранее составленного /4/ добавлением других данных, главным образом вопроса о затухании сейсмической интенсивности (см. 2.2) с учетом грунтовых условий в районе Кингстона на острове Ямайка /10/.

Для исторических землетрясений параметры определены следующим образом:

а) Координаты эпицентров близки к пунктам с максимальной интенсивностью;

б) Глубина. Условно были зафиксированы следующие значения: Юго-Восточная Куба - 30 км, Ямайка - 30 км, Гаити - 30 км (сильные землетрясения - 50 км), Куба (остальная территория) - 5-10 км.

б) Магнитуды определены из соотношений $I_0 = f(M_{LN})$, полученных по формуле (1.1) при разных значениях h . В качестве I_0 были взяты значения I_{max} . В случае удаления от зоны 103 точки с максимальной интенсивностью магнитуда определена из соотношения $I = f(M_{LN}, r)$, полученного по формуле (1.1). Однако при наличии достаточного количества данных для отдельных землетрясений было рассмотрено их совпадение с теоретическими моделями в целях более точного определения параметров. Следует отметить, что соотношения $I_0 = f(M_{LN})$ и $I_0 = f(M_{LN}, r)$ не имеют однозначного решения. Так, как правило, определяют интервалы из-за того, что целое значение интенсивности I соответствует на самом деле интервалу ($I - 0,5, I + 0,5$). Эти интервалы можно определить из формулы (1.1) или из рис. 1.1. Выбор значений магнитуд внутри определенного интервала осуществляется при комплексном анализе совокупности имеющихся макросейсмических данных.

Исторические данные сильно связаны с распределением населения в пунктах в прошлом. Например, для Юго-Восточной Кубы из 13 землетрясений $I \geq 6$ для эпохи 1551-1900 гг., 10 относятся к городу Сантьяго-де-Куба (крупнейший населенный пункт в районе). По другим районам региона почти не имеется данных, что во многом связано с тем, что они расположены далеко от берега (основная зона 103), поэтому там не ощущались даже сильные сотрясения.

С другой стороны, макросейсмические эффекты в большой мере зависят от грунтовых условий. В [136] изучалось влияние грунтовых условий в г. Монктон (Ямайка) на частоту повторения сотрясаний

в период 1860-1869 гг. Авторы пришли к выводу, что высокая наблюдаемая частота повторения сотрясений в г. Кингстон не связана с близостью города к какой-либо сейсмической зоне, но объясняется усилением эффектов землетрясений близкими грунтовыми условиями. Поэтому в анализе макросейсмических данных Ямайки для городов Кингстон и Порт-Рояль считалось, что беглость занижена на единицу.

Макросейсмические данные были использованы для определения магнитуды нескольких землетрясений с координатами, определенными инструментально.

Таким образом, в каталоге имеются множество определений магнитуд по макросейсмическим данным в XVI-XIX веках.

В XV веке в 1501-1510 гг. - из 11 землетрясений только одно имеет инструментальное определение магнитуды, - это землетрясение 14 января 1507 г в районе Ямайки - $M_{LN} = 6,6$, определено по длительности звонки на удлинённых стальных /3/;

В 1911-1920 гг. - из 8 землетрясений только для двух магнитуд определены по инструментальным данным. Максимальная M_{LN} по макросейсмическим данным равна 6.

В 1921-1930 гг. - из 7 землетрясений только для двух магнитуд определены по инструментальным данным. Максимальная M_{LN} по макросейсмическим данным равна 5,4.

В 1931-1940 гг. - из 13 землетрясений для семи магнитуд определены по инструментальным данным. Максимальная M_{LN} по макросейсмическим данным равна 5.

После 1950 г все сильные землетрясения имеют хотя бы одно

инструментальное определение магнитуды. Только для сравнительно слабых землетрясений мировой сети не удалось определить их магнитуду.

Следует отметить, что после начала работы станции Рио-Каринтеро (RCC) в 1967г идет регистрация большого количества слабых землетрясений этого региона. Они не были включены в каталог.

Специального рассмотрения требует случай двух землетрясений, которые не были включены в каталог (приложение I), но представлены в работе /3/.

Это землетрясения: 14 июня 1899г $M = 7,8$, 18° с.ш., 77° з.д.;

11 июня 1900г $M = 7,9$, 20° с.ш., 80° з.д.

В /4/ они не были включены в каталог из-за отсутствия макросейсмических данных, подтверждающих, что они произошли в районе Кубы. Наличие переосаждения магнитуды /104/ дало значения $M_{LN} = 7,8$ для первого, $M_{LN} = 7,6$ - для второго. Сложнее обстоит дело с уточнением координат. Землетрясение 14 июня 1899г имеет одинаковые координаты в работах /88/ и /66/. В первой дается ошибка ($\pm 10^{\circ}$), во второй говорится, что землетрясение ощущалось на острове Ямайка. Имея в виду, что на всем острове были отмечены сотрясения 4 балла /144/ и что землетрясение не было замечено на островах Кубы и Гаити, можно думать, что эпицентр находился примерно в 400 км от острова Ямайки, вероятно, к западу от него, в регионе южной части острова Большого Каймана.

Для землетрясения 11 июня 1900г данные противоречивы. В работе /88/ эпицентр помещен в 20° с.ш. и 80° з.д. с возможными ошибками $\pm 20^{\circ}$. С другой стороны, в работе /61/ тот же эпицентр помещен в 15° с.ш., 86° з.д. без указания данных, использованных для определения этих координат. Кроме того, нет макросейсмических данных, которые позволили бы уточнить координаты эпицентра, можно только гарантировать, что оно не произошло внутри анализируемого региона.

Глава 3. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ КАРИБСКОГО РЕГИОНА. ИДЕИ ИЛИ ЗОН ВОЗ

3.1. Обзор наиболее важных работ по тектонике и сейсмичности Карибского региона

Тектоника Карибского региона изучалась многими авторами. Первая работа, в которой дается интерпретация сейсмичности с точки зрения тектоники плит, опубликована Молнером и Сайксом /114/. В этой работе переопределены гипоцентры и магнитуды землетрясений за период 1950–1965 гг., получены параметры механизма очагов для многих землетрясений и рассмотрен вопрос о распределении гипоцентров в пространстве. В результате были выделены границы Карибской плиты, определен характер смещений на них, дана оценка движения плит.

Северо-западная граница Карибской плиты, которая не была четко установлена в работе Молнера и Сайкса, была детально изучена после землетрясения 4 декабря 1976 г. ($M_S = 7,5$) в Гватемале, где существует система молодых активных разломов, смещение по которым соответствует левому сдвигу /114/. Во время Гватемальского землетрясения произошел левый сдвиг по плоскости с азимутом 66° и углом падения 90° /105/. Плэджером /114/ были предложены разные модели, объясняющие характер сочленения плит Кокосовой, Северо-Американской и Карибской. На западном побережье Центральной Америки, кроме поддвига Кокосовой плиты под Карибскую, наблюдается сдвиг поперек границы плит, отмеченный перерывами в цепи вулканов /63/. Примером сейсмогенного смещения такого характера может служить смещение типа левое сдвиг в очаге землетрясения 13 декабря 1972 г. ($M_S = 6,2$) /49/, которое разрушило город Манангу.

Длинные границы Карибской плиты очень сложные /79, 119, 122/.

Восточная граница Карибской плиты характерна для островных дуг. Она расположена на востоке Малых Антильских островов, где, как считают, начинается подвиг Карибско-Американской и Северо-Американской плит под Карибскую плиту. Авторы /140/ пришли к выводу, что сейсмичность этого региона в большей мере соответствует внутримантичному типу, только малая часть смещений связана с землетрясениями, механизмом которых объясняется поддвигом. Кроме того, авторы /140/ отмечают, что не существует явных признаков существования границы между Северо-Американской и Карибско-Американской плитами.

На западе островной дуги положение не менее сложно. Границы между плитами автор /84/ проводит вдоль желоба Пуэрто-Рико (на севере этого острова). Она наклонная, как на обычных поддвигаемых островных дугах, однако главное движение происходит вдоль дуги, а не вкост, как характерно для таких районов. Кроме того, существует полоса неглубокой сейсмичности с простиранием с.в. - ю.з. К ней приурочено цунамигенное землетрясение 1867г с магнитудой $7\frac{3}{4}$ /84/. На северном побережье острова Гаити характер самой границы не очень ясен /59, 60, 115/.

От Центральной Америки до острова Гаити Молнар и Сайкс предполагали существование левого сдвига вдоль огромного трансформного разлома. Положение осложнилось открытием в районе впадины Каймана центра спрединга морского дна /93, 111/. К востоку от этого центра до 73° в.д. механизм очагов землетрясений соответствует движению сдвигу вдоль северного борта желоба Каймана /56/.

Были проведены различные работы по вопросу комплексной интерпретации тектоники Карибского региона. Среди них следует отметить работу Хортона /100/, в которой дается схема границ Карибской плиты, определяется характер смещения вдоль них и оценивается скорость

движения на разных ее участках. Скорость движения Карибской плиты по отношению к Северо-Американской плите по /100/ равна 2,1 см/год, абсолютная скорость равна 0,6 см/год.

Совсем другую картину представляют Ушаков и соавторы /44/. При анализе нарушений изостазии эти авторы не только определяют границы Карибской плиты, но и выделяют семь микроплит. На северной части Карибского региона выделяется две микроплиты: Кубинская и Гаити. Первая из них находится на Северо-Американской плите и включает Кубу и территории к югу до границы с Карибской плитой. Кубинская микроплита выделена п. абсолютной, микроплита Гаити включает острова Гаити, Пуэрто-Рико и Антильские острова. Северная граница соответствует междуплитовой границе, южная граница проходит через юг островов Гаити и Пуэрто-Рико и изгибается на с.-з. на восточной с междуплитовой границей на самом востоке Пуэрто-Рико. По мнению этих авторов, характер смещения на границах этих микроплит очень разнообразен. На западе от 81° з.д., кроме сдвига, существует подвиг Северо-Американской плиты под Карибскую, а на востоке от 81° з.д. отмечается подвиг Карибской литосферы под остров Куба и под островную группу Кайман. Что касается плиты Гаити, кроме левого сдвига, имеет место двухсторонний подвиг под острова Пуэрто-Рико и Гаити. Чтобы объяснить различия в направлении подвигания на Кубе и в районе Гаити-Пуэрто-Рико, авторы предполагают существование трансформного разлома между Кубой и Гаити. Однако следует отметить, что сейсмологические данные не оправдывают этой картины для Юго-Восточной Кубы /3, 53, 56/. С другой стороны, в южной части Карибского региона эти авторы выделяют пять микроплит, их границы вообще совпадают со структурными характеристиками, представленными в схеме Хорлана /100/. Скорость движения на границе между Карибской и Северо-Американской плитами, оцененная в /43/ с учетом данных Хорлана /100/, равна

1,4 см/год, абсолютная скорость равна 1 см/год.

Другие оценки скоростей получили Сайне и соавторы /143/. Скорость между Карибской и Северо-Американской плитами оценивается в $3,7 \pm 0,5$ см/год для последних 7 млн. лет на основании конфигурации сейсмоактивных зон около Восточного Гаити, Пуэрто-Рико и Малых Антильских островов. В абсолютной системе, связанной с "теплыми пятнами", Карибская плита находится почти в покое. Исходя из этих значений междуплитовой скорости, авторы предлагают модель для региона спрединга морского дна во впадине Каймана. Северный борт впадины к западу от рифта асейсмичен, тогда как на южном борту происходят смещения со скоростью 3-4 см/год. По мнению авторов /143/, скорость рифтогенеза 1 см/год на каждой стороне. К востоку от рифта смещение разделяется на оба борта желоба Бартлет. По северному борту, исходя из его большой активности, предполагается, что все смещения идут за счет рифтогенеза - 2 см/год. Таким образом, по южному борту проходит остальная часть смещения - 1-2 см/год. Из анализа сейсмичности выделяют наиболее активные структуры в Карибском регионе. На северной границе Карибской плиты основная сейсмоактивная структура проходит через южный борт впадины Каймана до рифта, где она разделяется на две части. Северная часть проходит вдоль северного борта желоба Бартлет и северного побережья острова Гаити. Южная часть проходит вдоль южного борта желоба Бартлет, охватывая остров Ямайку и через юг острова Гаити. В регионе острова Гаити авторы намечают две отдельные малые сейсмоактивные зоны: в центре самого острова и на острове Гонаив.

Общее описание основных структурных особенностей Карибского региона дано Рябухиным /38/. В этой работе не рассматривается вопрос о динамике региона, однако выделяются две микроплиты в северной части внутри Северо-Американской плиты: Кастанская, охва-

названия полуостров такого же названия и часть Мексиканского залива, и Багамская, охватывающая острова такого же названия, полуостров Флорида и прилегающие акватории. Восточная граница Карибской микроплиты и южная граница Багамской микроплиты соответствуют границам Кубинской микроплиты, выделенным Ушаковым и другими /44/.

В работе /39/ Рибухин и другие выделяют микроплиту Ганти-Курто-Рико. Она соответствует выделенной в /44/ под названием Ганти, но западная ее граница остается неопределенной.

В заключении эти же авторы подчеркивают, что границы Карибской плиты отмечаются четко только на западе и востоке, в то время как на севере и юге проходят неоднозначно, что связано с полнотой микроплит.

Из рассмотренных работ видно, что тектоника Карибского региона очень сложная и до настоящего времени не вполне объяснена, причем объяснения, предложенные различными авторами, иногда противоречивы.

3.2. Сейсмичность Карибского региона

Соотношение между магнитудами m_{pv} и M_{LN} . Для изучения сейсмичности Карибского региона были использованы главным образом мировые каталоги EDF и ISC, описанные в разделе 1.5. Данные о магнитуде землетрясений в этих каталогах соответствуют значениям m_{pv} , M_{LN} или другой M неопределенного типа, который в большинстве случаев можно считать как M_{LN} . Корреляцию между m_{pv} и M_{LN} принято считать линейной и обладающей логарифмическим характером.

На основании 64 совместных определений (m_{pv} и M_{LN}) для Карибского региона была установлена корреляционная связь /3/

$$M_{LN} = (1,51 \pm 0,1, I) m_{pv} - (2,79 \pm 0,05) \quad (3.1)$$

Она справедлива для средних значений m_{pv} и M_{LN} , полученных на основании множества индивидуальных определений, как, например, определение NEIS и ISC для m_{pv} , определение NEIS, ISC и MOS для M_{LN} . Для использования других определений необходимо провести специальные исследования, потому что соотношения могут быть совсем разными, кроме того, наблюдаются погрешности вариации, как было отмечено при определении m_{UWI} - магнитуд, публикуемых в бюллетенях Сейсмологического института Университета Вост-Индии [19].

Представительность данных о землетрясениях в каталоге EDF
для региона 0°-30° с.ш. и 50°-100° з.д. Первый вопрос, который требует специального рассмотрения, касается сильных землетрясений типа промного века и начала настоящего. Определения координат эпицентров и магнитуд для них не очень точны. Два землетрясения в каталоге EDF, произошедшие непосредственно в регион Карибского моря, были исключены из составленного нами каталога. В таблице 3.1 приведены данные о количестве землетрясений с $M \geq 7,8$ для различных интервалов по 5 лет в период с 1898-1933гг. Количество землетрясений в первом периоде значительно больше, чем в остальных. Это явление характерно не только для Карибского региона. Канамори [106/104] проанализировала метод определения магнитуд землетрясений за этот период и нашла, что определения магнитуд прошлого занижены. С другой стороны, для Карибского региона удалось собрать исторические данные об этих землетрясениях, табл. 3.2. Одно из землетрясений 16 января 1900г., 16 мая 1900г. и 14 января 1902г. на территории Мексики в хорошо документированных каталогах исторических данных по этой республике. Для последующих

Таблица 3.1

Распределение землетрясений с $M \geq 7,8$ по магнитудам и периодам

Период	$M \geq 7,8$	$7,8 \leq M \leq 8,2$	$M > 8,2$
1898-1903	10	4	6
1904-1909	5	2	3
1910-1915	2	2	0
1916-1921	0	0	0
1922-1927	0	0	0
1928-1933	4	4	0

Таблица 3.2

Сильные землетрясения с $M \geq 7,8$ за 1898-1903 гг.

Год	месяц	число	T_0	φ_n	λ_w	h_{km}	M	I_{max}	
1898	4	29	16	18	12	86	-	7,9	8
1899	I	24	23	43	17	98	-	8,4	5
1899	6	14	11	09	18	77	-	7,8	5
1900	I	20	06	33	20	105	25	8,3	-
1900	5	16	20	12	20	105	25	7,8	-
1900	6	21	20	52	20	80	25	7,9	-
1900	10	29	09	11	11	66	25	8,4	9-10
1902	4	19	02	23	14	91	25	8,3	9-10
1902	9	23	20	18	16	93	25	8,4	10
1903	I	14	01	47	15	92	25	8,3	-

ли, хотя и существуют несогласия между инструментальными и макросейсмическими данными, они не очень велики. Отличия перераспределения магнитуд от первоначальных лежат в пределах ошибок /55/.

Для построения таблиц распределения числа землетрясений внутри временно-магнитудных интервалов автором была написана программа. Она выбирает из каталога землетрясения, исходящие внутри региона, ограниченного по координатам и глубине, и классифицирует их по годам и магнитуде. Результаты даются в таблице числом землетрясений для разных интервалов времени и глубины. Размеры интервалов задаются исходными данными.

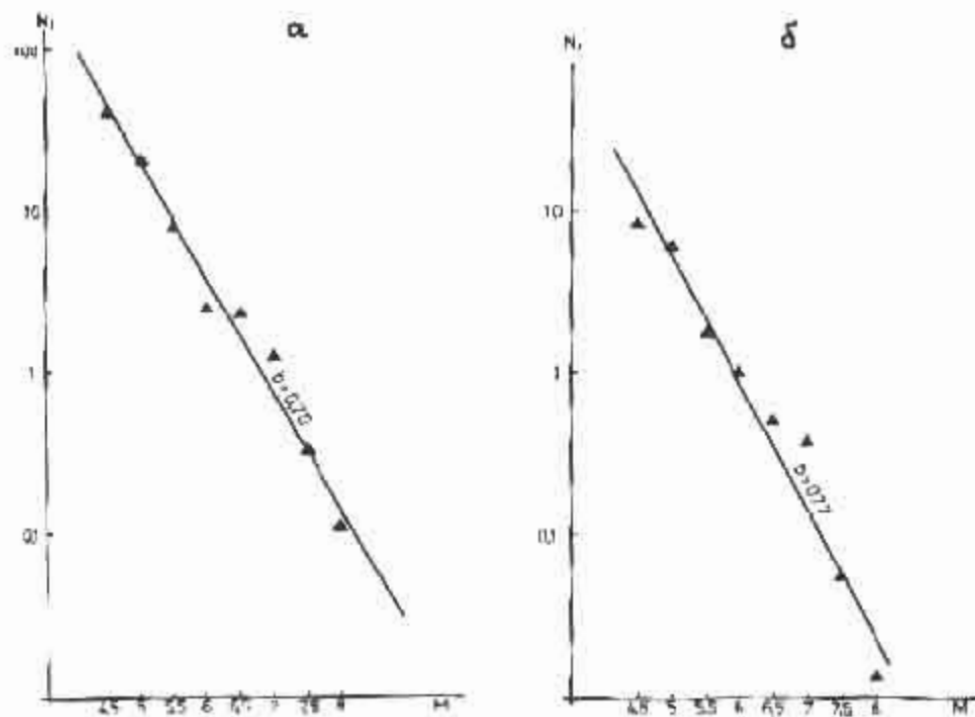
С помощью этой программы были получены таблицы числа землетрясений в магнитудно-временных интервалах для региона 0° - 30° с.ш. и 50° - 100° з.д., для двух интервалов глубин (0-70 км и 70-150 км) для периода 1904-1975 гг (таблица 3.3). Временные интервалы были взяты продолжительностью 5 лет и магнитудные интервалы шириной 0,5. В случаях, когда была определена только M_{pV} , она переводилась в M_{LH} по формуле (3.1). Анализ этих таблиц показывает, что землетрясения с магнитудами 3,5 и 4 непредставительны, для магнитуд 4,5; 5 и 5,5 срок представительности - 12 лет, для магнитуд 6-48 лет, 6,5 - 60 лет, 7 - 66 лет, более 7 - 72 года. На основании данных можно построить график повторяемости для всего региона (рис. 3.1). Параметры графиков, полученные по методу наименьших квадратов, следующие: $h = 0-70$ км - $b = 0,70$, $h = 70-150$ км - $b = 0,77$.

Следует отметить, что эта картина может измениться в регионах, начиная с 1950г проводились специальные перераспределения координат и магнитуд землетрясений /115, 141/. Для региональных исследований придется пересмотреть данные каталога EDF. С одной стороны, существует много землетрясений с магнитудой 5,6, которые соответствуют классу d ($5,3 \leq M \leq 5,9$) в каталоге Гутенберга -

Таблица 3.3

Распределение землетрясений по магнитудно-временным интервалам
 $h < 70$ км. Сплошные линии отделяют представительные данные
 от непредставительных

Период \ M_s	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8
1904-1909	0	0	0	0	0	0	0	<u>0</u>	0	0
1910-1915	0	0	0	0	0	0	<u>1</u>	3	0	0
1916-1921	0	0	0	0	0	4	6	3	5	0
1922-1927	0	0	0	0	3	<u>2</u>	6	9	0	0
1928-1933	0	0	0	0	21	12	12	5	3	2
1934-1939	0	0	0	0	17	10	10	5	4	0
1940-1945	0	0	0	0	21	10	11	10	1	1
1946-1951	0	9	10	2	2	13	13	6	3	2
1952-1957	5	31	16	19	23	28	30	16	2	1
1958-1963	52	49	<u>30</u>	<u>34</u>	<u>17</u>	14	18	13	0	1
1964-1969	420	236	201	108	46	17	5	7	1	0
1970-1975	179	364	297	138	50	16	11	0	3	0



3.1. Графики повторяемости землетрясения для региона $0^{\circ}-30^{\circ}$ с.ш. и $50^{\circ}-100^{\circ}$ з.д. (а) - $h = 0-70$ км, (б) - $h = 70-150$ км.

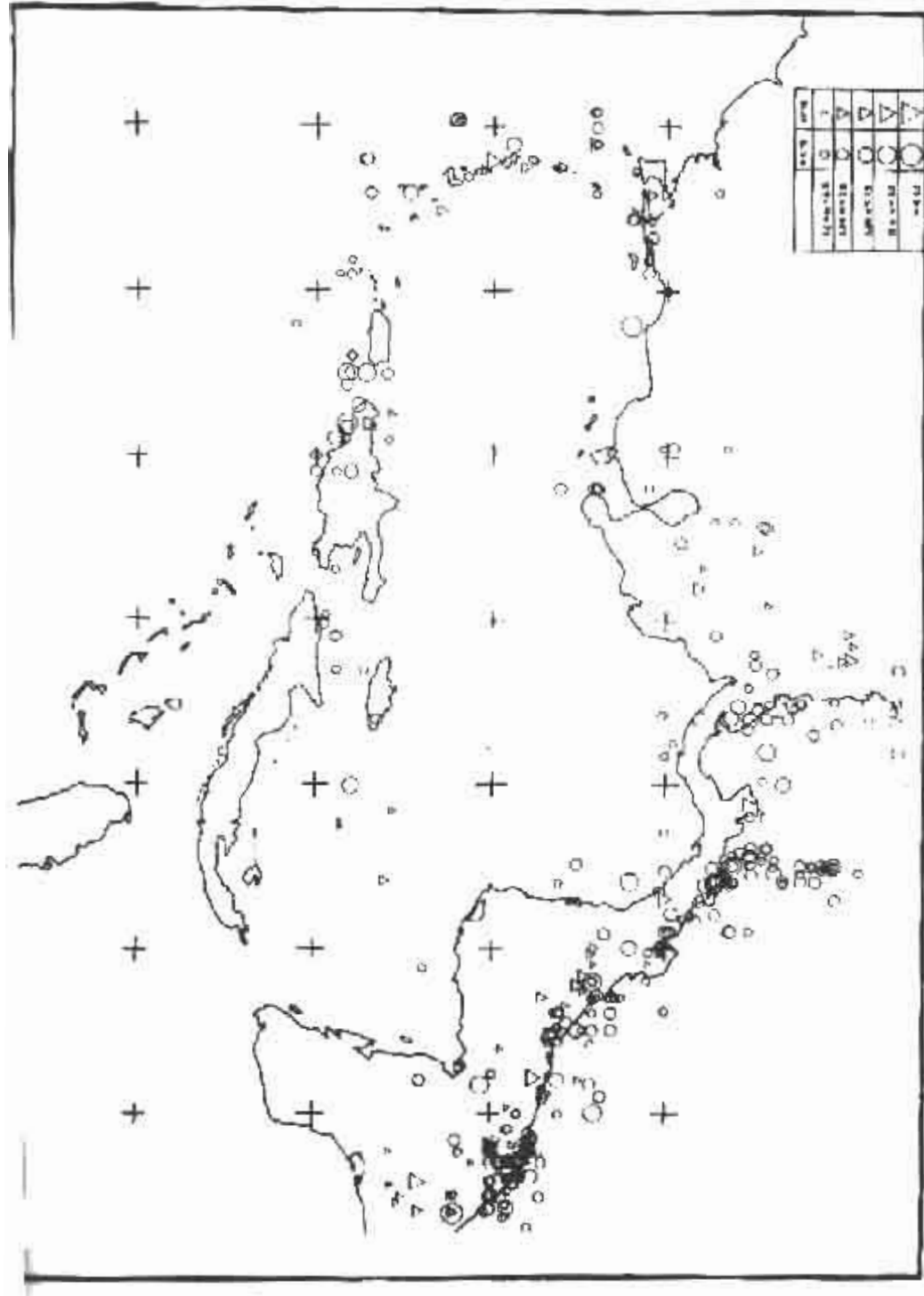
данных за 1904-1953 гг / 89/. Существует также необходимость указания афтершоков и других связанных событий. Кроме того, огромные размеры региона, по которому проведен анализ представительности, позволяют получить только средние характеристики, и возможные региональные изменения останутся скрытыми.

Карта эпицентров сильных землетрясений. Для региона 4° - 25° ш.д., 56° - 94° з.д. построена карта эпицентров сильных землетрясений ($M_{LN} \geq 6$). В случаях, когда была определена только m_{PV} , она переводилась в M_{LN} по (3.1). На карте (рис. 3.2) два интервала глубин ($0 \leq h \leq 70$ км, $h > 70$ км) показаны разными знаками. Магнитуды разделены на пять интервалов, различающихся размерами знаков.

3.3. Механизм очагов землетрясений Карибской дуги

Механизм очагов землетрясений Карибской дуги были изучены многими авторами /56, 57, 58, 74, 84, 85, 99, 101, 103, 105, 108, 109, 113, 114, 119, 121, 131, 139, 140, 142, 150/. Некоторые представляют результаты в торсионных поперечных плоскостях, другие - в торсионных главных осях сжатия (Р) и растяжения (Т). В некоторых работах даются все эти параметры, и, кроме того, в последнее время появились работы в которых выражаются решения механизма очагов через так называемую potencia Пай-Аки /147/. Эти работы посвящены определению механизма очагов либо отдельных землетрясений, либо дуги. В настоящей работе было проведено определение механизма очагов нескольких землетрясений Карибской дуги с помощью программы SOURCE из библиотеки программ ИФЗ АН СССР, составленной в методике, изложенной в работах /9, 19/.

Определение механизмов очагов по программе SOURCE. Програ-



программа SOURCE позволяет при вводе данных о знаке и типах первого сотрясения P-ПКР волн и его четкости получить наиболее правдоподобное решение механизма и, кроме того, область, в которой находится решения с 85%-ной достоверностью. С помощью этой программы были исследованы 47 землетрясений Карибской дуги. Исходными данными явились знаки и четкость первого сотрясения волн, взятых из бюллетеней ISC /86/, и прямые определения на сейсмограммах станций Кубы и Никарагуа. Имея в виду, что в бюллетенях не всегда встречаются прямые определения знака первого сотрясения волн P-ПКР, каждый механизм был определен дважды: первый раз, учитывая все данные (iP, P, eP), и второй раз, учитывая только данные об определенных типах iP . В тех случаях, когда результаты обоих определений значительно отличались друг от друга, было решено не пользоваться ими. Таким образом, из 47 исследованных случаев было исключено 10. В Приложении 1 даны параметры землетрясений и полученные механизмы 37 землетрясений в проекции на нижнюю полусферу. Критерии качества основаны на согласии между обоими определениями (все данные и только iP -данные) в разном объеме областей 85%-ной достоверности:

- A - хорошее согласие, маленькие области,
- B - хорошее согласие, большие области,
- B⁺ - не очень хорошее согласие, маленькие области,
- B^{*} - хорошее согласие, средние области,
- C - не очень хорошее согласие, большие области.

Сопоставление решений, полученных разными авторами. При сопоставлении опубликованных данных по механизмам очагов в Карибской дуге видно, что для многих землетрясений есть только одно опубликованное решение механизма очага, а для других - более одного. В таких случаях, как правило, решения, полученные разными авторами, отличаются друг от друга. Иногда эти различия незначительны, но в

в некоторых случаях решения совсем противоречивы. Это значит, что при использовании существующих данных о механизмах очагов Карибской дуги нужно быть очень осторожным. Для региона, окружающего Восточную Кубу, имеются определения механизмов для 5 землетрясений в трех группах /56, 113, 114, 130, 150/. Для землетрясения 19 февраля 1976г нам удалось определить механизм очага. За исключением одной группы, все землетрясения расположены вдоль границы между плитами Карибской и Северо-Американской. Их механизмы не противоречат схеме дивергенции плит, описанной выше. Однако из-за малого количества определений механизмов нельзя использовать для выделения зон I03 в этом регионе.

3.4. Выделение зон I03 в регионе 16°-4° с.ш. и 71°-81° з.д.

Для оценки сейсмической опасности региона необходимо оценивать риск всех землетрясений из разных зон I03, окружающих регион и находящихся внутри региона, вызывающих сотрясения с $I \geq 6$ /32, 33/. Выбор территории, окружающей регион, должен гарантировать, что при расчетах не будет существенных пропусков вкладов в сотрясимость от любых зон I03. Этот вопрос тесно связан с затуханием интенсивности I в уравнении макросейсмического поля.

Восточная часть Кубы (бывшая провинция Ориенте) ограничена координатами 19,8°-21,5° с.ш. и 74,1°-77° з.д. Поэтому в качестве окружающей территории был выбран большой район - 16°-4° с.ш. и 71°-81° з.д. Этот район включает часть границы между тектоническими плитами Карибской и Северо-Американской (рис. 3.4). Здесь зарегистрировано большинство зарегистрированных землетрясений. В пределах этого района входит территория Кубы, для которой существуют данные о слабых и сильных землетрясениях.

Закон затухания макросейсмической интенсивности, справедли-

ны для этой территории, описывается формулой (1.1). Таким образом, разлиты окружающей территории позволяют рассчитать все выходы в сотрясаемость для интенсивности $I \geq 6$ в случае, когда закон (1.1) определяет затухание вдоль прямой оси эллипсов. Когда этот закон определяет затухание вдоль среднего радиуса эллипса, рассчитываются все выходы для интенсивности $I \geq 7$ баллов.

Вопрос о выделении зон ГСЗ решается differently. Во-первых, рассматриваются только зоны ГСЗ, а именно: карибская между Атлантикой Карибской и Северо-Атлантической, для которой накоплено большое количество сейсмических данных, хотя имеются данные о зонах ГСЗ, выделенных другими авторами в Центральной Кубе [11] или предположенных сейсмологических разломах в районе Кампуэй-Сьего-де-Амала [14]. Во-вторых, для выделения зон ГСЗ используются сейсмологические данные, карты изостатических аномалий и изобат морского дна. Более детальное рассмотрение методов выделения зон ГСЗ требует специальных исследований, что выходит за рамки настоящей работы.

Карты эпицентров землетрясений. Зарегистрированных мировых для периода 1901-1949 гг., показана на рис. 3.3. На карте видно, что почти границы зон, где землетрясения действительно происходят. Распространенный разброс эпицентров тесно связан с неопределенностью их определения. Точность определения эпицентров зависит от двух факторов: количества регистрируемых станций и точности определения моментов поступления сейсмологических волн, которая зависит от глубины провала. Поэтому сейчас, имея данные, большое количество землетрясений. Точность определения эпицентров для любого региона увеличивается, начиная с 1950 г., что отмечено в работе Саймон и Линча [14] и в каталогах международных агентств [1, 10]. Учитывая этот факт, построены две карты эпицентров для периода 1901-1949 гг., которая включает менее точные опре-

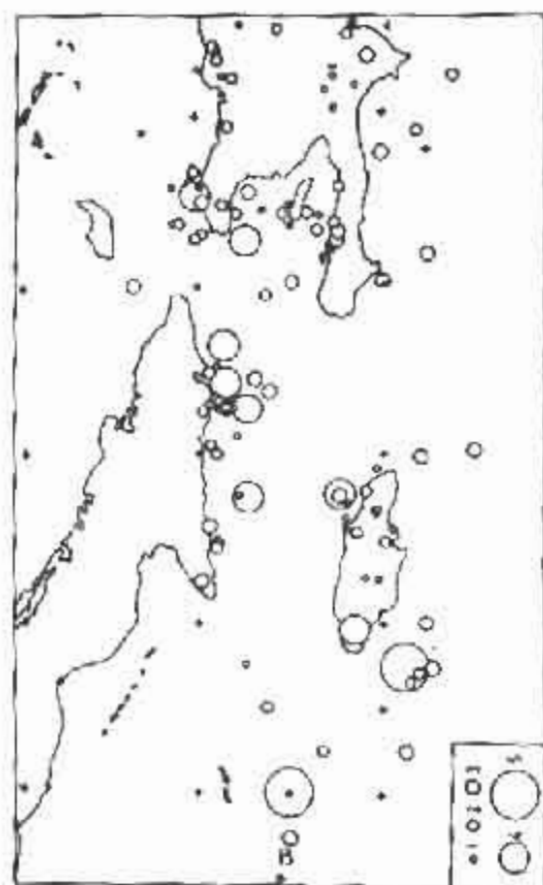


Рис. 3.3. Карта эпицентров землетрясений в регионе $16^{\circ}-28^{\circ}$ о.ш., $71^{\circ}-81^{\circ}$ з.д. за 1901-1981 гг.

1 - $M < 4$, $2-4 \leq M < 5$, $3-5 \leq M < 6$, $4-6 \leq M < 7$, $5-7 \leq M < 8$.

линии (рис. 3.4) и другая - для периода 1950-1981 гг (рис. 3.5).

Дополнительные сейсмологические материалы. В качестве дополнительного материала были использованы две карты:

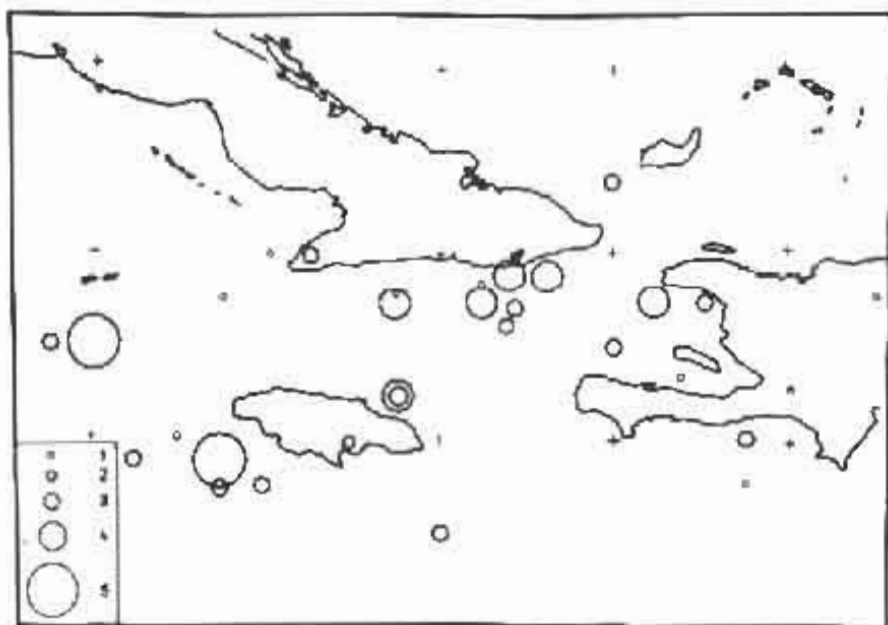
а) Карта изобат морского дна /10/, на которой в масштабе 1:1 750 000 проведены изобаты с сечением 1000 м, от 1000 по 7000 м и с сечением 100 м для глубин менее 1000 м. На рис. 3.6 приведена упрощенная схема изобат с сечением 1000 м.

б) Карта остаточных топографо-изостатических аномалий Карибского моря /1/. На этой карте в масштабе М:4 000 000 проведены линии остаточных топографо-изостатических аномалий с сечением 10 мГл, от -100 до +250 мГл. На рис. 3.7 дается упрощенная схема изостатических аномалий с сечением 100 мГл.

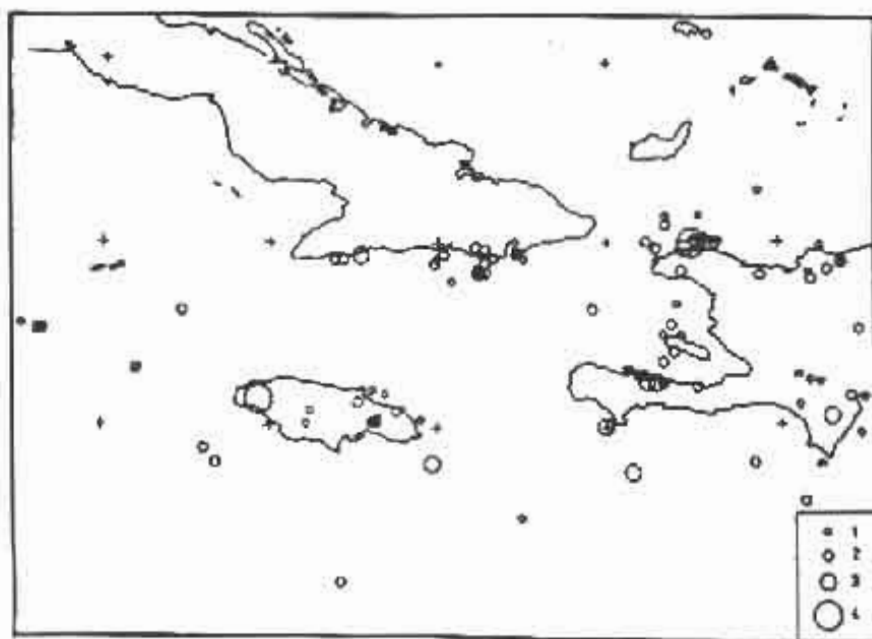
Выделение зон ВЗЗ. Из вышеприведенного материала видно, что вопрос о выделении зон ВЗЗ не может быть решен однозначно. Во-первых, район не очень активен и из-за отсутствия густой сети сейсмических станций за период 1950-1981 гг не получены данные по слабым землетрясениям. Можно применить разные критерии выделения зон ВЗЗ, которые довольно субъективны.

Самым простым решением этого вопроса является выделение только двух зон ВЗЗ (первый вариант). Одна зона соответствует северному концу залива Кайман и его продолжению вдоль северного побережья острова Гаити. Другая зона расположена к югу от этого залива, она включает остров Ямайку и юго-западную часть острова Гаити (рис. 3.8). Внутрь этих зон попадают почти все эпицентры землетрясений за 1950-1981 гг. Однако отдельные несильные землетрясения расположены за их пределами. Кроме того, эпицентры землетрясений за 1901-1950 гг с небольшой трудностью можно приблизить к какой-либо из этих

Северная граница зоны I соответствует изобате 1000 м к югу



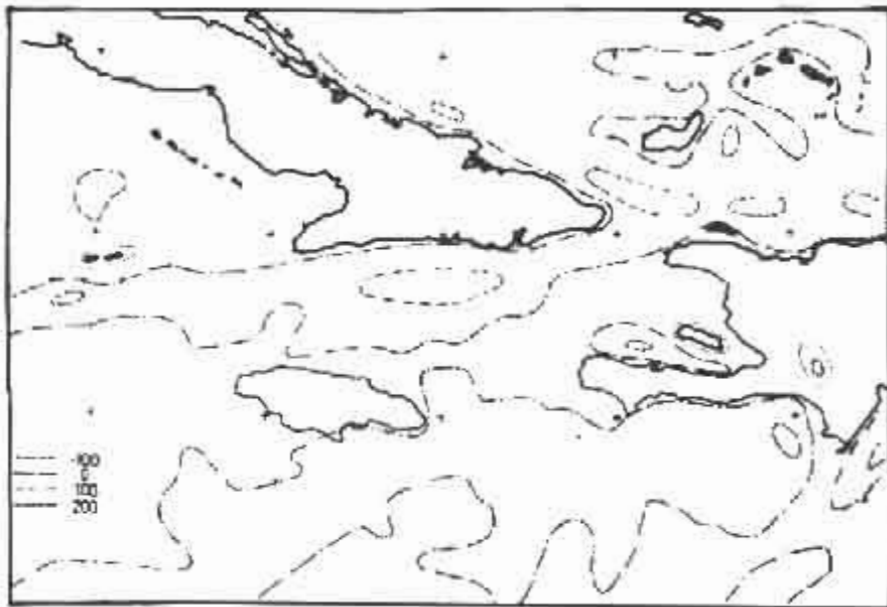
3.4. Карта эпицентров за 1901-1949гг.



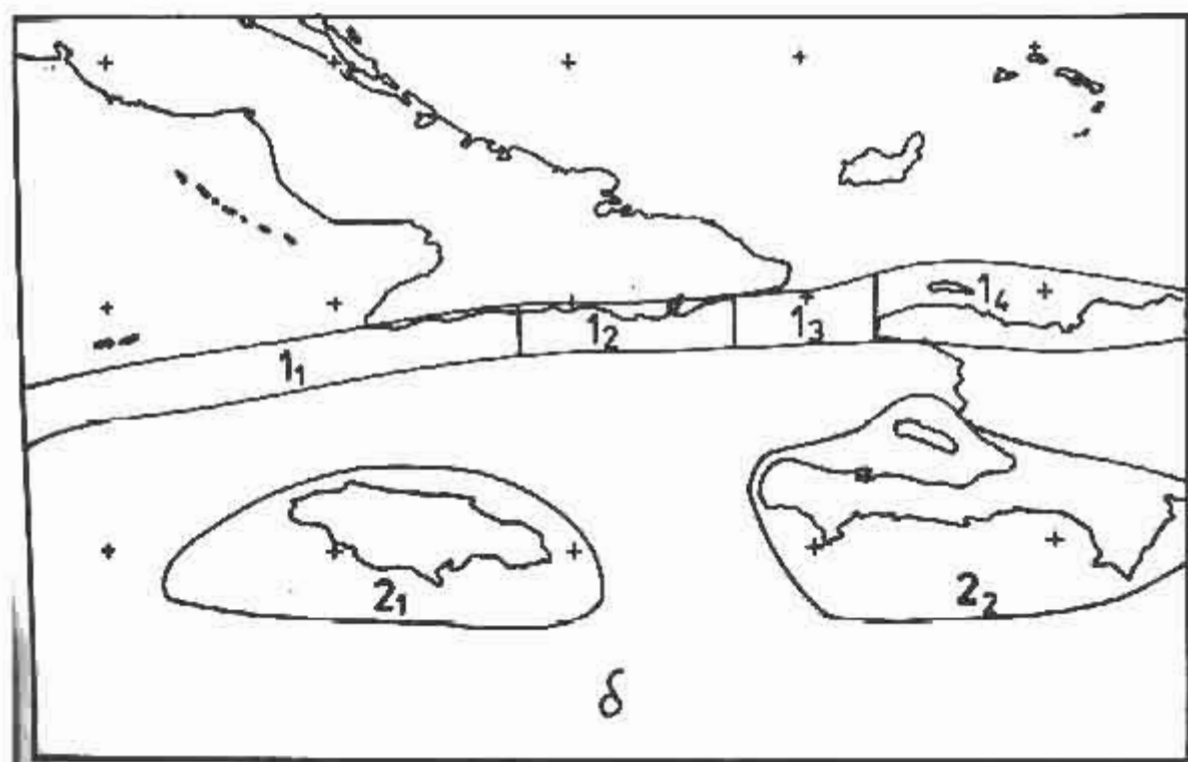
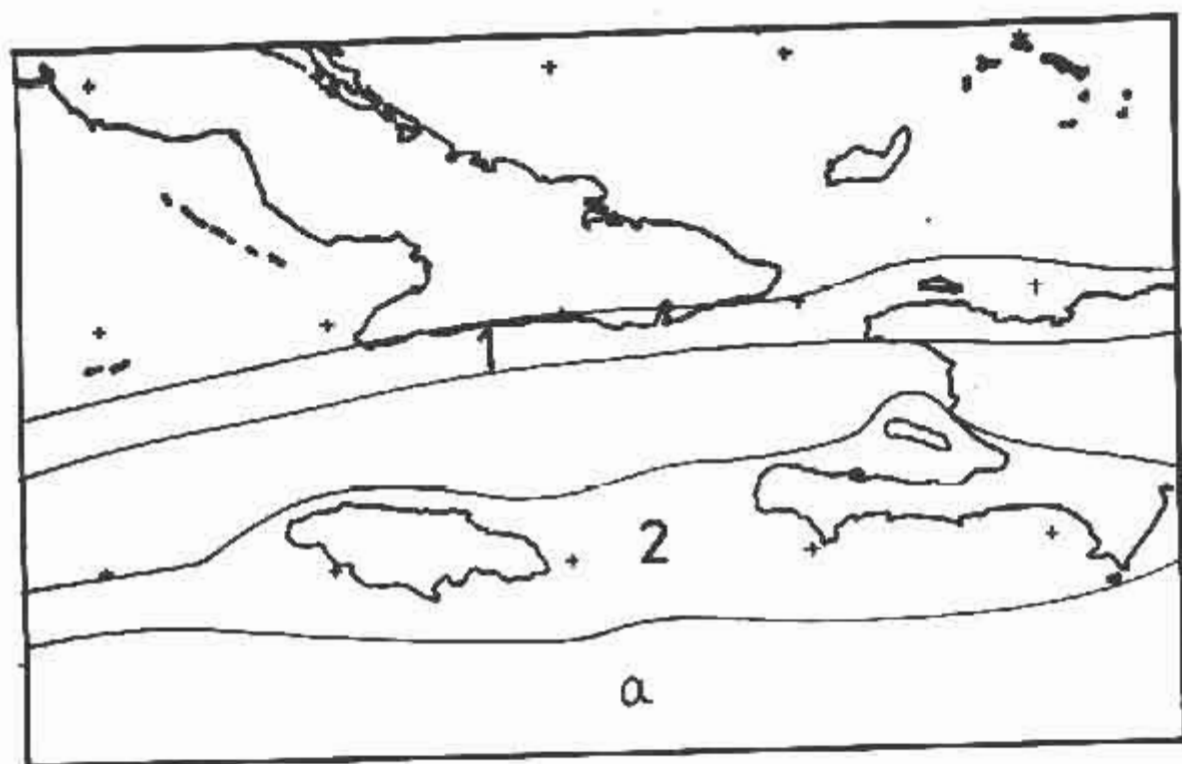
3.5. Карта эпицентров за 1950-1981гг.



3.6. Карта изобат, глубины указаны в метрах.



3.7. Карта остаточных топографо-изостатических аномалий.
Значения аномалий указаны в мГл.



3.8. Зоны ВОЗ: а) первый вариант, б) второй вариант.

от острова Куби и изолинией изостатической аномалии 0 мГл (к западу от острова Гаити) и -100 мГл (на севере острова). Края граница проходит по участкам изобет 1000 м, 4000 м и 6000 м и изолинией изостатических аномалий 0 мГл и -100 мГл. Эта зона характеризуется наличием эпицентров вдоль почти всего ее протяжения.

Зона 2 выделена, исходя из предположения, что от рифта Кайман до юго-восточной части острова Гаити протягивается зона B03, менее активная, чем первая, но непрерывная /143/. Здесь сейсмичность располагается по широкому поясу. Северная граница зоны выделена частично, следуя изобетам 1000 м и 4000 м до острова Гаити, где она изгибается, чтобы включить район маленького острова Гаити, где наблюдаются резкие градиенты изостатических аномалий. Ее южная граница выделена условно так, чтобы включить большинство зарегистрированных землетрясений.

В первом варианте предполагается, что обе зоны B03 в первом приближении однородны. Однако анализ имеющихся данных позволяет считать, что в действительности они неоднородны. О неоднородности первой зоны свидетельствуют концентрация эпицентров на маленьких участках (рис. 3.5-3.7).

Неоднородность второй зоны весьма высока. Существует две зоны почти пустые: к западу от острова Ямайки и между островами Ямайка и Гаити. Можно сделать предположение о временном отсутствии эпицентров за XX век, но можно предполагать, что зона B03 неоднородна и сейсмичность сконцентрирована в двух ее сегментах.

Таким образом, приходим ко второму варианту выделения зон B03 (рис. 3.86). В этом варианте зона I разделена на четыре сегмента (I_1, I_2, I_3, I_4), а зона 2 заменена двумя зонами - 2_1 и 2_2 .

Следует отметить, что могут быть предложены другие варианты. Например, для зоны 2_1 авторы /137/ предполагают существование двух зон B03, одна - на севере острова Ямайки и другая - на юге.

таким образом они не смогли собрать данных для оценки основных характеристик сейсмологического режима этих зон ВОЗ. В нашем случае видение зон ВОЗ было произведено так, чтобы в каждой зоне было достаточно данных для расчета параметров сейсмического режима, на работе посвящена следующая глава.

Глава 4. ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ПРОГРАММА ДЛЯ РАСЧЕТА СЕЙСМИЧЕСКОЙ СОТРЕСАЕМОСТИ

4.1. График повторяемости землетрясений. Оценка параметров сейсмического режима для разных зон БОЗ

Основные соотношения. Закон повторяемости землетрясений предложен Гутенбергом и Рихтером /89/ в виде:

$$\lg N = a + b (8 - M) \quad (4.1)$$

N – среднегодовая частота землетрясений данной магнитуды.

M – магнитуда, заданная с интервалом 0,1.

В настоящее время используется два вида графиков повторяемости землетрясений: распределенный, где N_i – число землетрясений в интервале, и кумулятивный, где N_{Σ} – суммарное число землетрясений, начиная от M_i до максимального значения, M_{\max} . Оба графика, как правило, строятся по числам, нормированным по пространству (обычно по площади) и времени (обычно на 1 год).

Параметры сейсмического режима a и b обычно получаются аппроксимации графиков прямыми линиями типа (4.1).

Из разных представлений закона повторяемости землетрясений, предложенных авторами, была выбрана следующая непрерывная функция распределения:

$$\begin{aligned} \lg n(M) &= a - b(M - M_0) & M_{\min} \leq M \leq M_{\max} \\ n(M) &= 0 & M > M_{\max} \end{aligned} \quad (4.2)$$

$n(M) dM$ – число землетрясений с магнитудами в интервале M и $M + dM$, нормированное по пространству и по времени;
 $n(M)$ – плотность повторяемости землетрясений /148/.

Это математическое обобщение очень удобно для последующего

лучения повторяемости землетрясений. Следуя по пути, описанному в [31, 32], можно найти число землетрясений в интервале магнитуд (M_1, M_2)

$$N(M_1, M_2) = \int_{M_1}^{M_2} n(M) dM$$

Распределенный график повторяемости землетрясений $N_i(M_i)$

строится по суммарному числу землетрясений внутри интервалов $(M_i - \Delta M_i/2, M_i + \Delta M_i/2)$.

$$N_i(M_i) = \int_{M_i - \Delta M_i/2}^{M_i + \Delta M_i/2} n(M) dM = 10^{a - b(M_i - M_0)} F(b, \Delta M_i) \quad (4.3)$$

$$F(b, \Delta M_i) = \frac{1}{b \ln 10} \left[10^{b \Delta M_i/2} - 10^{-b \Delta M_i/2} \right] \quad (4.4)$$

$$\begin{cases} N_i(M_i) / F(b, \Delta M_i) = 10^{a - b(M_i - M_0)} \\ \lg(N_i(M_i) / F(b, \Delta M_i)) = a - b(M_i - M_0) \end{cases} \quad (4.5)$$

В расчете параметров a и b необходимо знать заранее параметр b , который входит в $F(b, \Delta M_i)$. Сложно функция $F(b, \Delta M_i)$ может быть разложена в ряд Тейлора (при небольших значениях ΔM_i)

$$F(b, \Delta M_i) = \Delta M_i + \frac{1}{2} \left(\frac{b \Delta M_i}{2} \right)^2 \frac{(\ln 10)^2}{b} + \dots \approx \Delta M_i \quad (4.6)$$

$$\begin{aligned} \text{следует} \quad N_i(M_i) / \Delta M_i &= 10^{a - b(M_i - M_0)} \\ \lg(N_i(M_i) / \Delta M_i) &= a - b(M_i - M_0) \end{aligned} \quad (4.7)$$

значит, что параметры закона повторяемости землетрясений в виде (4.6) могут быть с хорошим приближением оценены через число землетрясений внутри магнитудных интервалов, нормированных к ширине этих интервалов.

Закон повторяемости землетрясений в виде (4.6) или (4.7) справедлив для интервала $(M_{\min} \leq M \leq M_{\max})$. Поэтому вопрос

в оценке M_{\min} и M_{\max} является очень существенным.

Нижний предел M_{\min} определяется уровнем представительной регистрации землетрясений, который зависит от многих факторов: количества сейсмических станций, их чувствительности, уровня микросейсм, частотного диапазона сейсмических приборов и т.д.

Верхний предел существования M_{\max} объясняется физической возможностью накопления и высвобождения бесконечной энергии. Значение определения M_{\max} - одна из самых сложных в сейсмологии. Существуют разные методы, использующие сейсмологические, геологические и геофизические данные. Чисто сейсмологические методы упомянуты в [4, 65, 134]. Общее описание принципов методов комплексной оценки M_{\max} по геологическим данным можно найти в книге Рейснера [66]. Эти методы, как правило, позволяют оценить M_{\max} для отдельных сейсмических зон или элементарных квадратов определенных размеров, как это сделано, например, в работе [14].

Кумулятивный график повторяемости землетрясений строится, начиная от $M_i - \Delta M_i/2$ (первый интервал) до максимально возможной величины

$$N_{\Sigma_i}(M_i) = \sum_{j \geq i} N(M_j) = \sum_{j \geq i} \int_{M_j - \Delta M_j/2}^{M_j + \Delta M_j/2} n(M) dM \quad (4.8)$$

где интервалы не перекрываются и максимальная магнитуда выражается как $M_{\max} + \Delta M_{\max}$. Формула (4.8) может быть заменена формулой:

$$N_{\Sigma_i}(M_i) = \int_{M_i - \Delta M_i/2}^{M_{\max} + \Delta M_{\max}} n(M) dM = 10^{a-b(M_i - M_0)} \frac{10^{b \Delta M_i/2}}{b \ln 10} \left[1 - 10^{-b(M_{\max} - M_i + \Delta M_{\max} + \Delta M_i/2)} \right] \quad (4.9)$$

где $N_{\Sigma_i}(M_i)$ - число землетрясений внутри интервала $(M_i - \Delta M_i/2, M_{\max} + \Delta M_{\max})$.

При таком представлении графиков повторяемости (график распределения и кумулятивный) получается существенная разница между ними.

Первый график может быть описан прямой линией, второй - логарифмом выражения (4.9)

$$N_{\Sigma_i}(M_i) = a - b(M_i - M_0) + \lg \left(\frac{10^{b \Delta M_i / 2}}{b \ln 10} \right) + \lg \left[1 - 10^{-b(M_{\max} - M_i + \Delta M_{\max} + \Delta M_i / 2)} \right] \quad (4.10)$$

Если $M_{\max} \gg M_i$ ($M_{\max} - M_i \approx 2-3$) левая часть графика может быть аппроксимирована прямой линией.

$$\lg N_{\Sigma_i}(M_i) = a' - b(M_i - M_0)$$

$$a' = a + \lg \left(\frac{10^{b \Delta M_i / 2}}{b \ln 10} \right)$$

Правой части график изгибается вниз по закону

$$\lg \left[1 - 10^{-b(M_{\max} - M_i + \Delta M_{\max} + \Delta M_i / 2)} \right]$$

Результаты повторяемости землетрясений в [13], проведенные внутри магнитудных интервалов, в принципе приводят к накопленной повторяемости, совпадающей с расчетами, проведенными по (4.9).

Чтобы посмотреть, насколько этот способ расчета отличается от принятого [41], в конечных результатах, можно рассчитать число землетрясений внутри интервала ($M_i, M_{\max} + \Delta M_{\max}$)

$$N'_{\Sigma_i} = \int_{M_i}^{M_{\max} + \Delta M_{\max}} n(M) dM = 10^{a - b(M_i - M_0)} \frac{1}{b \ln 10} \left[1 - 10^{-b(M_{\max} - M_i + \Delta M_{\max})} \right] \quad (4.11)$$

Отношение между $N'_{\Sigma_i}(M_i)$ и $N_{\Sigma_i}(M_i)$ следующее:

$$\frac{N'_{\Sigma_i}(M_i)}{N_{\Sigma_i}(M_i)} = \alpha = \frac{1 - 10^{-b(M_{\max} + \Delta M_{\max} - M_i)}}{1 - \alpha \cdot 10^{-b(M_{\max} + \Delta M_{\max} - M_i)}} \quad (4.12)$$

$$\alpha = 10^{-b \Delta M / 2}$$

Обычное значение ΔM_i равно 0,5, и допустим, что b может варьировать от 0,5 до 1. Можно построить график зависимости

$N_{\Sigma i}(M_i) / N_{\Sigma i}(M_i)$ от разницы $(M_{\max} + \Delta M_{\max} - M_i)$ при разных значениях \propto . Например: $\beta = 0,5; 0,75; 1,0$, тогда $\propto = 0,75; 0,65; 0,56$.

Кривые зависимости (4.12), как видно на рис. 4.1, незначительно отличаются (при $M_i = M_{\max} + \Delta M_{\max}$). Отношение $N'_{\Sigma i} / N_{\Sigma i}$ мало увеличивается в интервале $M_{\max} + \Delta M_{\max} - M_i$ от 0 до 1,5 и асимптотически приближается к значению \propto , которое весьма малы. Отсюда следует, что оба способа расчета дают практически равные оценки сейсмической опасности, и придется принять решение, какой из них будет использован.

Функцию распределения можно оценить следующим образом:

$$N(M \geq \mu) = \frac{\text{число землетрясений с } M \geq \mu}{\text{общее число землетрясений}} = \frac{\int_{\mu - \Delta M/2}^{M_{\max} + \Delta M_{\max}} n(M) dM}{\int_{M_{\min} - \Delta M_{\min}}^{M_{\max} + \Delta M_{\max}} n(M) dM}$$

Функция распределения будет:

$$N(\mu) = P(M < \mu) = 1 - P(M \geq \mu) = 1 - \frac{10^{-\beta(\mu - \Delta M/2)} - 10^{-\beta(M_{\max} + \Delta M_{\max})}}{10^{-\beta(M_{\min} - \Delta M_{\min})} - 10^{-\beta(M_{\max} + \Delta M_{\max})}} \quad (4.13)$$

Плотность распределения будет:

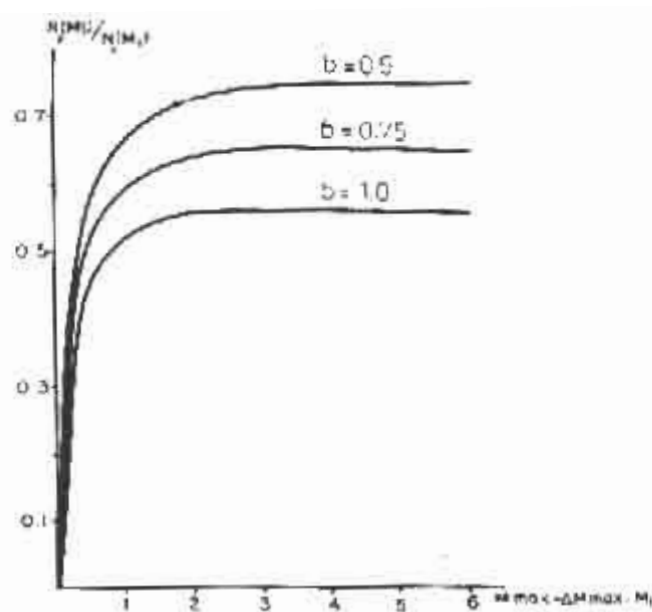
$$\frac{dN(\mu)}{d\mu} = \frac{10^{-\beta \Delta M/2} \cdot \beta \ln 10}{10^{-\beta(M_{\min} - \Delta M_{\min})} - 10^{-\beta(M_{\max} + \Delta M_{\max})}} 10^{-\beta \mu} \quad (4.14)$$

Для оценки параметров сейсмического режима используется сле-

дующий подход:

- для каждой зоны ГОЗ оценивается значение M_{\max} по совместному анализу сейсмичности и тектоники;
- для каждой зоны ГОЗ строится график повторяемости по формуле (4.5).

Параметры α и β оцениваются по методу наименьших квад-



4. I. Зависимость $N'_2(M_i)/N_2(M_i)$ от $M_{\max} + \Delta M_{\max} - M_i$ для разных значений параметра b .

мет (МНК) и методу максимального правдоподобия (ММП):

- по формуле (4.9) оценивается накопленная повторяемость землетрясений в обоих случаях.

Первая попытка определения параметров сейсмического режима этой методике была сделана для юго-восточной части Кубы /55/. Там оценены параметры a и b для зоны DO3, расположенной непосредственно у южных берегов Восточной Кубы между 74° з.д. и 78° з.д. Исходными материалами были международные сводки 1900-1980 гг каталог станции RCC за 1968-1981 гг для региона между $75,2^{\circ}$ з.д. и $76,2^{\circ}$ з.д. Параметр b равен 0,53. Это значение близко к полученному в более ранней работе /3/ для региона северной части Карибской дуги к западу от 72° з.д. Для определения накопленной повторяемости в работе /55/ были использованы два возможных значения M_{\max} ($5 \pm 0,25$ и $7,75 \pm 0,25$).

Для оценки параметров графика повторяемости была написана программа MAGFRE .

Описание программы MAGFRE . Программа MAGFRE позволяет оценить параметры a и b графика повторяемости по методу наименьших квадратов (МНК) и максимального правдоподобия (ММП), также рассчитать соответствующие значения накопленной повторяемости.

Исходными данными являются:

- число землетрясений внутри магнитудных интервалов $N_i (M_i)$, для этих интервалов ΔM_i и центральное их значение M_i ;
- период наблюдения представительных землетрясений T_i в данном магнитудном интервале;
- параметры для расчета накопленной повторяемости: M_{\max} , ΔM , M_1 ;
- M_1 - магнитуда, начиная с которой желательно получить значение накопленной повторяемости.

Общая схема работы программы следующая. Сначала рассчитываются значения $\lg(N_i(M_i)/\Delta M_i)$ и накопленная повторяемость $\sum N_i M_i$. Методу наименьших квадратов оценивается первое приближение параметров a и b по формуле (4.7). Значение b , полученное таким образом, используется для определения функции $F(b, \Delta M_i)$. Затем заново рассчитываются параметры a и b формулы (4.5) по методу наименьших квадратов. Значение b , полученное таким образом, используется как нулевое приближение для оценки параметров a и b по методу максимального правдоподобия. Эти расчеты проводятся алгоритму, предложенному в работе [16].

Теоретические частоты накопленной повторяемости рассчитываются по формуле (4.3), используя обе оценки параметров a и b . В этом случае оцениваются стандартные отклонения наблюдаемой накопленной повторяемости по отношению к теоретической.

Кроме того, имея в виду, что обычно кумулятивный график повторяемости аппроксимируется прямой линией в виде

$$\lg N_{\Sigma_i}(M_i) = c - d(M_i - M_0) \quad (4.15)$$

где $N_{\Sigma_i}(M_i)$ определяется формулой (5.8), программа рассчитывает значения c и d и стандартное отклонение наблюдаемой накопленной повторяемости по отношению к теоретической.

Представительности данных в каталоге сильных землетрясений
 для $16^\circ - 24^\circ$ с.ш. и $71^\circ - 81^\circ$ з.д. Представительность данных в каталоге EDF для региона $0^\circ - 30^\circ$ с.ш. и $50^\circ - 100^\circ$ з.д. рассмотрена в 3.2. Там были проанализированы данные об инструментом зарегистрированных землетрясениях. Для региона $16^\circ - 24^\circ$ с.ш. и $71^\circ - 81^\circ$ з.д. был составлен каталог землетрясений за 430 лет (приложение I), более полный, чем каталог EDF.

Каталог сильных землетрясений охватывает период 1551-1980 гг.

в анализе представительности он был разделен на две части: 1551-1900 и 1901-1980 гг. Первая часть была разделена на интервалы по 50 лет, вторая часть - на интервалы по 10 лет. Число землетрясений отнесено к магнитудным интервалам шириной $\Delta M_{LN} = 0,5$. Если была известна магнитуда m_{pv} , она была пересчитана в M_{LN} по формуле (3.1). Следует отметить, что для нескольких землетрясений одновременно с определением m_{pv} получено очень низкое значение M_{LN} . В этих случаях было избрано то значение магнитуды, которое получено по формуле (3.1).

В табл. 4.1 представлено распределение числа землетрясений по магнитудно-временным интервалам. В табл. указаны также сроки представительности, полученные из анализа макросейсмических данных. Эти сроки представительности могут быть увеличены для некоторых зон, так как полнота исторических макросейсмических данных не одинакова в разных частях региона.

Определение максимальных магнитуд в разных зонах ГОЗ. Вопрос о максимальных магнитудах решен формально, исходя из расположения эпицентров самых сильных землетрясений, произошедших в регионе. В табл. 4.1 указаны 9 землетрясений с магнитудами в интервалах 7,5-8,0, восемь определены по макросейсмическим данным и только одно - по инструментальным данным. На карте зон ГОЗ (рис. 4.2) нанесены эпицентры.

Для зон 2₁ и 2₂ по макросейсмическим данным имеются два землетрясения с магнитудой 7,5. Было принято решение, что максимальная возможная магнитуда в этих зонах равна $7,5 \pm 0,15$.

Для северных зон ГОЗ к западу от района бухты Гуантанамо имеются 3 эпицентра землетрясений с магнитудами 7,3; 7,5 и 7,7, определенные по макросейсмическим данным, и одно с магнитудой 7,4 - по инструментальным данным.

К востоку от этой бухты по макросейсмическим данным имеются

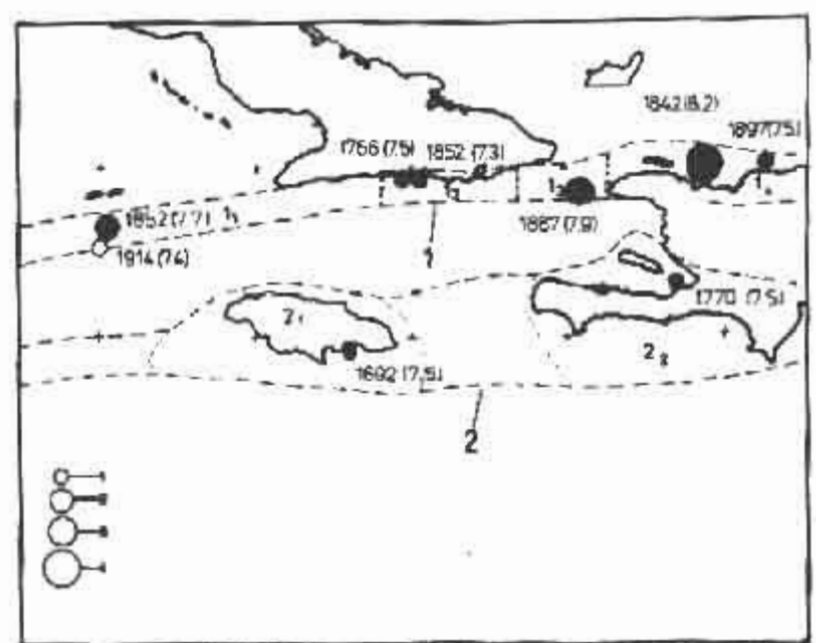
Таблица 4.1

Распределение числа землетрясений всего региона (16° - 24° с.ш., 0° - 81° з.д.) по магнитудно-временным интервалам

год \ M	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8
1601-1600	-	-	-	(1)	-	(2)	-	-
1601-1650	-	-	-	(1)	-	-	-	-
1651-1700	-	(1)	(1)	(2)	-	(2)	(1)	-
1701-1750	-	-	-	(1)	-	-	-	-
1751-1800	(2)	(5)	(2)	(2)	(1)	(2)	(2)	-
1801-1850	(2)	(1)	(1)	(4)	-	-	-	(1)
1851-1900	-	-	-	-	-	-	-	-
	(3)	(8)	(2)	-	(3)	-	(3)	(1)
1901-1910	(1)	(2)	(2)	-	(1)	-	-	-
1911-1920	-	-	-	1	-	-	1	x)
	(2)	(2)	-	(1)	-	-	-	-
1921-1930	-	-	1	1	-	-	-	-
	-	(4)	(1)	-	-	-	-	-
1931-1940	-	-	5	1	-	1	-	-
	(1)	(4)	-	-	-	-	-	-
1941-1950	-	1	2	1	1	1	-	-
	(2)	(1)	-	-	-	-	-	-
1951-1960	1	1	1	1	1	-	-	-
1961-1970	1	3	1	1	-	1	-	-
1971-1980	11	5	1	-	-	1	-	-

Первая строка соответствует инструментальным определениям магнитуд, вторая - макросейсмическим.

Точками отделены представительные данные от непредставительных. Пунктиром разделяются представительные данные от непредставительных в каталоге EDF (см. 3.2).



2. Карта зон ГОЗ наиболее сильных землетрясений. Черными кружками указаны землетрясения прошлых веков, пустым - землетрясение XX века. 1 - $7.25 \leq M < 7.5$; 2 - $7.5 \leq M < 7.75$; 3 - $7.75 \leq M < 8$; 4 - $M \geq 8$.

эпикентры землетрясений с магнитудами 7,5; 7,9 и 8,1. Было принято предположение, что максимально возможные магнитуды зон B03 на рис. 4.2 равны $I_2 = (7,5 \pm 0,25)$, I_1 , $I_3 = (7,75 \pm 0,25)$, $I_4 = (8 \pm 0,25)$ для зоны B03 I первого варианта - $M_{max} = 8 \pm 0,25$.

Следует подчеркнуть, что результаты, полученные таким образом, являются приближенными и субъективными. Они отличаются от полученных в работе [11]. Более точное решение этой задачи выходит за рамки настоящей работы и требует специальных комплексных исследований.

Оценка параметров a и b графиков повторяемости землетрясений для разных зон B03. Графики накопленной повторяемости. Метод построения графиков повторяемости (распределенных и кумулятивных) таков:

1) Составляется табл. 4.1 чисел землетрясений по магнитудным интервалам шириной 0,5 и периодом в 50 лет с 1551-1900гг и в 10 лет с 1901-1910гг.

2) Как правило, длины магнитудных интервалов были одинаковы равны 0,5. Однако при отсутствии данных или малого количества землетрясений в одном из интервалов проводилось перераспределение землетрясений по интервалам большей длины, чтобы не было интервалов с малым числом землетрясений (менее трех).

3) Параметры графиков повторяемости и соответствующие значения критической и наблюдаемой накопленной повторяемости рассчитывались с помощью программы MAGFRE. Следует отметить, что для этих параметров по методу максимального правдоподобия не проводилось перераспределение землетрясений по магнитудным интервалам.

4. Построение графиков распределенной по интервалам и накопленной повторяемости землетрясений.

Экспериментальными данными являются значения $N_i(M_i) / \Delta M_i$ для распределенной повторяемости и $\sum N_i(M_i)$ для накопленной повторяемости.

По описанной методике удалось оценить параметры a и b графика повторяемости землетрясений для региона в целом (при $M_{\max} = 7 \pm 0,5$) и для зон ЕОЗ первого варианта зон I и II в табл. 4.1). Для зон ЕОЗ второго варианта из-за отсутствия данных такая оценка (см. табл. 4.1) неприменима.

Оценки параметров a и b зон ЕОЗ второго варианта проведены следующим образом:

- для зоны ЕОЗ I₁ имеется достаточная статистика и для нее параметры оценены по МНК и МП;
- для зон ЕОЗ I₁ и I₃ имелось так мало данных, что их пришлось объединить;
- для зон ЕОЗ I₁ - I₃, I₄ были взяты значения параметров b , относящиеся к зоне I первого варианта, и проведен расчет параметра a при фиксированном значении b ;
- для зон ЕОЗ II₁ и II₂ аналогичным образом параметр b получен для всей зоны II.

Результаты расчетов представлены в табл. 4.3.

На рис. 4.3 представлены примеры полученных графиков распрежденной (а) и накопленной (б) повторяемости землетрясений.

Значения параметров a и b , полученные по методикам МП и МНК, очень близки для всех зон ЕОЗ, за исключением зоны I₁, для которой получены более низкие значения стандартных отклонений σ_{N_1} и $\sigma_{I_1 N_1}$ по МНК (табл. 4.3). Интересно отметить, что в этом случае для расчетов по МНК проведена перегруппировка землетрясений в магнитудных интервалах (интервалы длиной $\Delta M = 0,5$ в $M_{\text{ЛН}} = 5,5; 6; 6,5$ и 7 были объединены в два интервала длиной $\Delta M = 1$ для $M_{\text{ЛН}} = 5,75$ и $6,75$). Исходя из этих данных для целей сотрясаемости решено использовать оценки a и b по МНК.

Составление накопленной повторяемости в виде (4.9) с линейным логарифмом. В табл. 4.4 представлены параметры c и d , най-

Таблица 4.2

Исходные данные для построения графиков распределенной и накопленной повторяемости землетрясений

Зона ВФЗ в рис. 4.2	Исходные данные	M _L							
		4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8
всё район	N _L	13	8	10	5	3	3	7	2
	T _L	20	20	50	60	70	80	380	380
I	N _L	7	5	6	3	2	2	5	2
	T _L	20	20	50	60	70	80	380	380
I ₁ + I ₃ ^{XI}	N _L	2	2	4	2	-	1	2	1
	T _L	20	20	50	60	-	80	380	380
I	N _L	3	10	4	1	1	5	2	-
	T _L	20	30	80	80	80	430	430	-
I	N _L	2	1	1	-	1	-	1	1
	T _L	20	20	50	-	70	-	430	480
2	N _L	6	3	4	2	1	1	2	-
	T _L	20	20	50	60	70	80	380	-
2	N _L	3	9	2	2	2	2	1	-
	T _L	20	80	80	80	380	380	380	-
2	N _L	3	2	3	1	2	1	1	-
	T _L	20	20	50	60	380	380	430	-

X) этой зоне $M_{\max} = 7,75 \pm 0,25$, поэтому последний интервал соответствует магнитуде 7,875 и имеет ширину 0,25.

Таблица 4.3

Параметры градинов по толщине контуров для зон I-III на рис. 4.3

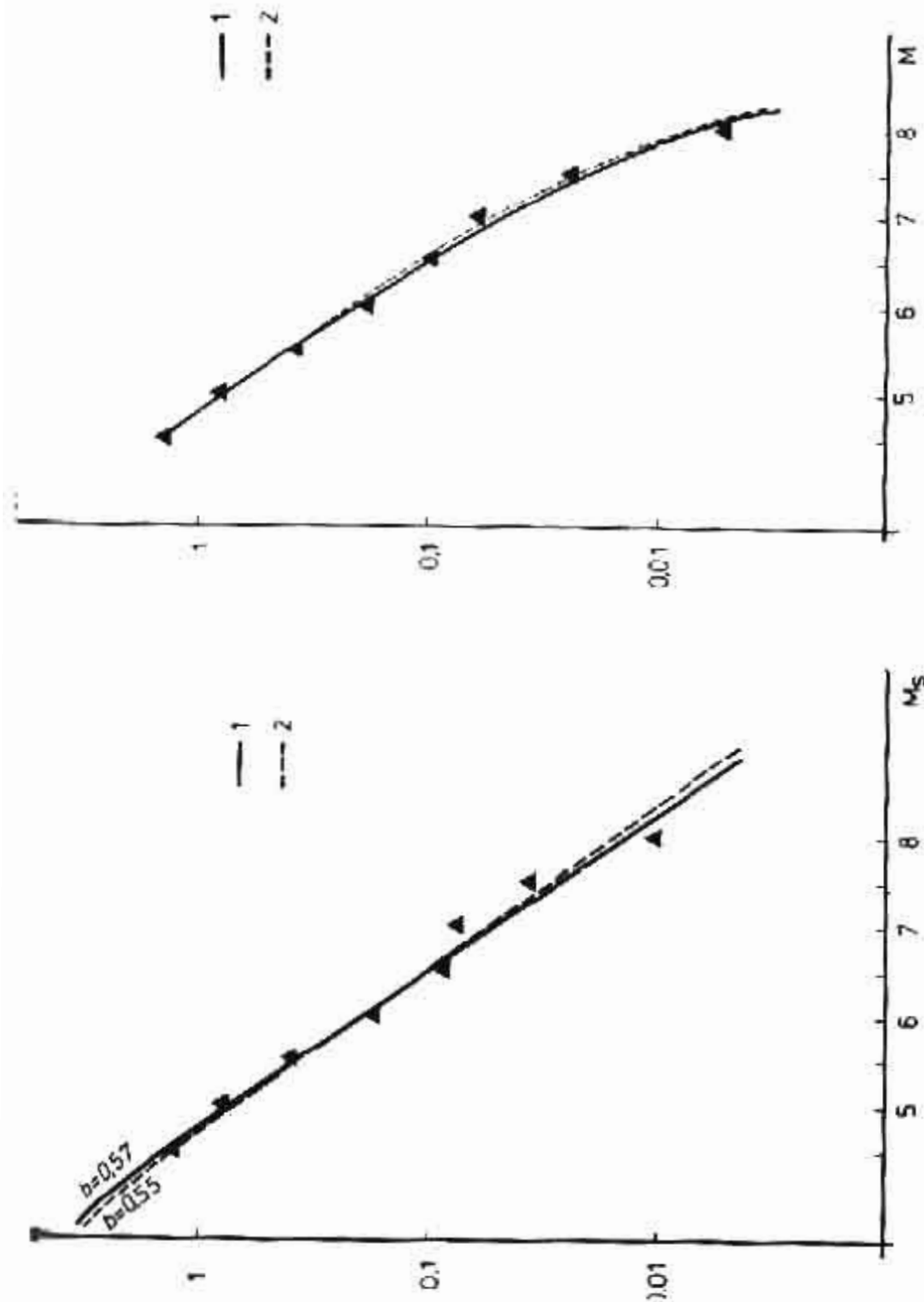
Зоны	Глубина (г.с.к.т.к.т.)	Значения параметров α и β и отклонения σ									
		по методу изометрических элементов (МНЕ)					методу изометрических элементов (МНЕ)				
		A_5^x	β	$\sigma_{\beta N}$	σ_{N_1}	$\sigma_{\beta N_2}$	A_5	β	$\sigma_{\beta N}$	σ_{N_1}	$\sigma_{\beta N_2}$
Зона I	150,1	0,023	0,55	0,09	0,01	0,07	0,023	0,55	0,10	0,01	0,08
Регион											
I	57,5	0,035	0,51	0,08	0,01	0,05	0,035	0,51	0,06	0,01	0,05
II	123,7	0,012	0,51	0,07	0,01	0,04	0,012	0,53	0,07	0,01	0,04
III	2,0	0,12	0,52	0,07	0,01	0,08	0,022	0,44	0,11	0,04	0,09
I+II+III	33,1	0,029	0,51	-	-	-	0,027	0,51	-	-	-
IV	10,5	0,029	0,51	-	-	-	0,028	0,51	-	-	-
V	39,7	0,018	0,51	-	-	-	0,020	0,58	-	-	-
VI	51,9	0,013	0,51	-	-	-	0,013	0,58	-	-	-

х) A_5 - число землетрясений с $M = 5,0$ на площади 10 000 км² в год.

Таблица 4.4

Сопоставление наблюдаемых данных по повторяемости землетрясений с приближениями в виде (4.9) и (4.15). Данные по графикам накопленной повторяемости в виде (4.9) указаны в табл. 4.3, стандартные отклонения $\sigma_{\epsilon N_z}$, σ_{N_z} соответствуют ЛНК, $\sigma_{\epsilon N_z}$, σ_{N_z} соответствуют МП

Параметры	Линейно приближенная накопленная		Разности между стандартными отклонениями для			
	повторяемость в виде (4.15)		накопленной повторяемости в виде (4.15) и (4.9)			
Зона	c	d	σ_{N_z}	$\sigma_{\epsilon N_z}$	$\sigma_{N_z} - \sigma_{N_z}^*$	$\sigma_{\epsilon N_z} - \sigma_{\epsilon N_z}^*$
Весь регион	3,17	0,65	0,12	0,13	0,10	0,05
I	2,67	0,60	0,05	0,10	0,04	0,05
II	2,78	0,66	0,02	0,06	0,01	0,02
III	2,30	0,60	0,05	0,09	0,04	-0,01



Гис. 4.3. Графики распределенной (а) и накопленной (с) повторяемости землетрясений для всего региона. Параметры оценки по методу наименьших квадратов (1) и по методу максимального правдоподобия (2).

в процессе формирования землетрясений с $M \geq 7,5$ в некоторых районах Тихоокеанского пояса мегалитическую модель. Близки результаты также можно упомянуть [80, 81].

Изотопический состав и глубина инверсии для воды разговаривают по сути вопрос о глубине распространения геотермических структур разных бассейнов в городе Сантьяго-де-Луба, для которого существуют следующие условия в отношении землетрясений.

Се, сейсмическая сейсмическая города Сантьяго-де-Луба по сейсмологическим данным. В работе [7] было получено соотношение для известной сейсмической интенсивности I за 100 лет (N_{100})

$$I = 7.97 - 3.62 \lg N_{100} \quad (4.16)$$

и

$$\lg N_{100} = 2.64 - 0.331 I \quad (4.17)$$

для ряда лет в которых были известны сейсмические данные для города Сантьяго-де-Луба был получен [82] и было получено соотношение

$$\lg N = (3.59 \pm 0.89) - (0.36 \pm 0.022) I \quad (4.18)$$

где N - общее число землетрясений за 4,5 лет.
при $N = 100$ годах, получим:

$$\lg N_{100} = 2.96 - 0.36 I \quad (4.19)$$

Разница между формулами (4.17) и (4.19) объясняется тем, что при этом было учтено влияние данных без учета их достоверности.

Источниками данных о частоте сотрясений в городе Сантьяго-де-Куба являются работы [7, 76] и неопубликованные данные, лично предоставленные Г. Чуй из Института геофизики и астрономии Кубы.

В табл. 4.5а приведены количество сотрясений разных баллов в интервалах 50 лет для периода с 1551 по 1901гг и по интервалу 5 лет для периода с 1901 по 1975гг, причем в таблицу были включены все зарегистрированные без исключения землетрясения. Мы считаем представительными все данные об интенсивностях 7, 8 и 9 баллов. На более низких значениях балльности предполагается, что данные об интенсивности 5 и 6 баллов представительны, начиная с 1901гг. Из каталга были удалены все фоллоки и афтершоки, и была составлена другая таблица с зарегистрированными событиями (табл. 4.5б). По этим данным мы получили соотношения

$$\lg N_{100} = (4.16 \pm 0.22) - (0.51 \pm 0.03) I \quad (4.0)$$

$$\lg N_{100}^2 = (4.52 \pm 0.11) - (0.54 \pm 0.02) I \quad (4.1)$$

N_{100}^I - количество сотрясений с интенсивностью $\geq I$ за 100 лет.

Как видно из таблицы, учет представительности данных приводит к изменению наклона и соответственно свободного члена в (4.0) по сравнению с результатами (4.17) и (4.19), полученными другими методами. Учет представительности и исключению связанных событий (афтершоки, фоллоки, рон) позволяет считать, что формулы (4.0) и (4.1) не только описывают распределенную и суммарную и балльную сотрясимость.

Сравнительное исследование интервалов между соседними землетрясениями в г. Сантьяго-де-Куба. Для интенсивностей $I = 7, 8$ и 9 было изучено статистическое распределение между соседними

Таблица 4.5

Распределение числа сотрясений разных баллов по времени в городе Сантьяго-де-Куба. а - без исключения землетрясений, б - после исключения форшоков и афтершоков. Сильнейшей землетрясением отделены представленные данные от непредельных

Период \ I	3	4	5	6	7	8	9
1551-1600					1	1	-
1601-1650					-	-	-
1651-1700					1	1	-
1701-1750					-	-	-
1751-1800		1	2	1	1	1	1
1801-1850	1	8	3	-	3	-	-
1851-1900	19	51	3	5	1	-	1
1901-1950	21	69	16	11	6	1	-
1951-1975	114	49	15	4	-	-	-
1976-1980				1	-	-	-

Период \ I	5	6	7	8	9
1551-1600			1	1	-
1601-1650			-	-	-
1651-1700			1	1	-
1701-1750			-	-	-
1751-1800	-	-	1	1	1
1801-1850	-	-	3	-	-
1851-1900	-	-	1	-	1
1901-1950	16	9	5	1	-
1951-1975	11	4	-	-	-
1976-1980		1	-	-	-

использовали. В качестве исходных использованы данные из табл. 4.6.

Средние значения интегралов таковы: $\bar{\Delta t}_{I \geq 7} = 18,45$, $\bar{\Delta t}_{I \geq 8} = 70,0$ лет. С другой стороны, из формулы (4.1) можно получить следующие значения ($T = 100 / N_{100}^{\Sigma}$): $T_{I \geq 7} = 18,7$, $T_{I \geq 8} = 63,1$.

Для исследования закона распределения данных наблюдений была построена гистограмма. Шаг по времени был выбран равным 10 годам. Гистограмма для землетрясений с $I \geq 7$ показана на рис. 4.4. Из-за малого числа землетрясений с $I \geq 8$ гистограмма не построена. Форма гистограммы на рис. 4.4 указывает на возможность представления распределения длительности интервалов по экспоненциальному закону, что соответствует пуассоновскому процессу. Исходя из гистограммы, имеет смысл провести проверку гипотезы об экспоненциальном законе распределения.

Для этого воспользуемся критерием Колмогорова - Смирнова [15].

Пусть

$$\eta_1 \leq \eta_2 \leq \dots \leq \eta_n$$

порядково распределенные случайные величины, растущие в порядке возрастания их значений.

Функция эмпирического распределения определяется через:

$$F_n(x/\eta_1, \dots, \eta_n) = \begin{cases} 0 & \text{---} & x \leq \eta_1 \\ m/n & \text{---} & \eta_m \leq x \leq \eta_{m+1}, 1 \leq m \leq n-1 \\ 1 & \text{---} & x > \eta_n \end{cases}$$

Функция теоретического распределения выражается через $F(x)$.

Тогда

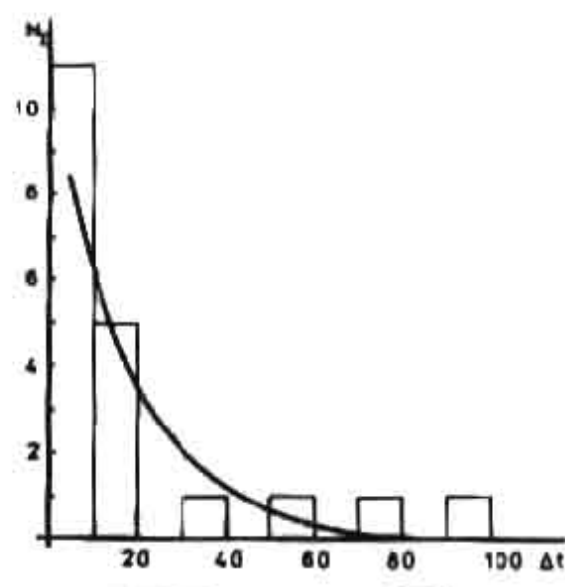
$$D_n = \sup_{|x| < \infty} |F_n(x) - F(x)|$$

Q - заданный уровень значимости $D_n(Q)$ задается таблицей, n - количество точек в выборке.

Таблица 4.6

Интервалы ($\Delta t_{I \geq I_0}$) между последовательными землетрясениями, превысившими с интенсивностью $I_0 \geq 7,0$ в городе Саянтго-де-Уба

Год	Месяц	Число	Интенсивность в баллах	$\Delta t_{I \geq 7}$ (год)	$\Delta t_{I \geq 8}$ (год)
1978	УИ	-	8	-	-
1980			7	;	-
1975	II	II	7	35	-
1978	II	II	8	3	100
1982			7	4	-
1960	УИ	II	8	78	82
1962			7	;	-
1966	УИ	II	9	4	6
1975	II	II	7	9	-
1986	IX	18	7	51	-
1942	У	07	7	16	-
1942	УИ	07	7	0 (1 месяц)	-
1952	УИ	10	9	10	86
1958	I	10	7	6	-
1957	IX	13	7	35	-
1963	IX	14	7	16	-
1966	УИ	14	7	3	-
1974	ХИ	14	7	8	-
1980	I	17	7	16	-
1981	II	03	8	;	80
1987	УИ	06	7	15	-



- 4.4. Гистограмма и сплайн-интерполация для количества отказов N_i в интервалах времени Δt с $T \geq 7$ и эквивалентная экспоненциальная зависимость $\lambda = 1/T$, $T = 10,7$ лет.

Если $D_n \geq D_n(Q)$ - гипотеза о принадлежности данной выборки закону распределения $F(x)$ с указанным значением должна быть отвергнута [1].

Экспоненциальный закон распределения имеет вид

$$F(t) = 1 - e^{-\lambda t}, \quad (4.22)$$

где $E[t] = 1/\lambda$, E - математическое ожидание.

Для проверки гипотезы о принадлежности выборки для $I \geq 7$ экспоненциальному закону распределения с параметрами $\lambda = 1/T$ (который практически равен значению $\lambda = 1/\Delta t$) были применены критерий Колмогорова - Смирнова. Значения $D_n(Q)$ были взяты из [1] для соответствующего размера выборки.

Проверка гипотезы должна быть проведена для значений $\lambda = 1/\Delta t$ и $\lambda = 1/T$, потому что первое из них соответствует критериям выборки, а второе соответствует наблюдаемой сопротивляемости в исследуемой точке. Однако из-за близости этих значений можно было бы считать только $\lambda = 1/T$. Максимальная разница $D_n = (F_n(x) - F(x)) = 0,144$. Она меньше, чем соответствующее значение $D_n(Q)$ для $Q = 10\%$, 10% , 5% , 1% и 0% , и почти в два раза для $Q = 0\%$ ($D_n(Q = 0\%) = 0,3156$ [1]).

Следует указать, что результаты наблюдений не противоречат гипотезе о принадлежности данной выборки экспоненциальному распределению с параметром $\lambda = 1/T$, даже на 0% -ном уровне значимости. Это значит, что при оценке сейсмической опасности можно считать процесс возникновения сейсмических сотрясений в данной точке пуассоновским с параметром $\lambda = 1/T$.

На рис. 4.4 приведены кривые с кривограммой, соответствующая для функции плотности распределения для $\lambda = 1/T$.

Следует отметить, что вывод о пуассоновском характере процесса далеко не объясняет всех наблюдаемых фактов возникновения зем-

землетрясений в районе Кго-Юсточной Кубы. Например, в табл. 4.6 представлены землетрясения, происшедшие в ХУШ веке (1760-1766) с интервалом в 4 года, которые были учтены как независимые при настоящем анализе. Эта тенденция к группированию сильных землетрясений уже была отмечена в работе /3/ при анализе пространственно-временных графиков. С другой стороны, в работе /36/ анализируется возможная связь между землетрясениями 4 февраля 1976г в Гестомале и 19 февраля 1976г на Кго-Юсточной Кубе. Однако статистический материал недостаточен для проверки более сложных закономерностей процесса возникновения землетрясений.

Пуассоновская модель вероятности сотрясений. В работе /41/ была обсуждена пуассоновская модель вероятности сотрясений как наиболее простая из возможных.

Пуассоновский поток событий характеризуется тремя свойствами:

1) Стационарность - вероятность попадания на любой отрезок

весь времени того или иного числа событий зависит только от длины этого отрезка и не зависит от продолжительности наблюдения.

2) Независимость - для любых неперекрывающихся отрезков времени число событий на данном отрезке τ не зависит от числа событий на других отрезках.

3) Ординарность - вероятность попадания на элементарный участок δt двух или более событий пренебрежимо мала по сравнению вероятностью попадания только одного.

Вероятность того, что за время τ произойдут m событий

$$P_m(\tau) = \frac{(\lambda\tau)^m}{m!} e^{-\lambda\tau} \quad (4.3)$$

Остается только получить вероятность, что за время τ не произошло ни одного события

$$P_0(\tau) = e^{-\lambda\tau} \quad (4.4)$$

Тогда вероятность того, что за время τ произойдет хотя бы одно событие, равна:

$$p = 1 - e^{-\lambda\tau} \quad (4.5)$$

что и соответствует экспоненциальному закону распределения (формула (4.1)).

Плотность этого распределения равна:

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt} = \lambda e^{-\lambda t} \quad (4.6)$$

Математическое ожидание

$$E[t] = 1/\lambda \quad (4.7)$$

дисперсия

$$D[t] = 1/\lambda^2 \quad (4.8)$$

Если сейсмические сотрясения составляют пуассоновский поток, $\lambda = B_I$ — сейсмическая сотрясаемость, $E[t] = 1/B_I = T_I$ — период сотрясаемости [41].

Формула (4.4) приобретает вид

$$P_{0 \geq I}(t) = e^{-t/T_I} \quad (4.9)$$

значит, что вероятность того, что за время t не произойдет такого события с интенсивностью $\geq I$ равна e^{-t/T_I} . В

том случае эта вероятность соответствует вероятности того, что в время t возникнут только сотрясения интенсивностью $< I$.

4.3. Программа для расчета сотрясаемости

Общие сведения. Под сотрясаемостью понимают среднюю частоту повторения α которой характеристика колебаний грунта (α) в данном пункте. Такой характеристикой могут быть: значения интенсивности землетрясений, амплитуды ускорений или скорости колебаний грунта, или величины их спектральных характеристик. В основе расчета сотрясаемости лежит формула, предложенная Е.Е. Ризниченко [1, 33/

$$B_{\alpha} = \iiint_V N_I(M_{\alpha}) dx dy dz \quad (4.30)$$

где α - значение параметра в точке, для которой нужно рассчитать среднюю частоту повторения; $N_I(M_{\alpha})$ - накопленное число землетрясений в интервале $(M_{\alpha} - \Delta M_{\alpha}/2, M_{\alpha} + \Delta M_{\alpha}/2)$. N_I зависит от координат x, y, z . M_{α} - значение амплитуды, начиная с которого повышается значение параметра α в данном пункте. В $dx dy dz$ определяют пространство, где расположены зоны 1-3, имеющие данную точку.

Период сотрясаемости T_{α} определяется по формуле:

$$T_{\alpha} = 1/B_{\alpha} \quad (4.31)$$

Для расчетов интегралы можно заменить суммированием

$$B_{\alpha} = \sum_i \sum_j N_I(M_{\alpha})_{ij} \Delta S_{ij} \quad (4.32)$$

Если считать явление в данной точке сотрясающей величиной, то период сотрясаемости T_{α} можно рассуждать как математическое ожидание величины интервала между событиями /41/. На этом предположении основаны вероятностные расчеты в программе.

Исходя из предположения о том, что сейсмический режим постоянен в каждой точке и площадь определяется параметрами A_{M_0} (или A_{K_0}), M_{max} (или K_{max}) и b (или γ), последний соотношен для всего района, формулы (4.30) и (4.31) заменяются формулами:

$$B_{\alpha} = \frac{1}{10^{b\Delta M/2} - 10^{-b\Delta M/2}} \iint A_{M_0} \left(10^{\frac{-b(M_{\alpha}-M_0)}{-10}} - 10^{\frac{-b(M_{max}-M_0)}{-10}} \right) ds \quad (4.33)$$

$$= \frac{1}{10^{b\Delta M/2} - 10^{-b\Delta M/2}} \sum_i \sum_j A_{M_0} \left(10^{\frac{-b(M_{\alpha}-M_0)}{-10}} - 10^{\frac{-b(M_{max}-M_0)}{-10}} \right) \Delta x_i \Delta y_j \quad (4.43)$$

Тогда при наличии карт A_{M_0} и M_{max} (или A_{K_0} и K_{max}) можно будет рассчитать сотрясаемость любой точки. По такой методике были проведены расчеты сотрясаемости в СССР и других районах /41/. Можно рассчитывать сотрясаемость, исходя из формул (4.30) или (4.32), как считать, что сейсмический режим постоянен не только в каждой зоне, но и внутри одной зоны сравнительно больших размеров, для которой можно оценить параметры a , b и M_{max} /41, 43/. Для этого необходимо выделить зоны I-03 и оценить параметры a , b и M_{max} в каждой зоне.

Нам подход к расчету сотрясаемости исходит из самого определения этого параметра, т.е. из формулы (4.30), и характеризуется следующими особенностями: используется закон некой логарифмической землетрясительности, сформулированный в разделе 4.1, формула (4.9); применяются эллиптические модели изосейст, описанные в разделе 4.2; данные донные प्रदेशы являются в виде зон I-03, их параметров a , b и M_{max} и модели изосейст для каждой зоны; вероятностные рас-

сти сотрясаемости учитывают статистически на модели периодов сотрясаемости T_{∞} , определенное на основании данных наблюдений для данного города или района.

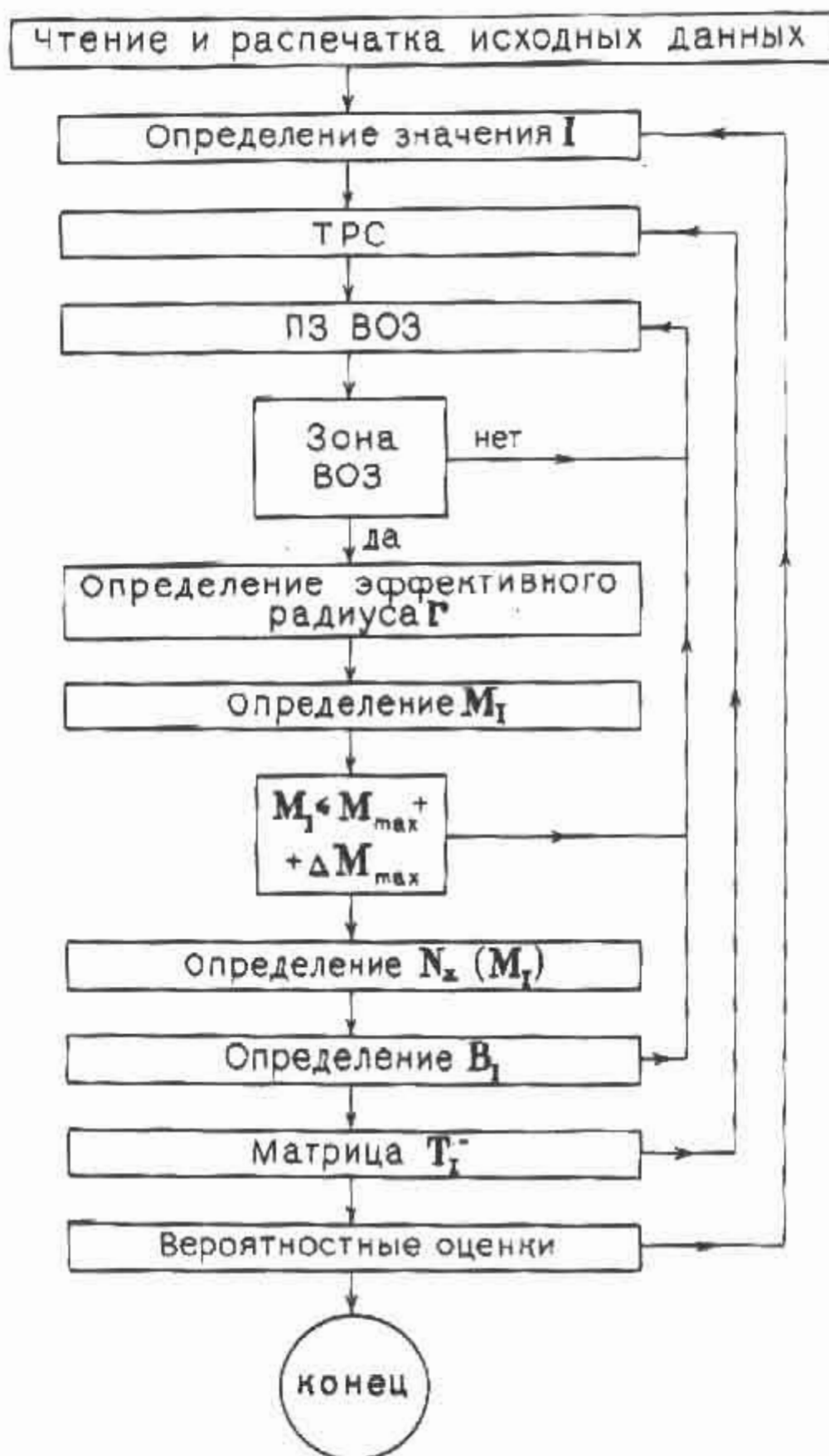
Такой подход дает возможность получить: карты периодов сотрясаемости разных баллов, карты значения параметра α при заданном уровне вероятности его превышения, периоды сотрясаемости для отдельных городов (либо средние, либо для заданного уровня вероятности).

Программа SACUDIDA. Современный подход к расчету сейсмической сотрясаемости был реализован в виде программы на языке ФОРТРАП. Программа занимает память 100 К для ЭМ серии ЕС-1040. Она состоит из контрольной части и группы подпрограмм. На рис. 4.5 дана упрощенная блок-схема ее работы. Она составлена так, что определяется α по формуле (4.31) и соответствующий T_{∞} по формуле (4.31) для центральных точек элементарных квадратов, на которые разделена зона, где оценивается сейсмическая опасность.

Пространство V определяется как район, ограниченный по ширине и длине, в котором зоны 103 могут быть расположены на разных глубинах, но при этом, что любой точке зоны 103 соответствует одно значение глубины. В данном варианте программы не рассматривается вопрос о одновременном существовании под одной точкой разнотипной зоны 103. Кроме того, в программе не предусматривается задание в графическом редакторе, поэтому вход представляется в виде таблицы с данными значениями и графиками для подтверждения этих значений интервалам. Ниже дается общее описание программы SACUDIDA (рис. 4.5).

а) Подготовка исходных данных. Исходными данными для оценки сейсмической опасности являются:

- границы района, для которого разделены зоны 103;
- границы района, для которого будет рассчитана сейсмическая



4.5. Блок-схема программы SACUDIDA. TPC - точка для расчета острясваемости; ПЗ ВОЗ - поиск зон ВОЗ.

отражаемость;

- размеры элементарных квадратов, на которые будет разделены зоны и их число;

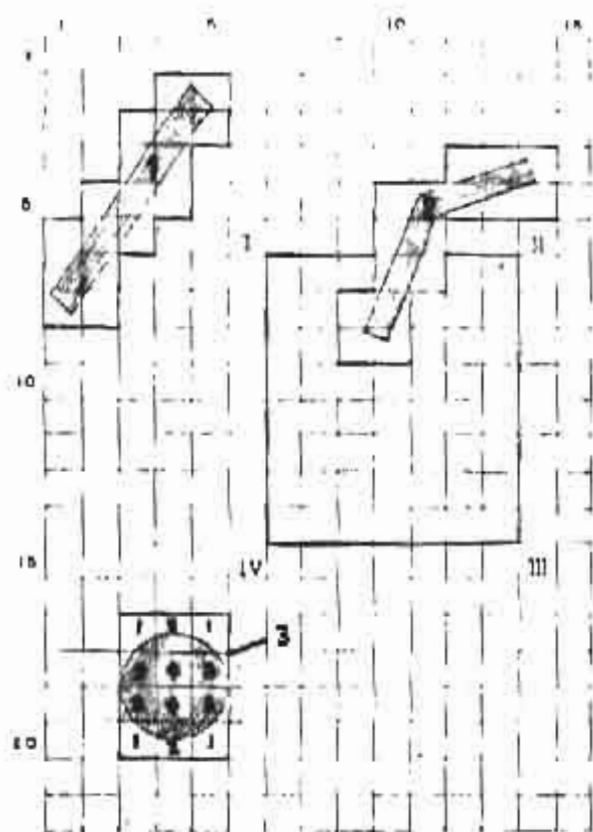
- зоны 103 и их характеристики (параметры a , b и M_{\max} графика отражаемости; отношения A/B модели изосейст, угол A_3 между направлением 3-В и главной осью модели изосейст, направление эффективного радиуса; нормированно расстояние, равное части зоны 103, приходящейся на элементарный квадрат;

- признак принадлежности квадрата к зоне 103 (массив PARA); равно нулю, если в квадрате нет зоны 103, для порядкового номера соответствующей зоне 103, если она есть;

- шаг параметра α , для которого подсчитывается сейсмическая отражаемость.

Подготовка выходных данных проводится следующим образом: (рис. 4.6). В качестве примера рассмотрим регион, для которого выделены зоны 103 (1, 2 и 3 на рис. 4.6). Внутри региона находится район И-В-IV, для которого рассчитывается сейсмическая отражаемость. Регион разделяется элементарными квадратами по ширине и длине. Известно, что для каждой зоны 103 определены параметры сейсмического режима (a , b и M_{\max}) и модели изосейст. Из рис. 4.6 видно, что зона 1 имеет излом и поэтому при расчетах она делится на две части; таким образом, имеются четыре зоны 103. Зоны 103 подразделяются на значащим нормирующим фактором, для зоны 103 номер 3 показаны четыре интервала площади покрытия элементарных квадратов: 0,5; 0,75; 1. При этом разделили общее количество зон 103 -

Зоны должны быть гиперэкспоненциальными фигурами, видно на рис. 4.6. Фигуры такой гиперэкспоненциальности зависят от размеров элементарных квадратов. Подразделения района на более мелкие интервалы квадраты уменьшают эти ошибки, но увеличивают время



- 4.6. Подготовка исходных данных для расчета сотрясаемости в районе I-II-III-IV. Черные фигуры - зоны ВОЗ. Полигоны, окружающие зоны, определяют площади, которые машина относит к зоне ВОЗ. Для зоны ВОЗ номер 3 показана классификация элементарных квадратов по площади, которая приходится на зону ВОЗ.

для расчета и необходимую машинную память.

б) Общее описание работы программы. При чтении исходных данных программа определяет:

- значения широты и долготы центров элементарных квадратов;
- максимальную дальность поиска зон ЛОЗ как функции от M_{\max} и α_k ;
- значения параметра α_k , для которых будут проведены расчеты.

Расчет сотрясаемости производится в следующем порядке:

Фиксируется точка для расчета сотрясаемости (TRC). Начинется поиск зон ЛОЗ (ПЗ ЛОЗ) до расстояния $\Gamma_{\max} (\alpha_k, M_{\max} + \Delta M_{\max})$. Если это расстояние выходит за пределы региона, для которого описаны зоны ЛОЗ, в программе отмечается, что для этой TRC получено приближенное значение.

Когда в процессе поиска (ПЗ ЛОЗ) зона ЛОЗ найдена, определяется "эффективное" гипоцентрально-дистанционное расстояние по модели изосейст или модели соответствующего параметра α . Для этого используются три подпрограммы: ROTCOR, ELICAN и CORELI.

Если гипоцентрально-дистанционное расстояние больше Γ_{\max} , продолжается процесс ПЗ ЛОЗ; в противном случае рассчитываются значения M_{α_k} по закону затухания α_k для эффективного гипоцентрально-дистанционного расстояния с помощью подпрограммы MAGNIT.

Если $M_{\alpha_k} > M_{\max} + \Delta M_{\max}$, для данной зоны ЛОЗ продолжается процесс ПЗ ЛОЗ; в противном случае рассчитывается значение $N_{\Sigma}(M_{\alpha_k})$ с помощью подпрограммы NUATER.

Сотрясаемость в каждой TRC рассчитывается путем суммирования всех значений $N_{\Sigma}(M_{\alpha_k})$, полученных в процессе ПЗ ЛОЗ и соответствующих расчетах.

Затем формируется массив TI средних периодов сотрясаемости, который распечатывается в численном виде. С помощью подпрог-

массы ТІ картируется нечетными значениями, определяющими значения периодов сотрясаемости.

Вероятности сдвига сейсмической опасности рассчитываются, исходя из массивов ТІ, полученных для разных значений параметра α_k по Губессоновской модели возникновения сейсмических сотрясений и осуществляется с помощью подпрограммы POIS.

в) числение подпрограмм. Главная программа определяет координаты ТРС для системы с центром в точке зоны 103, для которой будет рассчитан пиклад и сотрясаемость и направление осей, соответствующих географическим координатам. Подпрограмма ROTCOR преобразует эти координаты (x, y) в новую систему с центром в точке зоны 103 и осью x' , направленной вдоль простирания зоны 103 (x', y'). Подпрограмма ELICAN, исходя из этих координат отношения полуосей A/B , определяет длину главной оси эллипса, проходящего через ТРС по формулам (1.8).

Подпрограмма CORELI рассчитывает значение $\bar{\Delta}/A$ как функцию A/B . Она выдает значения $\bar{\Delta}/A$ для дискретных значений A/B от 1,0 до 3,0 с шагом 0,1. Для промежуточных значений A/B программа определяет $\bar{\Delta}/A$ линейной интерполяцией.

Подпрограмма для расчета M_{α_k} . Реализован только случай $\alpha = 1$. Значения M_{α_k} рассчитываются с помощью подпрограммы MAGNIT; используются формулы (1.4) или (1.5).

Подпрограмма NUATER рассчитывает $N_z(M_{\alpha_k})$ по формуле (4.3).

Подпрограмма MAPA составлена для построения графического представления массива ТІ (средние периоды сотрясаемости). Она выводит элементы массива ТІ в текстовый файл, печатает карту района и отмечает на ней значения ТІ условными сигналами.

Подпрограмма POIS рассчитывает, исходя из массива ТІ, вероятность появления значений α_k за разные дискретные

интервалы времени, используя экспоненциальный закон распределения периодов сотрясаемости (формула (4.9)), что соответствует нулевой модели возникновения сотрясений. При необходимости она может быть заменена другой подпрограммой, отвечающей другому распределению.

г) Выход программы. На выходе программы получаются:

Распечатка исходных данных: границы регионов для описания зон IОЗ и для расчета сотрясаемости; число интервалов, на которые разделен регион по широте и долготе; параметры разных зон IОЗ; характеристические параметры α_k (значения α_k и соответствующая широта при $M = 8$); массив описания зон IОЗ.

Средние периоды повторяемости. Для каждого значения параметра α_k рассчитываются пределы, внутри которых решение считается точным, таблица массива T1 средних периодов повторяемости, широты района с указанием значений средних периодов повторяемости условными символами (условные символы рассчитываются в таблице и соответствуют периодам в 10, 100, 500, 1000, 5000, 10000 лет).

Вероятностное оценивание сейсмической опасности. Для каждого значения α_k даются вероятностные оценки: осле соответствующих таблиц и схем средних периодов сотрясаемости в виде таблицы. Табулируются вероятность не превышения значений α_k для фиксированных интервалов времени оценивания - 10, 100, 500, 1000, 5000 лет.

Представление результатов. Результаты расчетов сотрясаемости представлены в виде контурных карт, разделенных на элементарные квадраты, к центрам которых отнесены рассчитанные значения.

Из расчетов средних периодов сотрясаемости получаются:

карты интенсивностей для разных средних периодов сотрясаемо-

графиков средних периодов сотрясаемости для отдельных точек (соответствующих городам).

Из вероятностных расчетов сотрясаемости получаются:

для каждого значения параметра α_k карты вероятности непре-
вышения этого значения за 10, 100, 500, 1000 и 10 000 лет
(периоды ожидания);

для любого из периодов ожидания карты значения параметра α_k ,
для которого существует определенная вероятность превышения;

для любого значения вероятности превышения p печатают-
ся карты периодов ожидания, в течение которых не может быть превы-
шено значение параметра α_k ;

4.4. Расчеты сотрясаемости Крыма и Восточных Карпат с помощью отладки программы

Для отладки составленной программы были проведены расчеты
сотрясаемости двух районов Советского Союза - Крыма и Восточных
Карпат.

Район Крыма. Подготовка исходных данных: район ограничен
координатами $44,89^{\circ}$ - $47,33^{\circ}$ с.ш. и $30,66^{\circ}$ - $38,50^{\circ}$ в.д. (рис. 4.7а)
разделен на квадраты ($0,111^{\circ}$ по широте и $0,167^{\circ}$ по долготе), об-
щее количество квадратов $40 \times 47 = 1880$. Зона 103 соответствует зо-
не 103 на карте сейсмического района евразии СССР в масштабе 1:
1500 000 с параметрами $N_5 = 0,067$, $b = 0,59$, $M_{max} = 7$, $h =$
 $15/43$ /. Сейсмическая сотрясаемость рассчитывается для района,
ограниченного координатами $43,38^{\circ}$ - $46,11^{\circ}$ по долготе и $31,66^{\circ}$ -
 $41,33^{\circ}$ по широте, что включает весь полуостров Крым.

Для круговой модели используется модальность закон затухания в
виде (4.5) с параметрами $b = 1,5$, $s = 2,5$ и $c = 2,0$ /4/.
Результаты расчетов показаны на рис. 4.7б, в, г в виде периодов
ожидания сотрясения 6, 7 и 8 баллов.

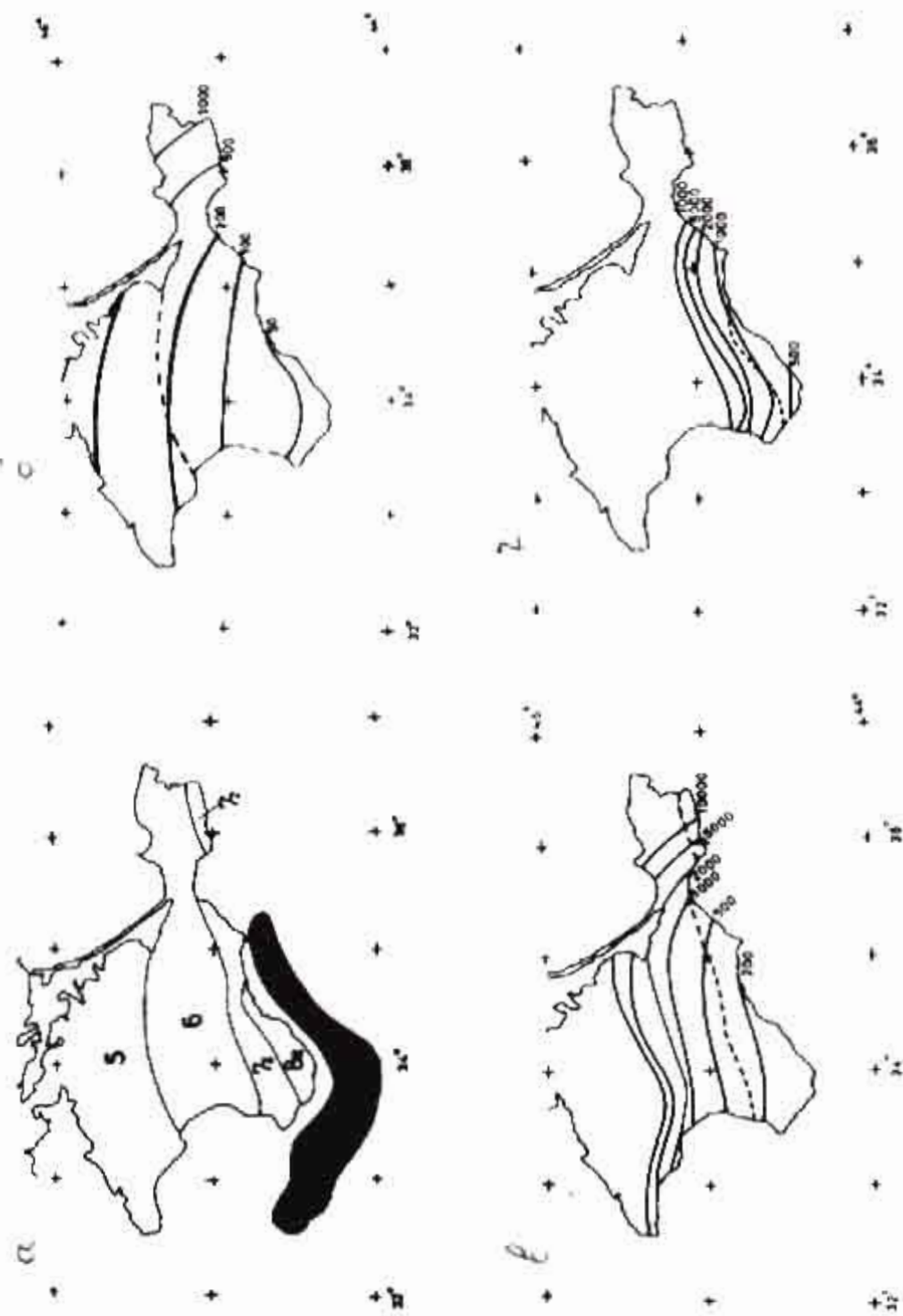


Рис. 4.7. Расчет коэффициента корреляции I для: а - карта СР-78 /43/, изданий б, в и г-го белом море; б, в, г - карты средних годовых соответствия для соответствия $I \approx 0, 7$ и 8 соответственно.

Сопоставим эти карты с картой сейсмического районирования СССР /43/. Район 6 баллов на карте сейсмического районирования близок к зоне с периодом сотрясаемости $T_6 \approx 100$ лет (рис. 4.7б). Район 7 баллов находится внутри зоны с периодом сотрясаемости $T_7 \approx 500$ лет в Крыму и $T_7 \approx 10\,000$ лет на Керченском полуострове. Район 8 баллов на карте сейсмического районирования очень близок к зоне с периодом сотрясаемости T_8 меньше 1000 лет (рис. 4.7г).

Восточный район Крыма характеризуется очень высокими значениями периодов повторения сотрясений, не соответствующими с картой сейсмического районирования.

Сопоставление этих карт с картами периодов сотрясаемости T_7 и T_8 для этого региона в /41/ указывает, что периоды повторения сотрясений на этих картах ниже периодов T_7 и T_8 в /41/. Для Восточного района Крыма существует несогласие по значениям периодов повторения сотрясений и по форме изолиний.

Причинами перечисленных несогласий являются:

- а) Наличие на восточный Крым других зон БОЗ, не учтенных при их расчете.
- б) Отличия в исходных данных, использованных для получения карт B_7 и B_8 в /41/ и использованных нами. Например, значение максимальной магнитуды в /41/ в среднем равно 6 ($K = 15$) с максимальным значением 6,7 ($K = 16$), сконцентрированным в восточной части зоны БОЗ.

Район Восточных Карпат. Сотрясаемость Мариупольского региона связана с сейсмичностью района Крыма в Галиции в основном с глубоководной зоной БОЗ, характеризующейся широкой сейсмическим полем из сильно вытянутых эллипсов. Поэтому для района Крыма была выбрана эллиптическая модель изосейст. Для получения модели изосейст переобработаны данные, представленные в работе Ралу и Апоной

129/. В этой работе даны оценки параметров A_I и B_I формулы (2.7) и отношения $(A/B)_I$ для разных интенсивностей (4, 5, 7 и 8). Для интервала магнитуд от 5 до 7,5, используя параметры A_I , B_I и $(A/B)_I$, были получены значения главной полуоси A всех эллипсов и соответствующие значения $r = \sqrt{A^2 + h^2}$ геоцентрических расстояний (при $h = 150$ км). Зависимость $I = f(M)$ представлена на рис. 4.8. Из рисунка видно, что затухание интенсивности вдоль главной полуоси может быть аппроксимировано зависимостью типа (1.5). Параметры этой зависимости были приближенно оценены: $b = 1,5$, $S = 7,4$, $C = 14,1$ и соответствующие кривые для магнитуд $M = 4,5$ и $M = 8$ на графике (рис. 4.8) показывают, что приближенный закон затухания типа (1.5) дает удовлетворительное согласие с данными, полученными по формуле (1.9), особенно при больших магнитудах. Среднее значение (A/B) равно 1,9. Главная ось направлена на С-В с углом 58° по отношению к горизонтальной оси /41/.

Подготовка исходных данных:

Район ограничен координатами $41,3^\circ - 49,6^\circ$ с.ш. и $15^\circ - 30,3^\circ$ в.д. расположен на 51 квадрате размером 50×50 км²;

Зоной ЮЗ является глубокофокусная зона района Брайча с параметрами $M_{\max} = 7,5$, $b = 0,87$, $N_0 = 0,8$, $h = 150$ /43/. Она охватывает 4 элементарных квадрата в центре карты.

Периоды повторяемости сотрясений 6, 7 и 8 баллов показаны на рис. 4.9а, б, в. Проведено сопоставление полученных карт повторяемости интенсивностей 7 баллов с картой сейсмического прогнозирования СССР /43/. Району 7 баллов на карте сейсмического прогнозирования СССР соответствует изолиния периодов сотрясаемости 100 лет в изолинии большой полуоси модели изосоист. В изолинии периодов повторяемости резко утолщаются. Таким образом, в результате получен для района 6 баллов.

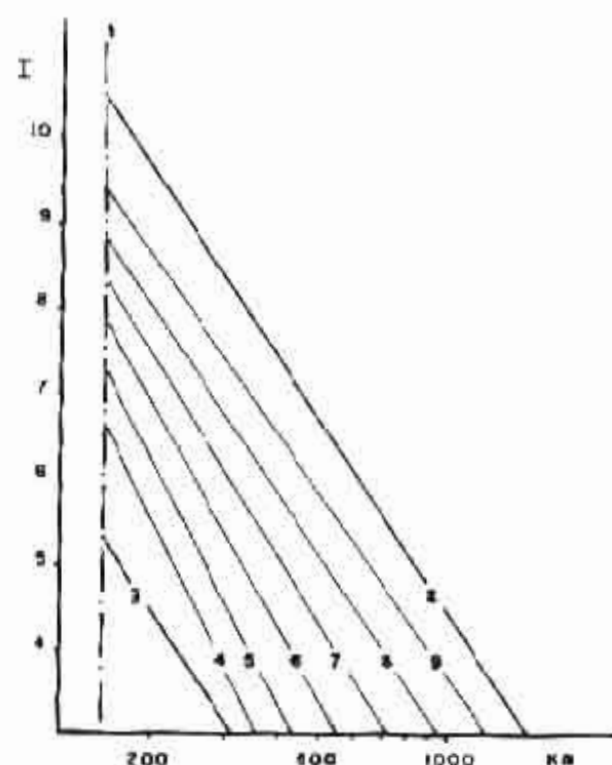


рис. 4.3. Зависимость I от параметра k для оптимального r состояния при различных значениях параметров глубины вращательных возмущений.

I — параметр энтропии ($r = h = 150$ км); \dots 3 — модель типа (4.5) ($b = 1,5$, $s = 7,4$, $c = 14,1$) для $M = 8$ (1) и $M = 4,5$ (2); 4-9 — по формуле (4.9) для $M = 5$ (4), $M = 6,5$ (5), $M = 6$ (6), $M = 6,5$ (7), $M = 7,5$ (8) и $M = 7,5$ (9); $r = \sqrt{A^2 + h^2}$ — радиус-вектор для оптимального r состояния.

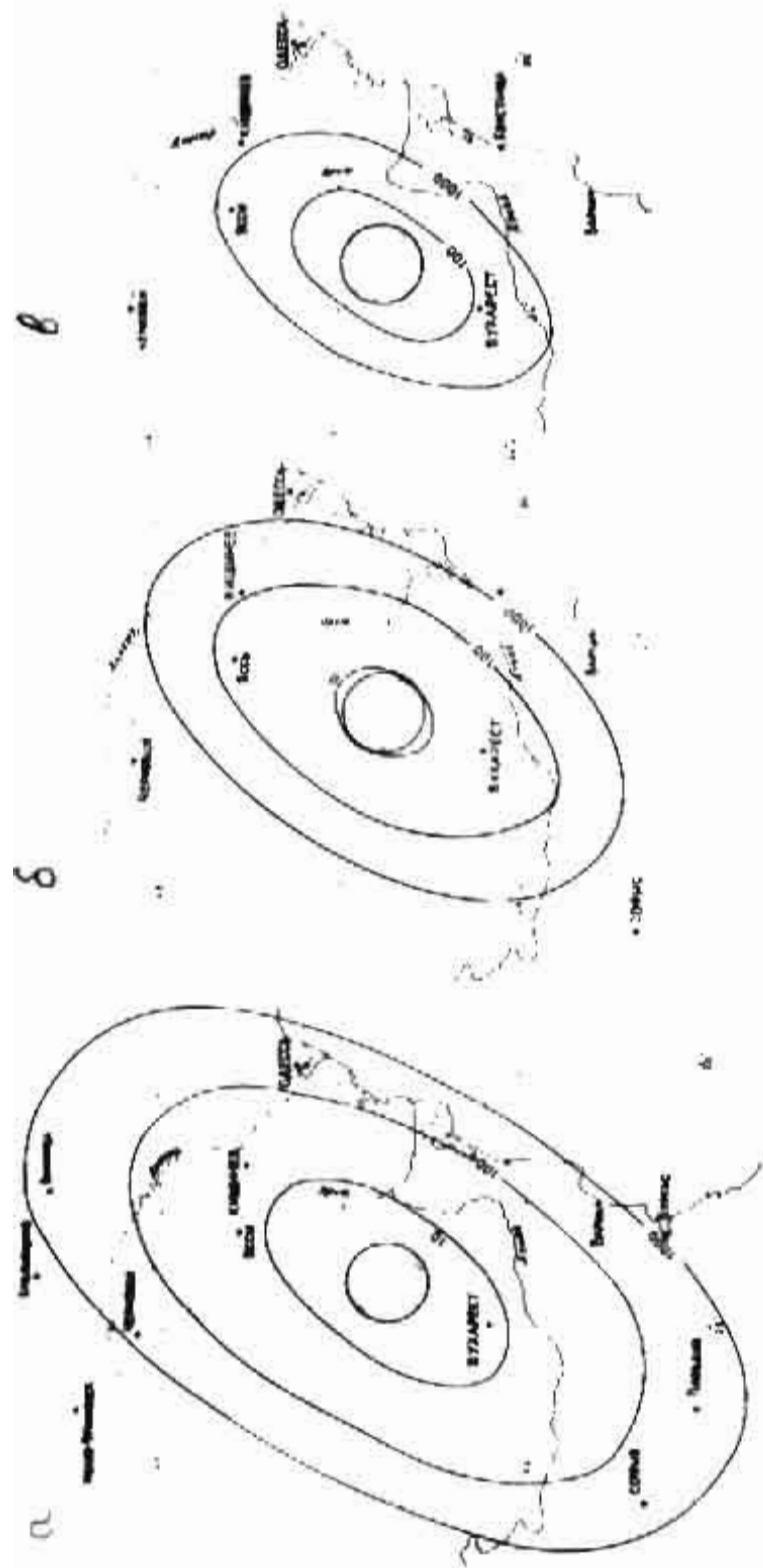


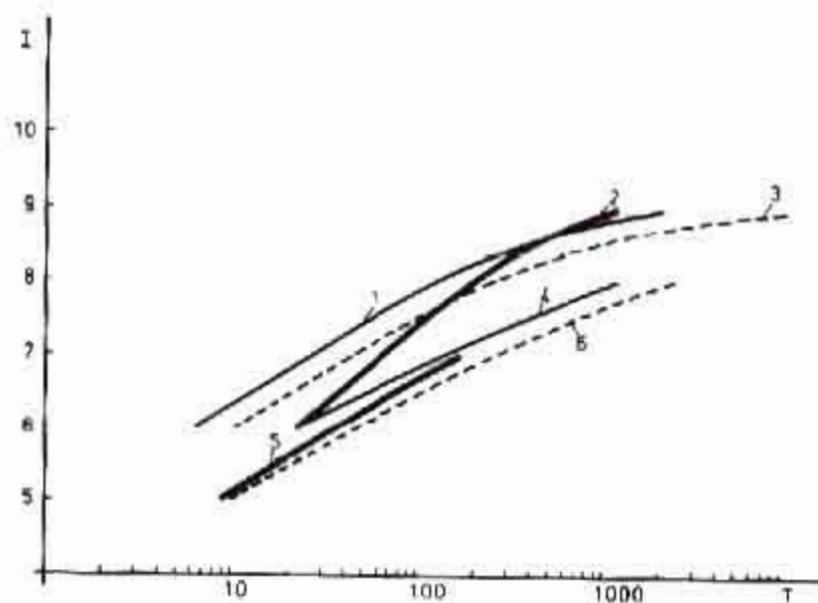
Рис. 4.9а, б, в. Изотермы месяцев май, июнь, июль Краснодарского края
 для значений индекса $I \geq 6, 7$ и 8.

Согласование карт периодов повторения интенсивностей 7 баллов карты сотрясемости B_7 по [41] показывает, что наблюдается такая форма изолиний, что объясняется тем, что в обоих случаях использованы эллиптические моды [106] ст.

Согласование результатов расчета сотрясемости с наблюдаемыми данными по повторяемости сейсмических сотрясений в Иллинойе Бухаресте. Данные по повторяемости сотрясений в городах Иллинойе Бухарест взяты из работы [16]. Расчеты сотрясемости были проведены по формулам (4.9) и (4.11). Как было отмечено в разделе 4.1, в работе даны оценки, что видно на рис. 4.10.

Оценки периодов повторения сотрясений, полученные по формуле (11), в среднем в 1,8 раза больше оценок, полученных по формуле (9). Согласно с микросейсмическими данными не позволяет выбрать одну формулу для расчета $N_I (M_I)$, так как наблюдаемая кривая для города Иллинойе лежит между двумя теоретическими кривыми, и много ближе к кривой, полученной по формуле (4.9). С другой стороны, для города Бухареста не наблюдается такого согласия. В первом случае отличается кривая, полученная с помощью формулы (11). Следует отметить, что из этих результатов не отбрасывать прежде всего использование закона затухания, который был получен только из данных, представленных в работе [1.9], и, кроме того, наблюдаемые данные о сотрясемости могут содержать ошибки. Поэтому трудно ответить на вопрос о том, какая функциональная зависимость лучше для расчета $N_I (M_I)$. Лучше использовать формулу (9), которая дает меньшие периоды повторности, как было следовало при расчете сотрясемости Крыма и Молдавии.

Таким образом очевидно, что программа SACUDIDA может успешно использоваться для расчетов сотрясемости.



Р. 4.10. Периоды сотрясаемости в городах Бухаресте (1-3) и
Киеве (4-6). Бухарест: 1 - расчетные данные по (4.9);
2 - наблюдаемые данные; 3 - расчетные данные по (4.11).
Киев: 4 - расчетные данные по (4.9); 5 - наблюдае-
мые данные; 6 - расчетные данные по (4.11).

Рис. 5. СРЕДНЯЯ СЕИЗМИЧЕСКАЯ ВОЗМОЖНОСТЬ ПОСРЕДСТВОМ

5.1. Подготовка исходных данных

Зоны I03. Было принято два варианта выделения зон I03 (рис. 4.10 и 4.11) и в ... были определены модели изосейст для разных районов Больших Антильских островов. Зона I_1 соответствует району Сантьяго-де-Куба-Гуантанамо, зона I_2 - району Милонского землетрясения 19 декабря 1976г., зона I_3 - Сегориному Ганти, зона I_4 - острову Ямайка и зона I_5 - югу острова Ганти. Для зоны I_3 не была определена модель изосейст и пришлось допустить, что модель для этой зоны такая же, как и для зоны I_1 . Различия в моделях изосейст не учтены при расчетах сеиismicности.

Параметры a , b и M_{max} были установлены в 4.1. 1 табл. и представлены ниже по зонам I03 для двух вариантов.

Следуя методике, описанной в 4.3, для проведения расчетов сеиismicности, были подготовлены исходные данные для программы SACUDIDA. Каждая зона I03 разделена на четыре подзоны в зависимости от того, какой зоной I03 в элементарных квадратах (площадь квадрата 1/4, 3/4, 1/4).

Параметры a и b графиков сеиismicности были определены для каждой зоны I03 без нормирования по площади, поэтому при расчетах по формуле (4.3) учитывался нормирующий фактор по площади.

Для расчета периодов повторения сеиismicности в городе Сантьяго-Куба использовано четыре комбинации: первый вариант выделения зон I03 (формулы (4.9) и (4.11)) и второй вариант выделения зон I03 (формулы (4.9) и (4.11)).

Результаты расчетов представлены на рис. 5.1 совместно с данными наблюдений сеиismicности. Из рис. 5.1 видно, что вариант выделения зон I03 дает периоды повторения сеиismicности больше, чем

Зона ГОЗ	Диаметры сегментов	Длина	Макс	А, км	Аз	А/В	Δэ
I	0,16	0,51	8,0 ± 0,5	30	эллиптическая	-	-
I ₁					"	1,6	
I ₂					"	1,1	
I ₃					"	1,6	
I ₄					"	1,4	
I ₅	0,36	0,56	7,5 ± 0,5	30	круглая	-	-

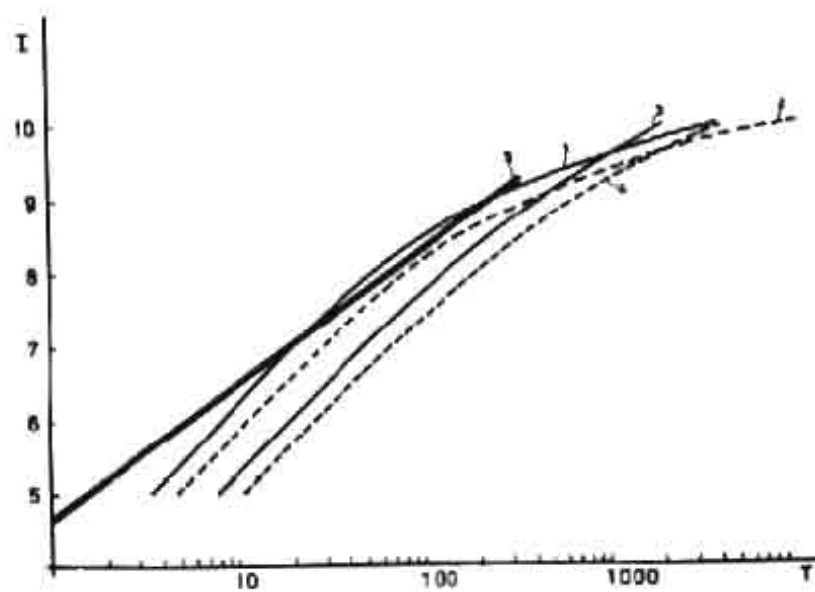
Элемент

I ₁ + I ₂	1,86	0,51	7,75 ± 0,25	30	эллиптическая	-	1,6
I ₁					"	3	"
I ₃					"	0	"
I ₄	1,08	0,57	7,5 ± 0,25	30	"	1,1	
I ₅	1,53	0,51	8,0 ± 0,25	30	"	1,4	
I ₆	1,06	0,53	7,5 ± 0,25	30	круглая	-	-
I ₇	1,07	0,58	7,5 ± 0,25	30	"	-	-

Аз - угол между нормалью к плоскости эллипса и осью эллипса.

А/В - отношение большой и малой осей эллипса.

Δэ - эксцентриситет эллипса, - средний радиус эллипса.



5.1. Сравнительные расчетых (1-4) и наблюдаемых (5) периодов повторения сотрясений в городе Сантьяго-де-Куба.

1 и 2 - вариант 1, зона ICS, 1 - расчет по формуле (4.9);

3 - расчет по формуле (4.11); 3 и 4 - вариант 1 выделения зон ICS; 5 - расчет по формуле (4.11); 4 - расчет по формуле (4.9).

параметр I и чем приближеннее значение. Ближайшее соответствие с наблюдением получается для параметра I (расчет по формуле (4.9)). Существенно отличаются расчетные значения для интенсивностей 5 и 6 баллов для $I = 10$, которое до настоящего времени не отмечалось в городе Сантьяго-де-Куба.

Стоит также сделать вывод, что для расчета сейсмостойкости объектов Кубы можно использовать параметр I и формулу (4.9) для расчета значения $N_I (M_I)$.

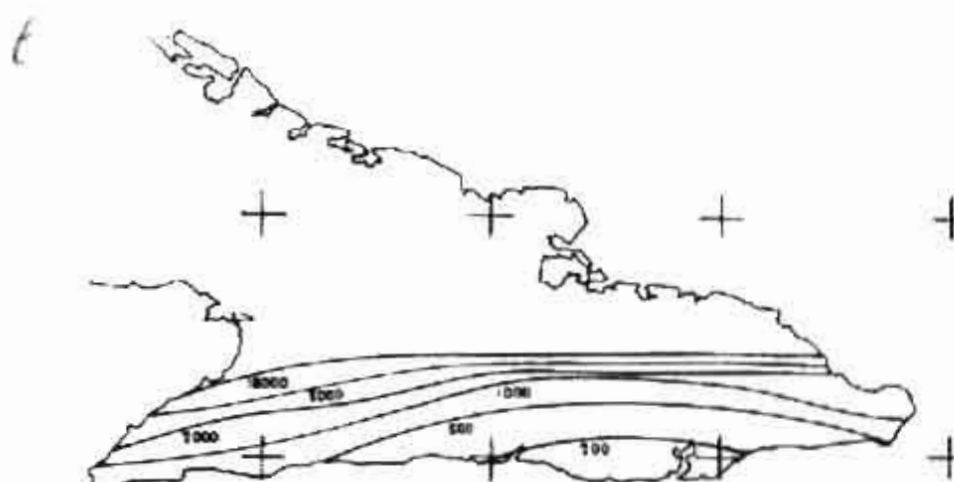
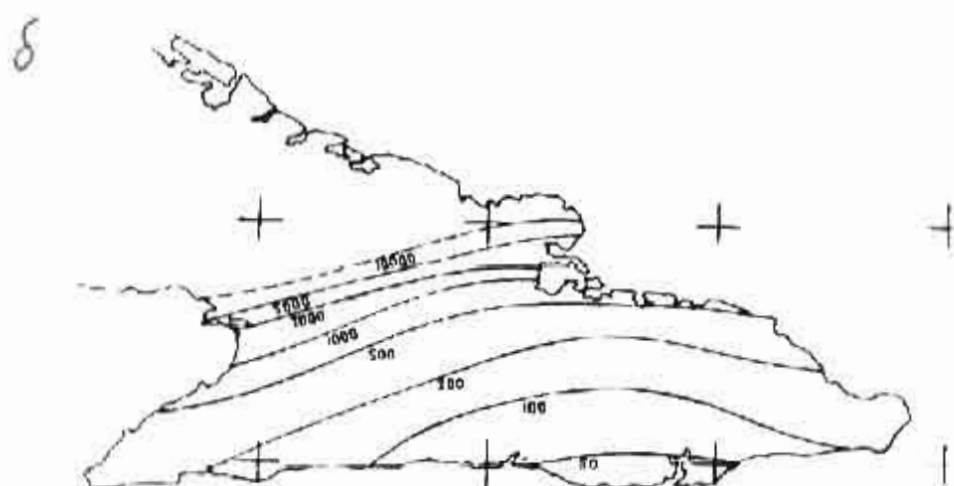
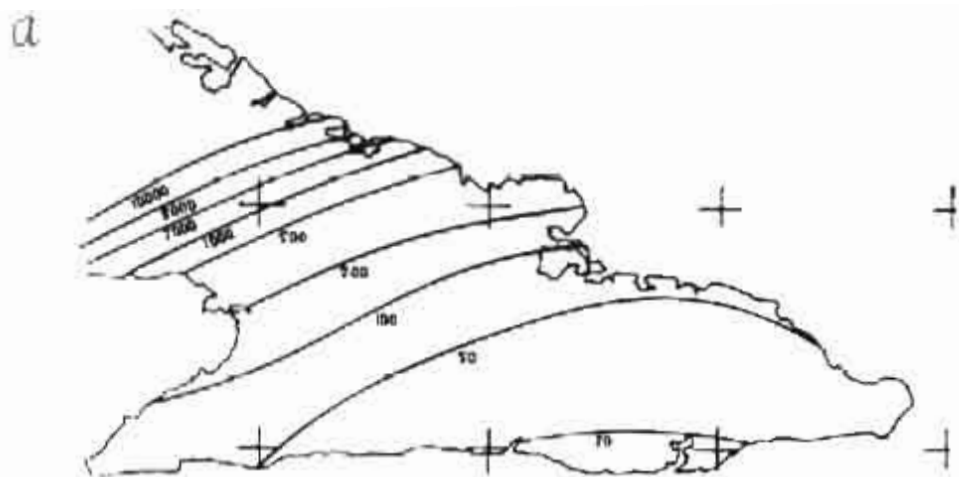
5.2. Сейсмическая опасность территории Кубы

Получены карты средних годовых сейсмической сейсмостойкости интенсивностей $I \geq 5, 6, 7, 8, 9$ и 10 ; на рис. 5.1 представлены карты $I \geq 7, 8, 9$. На основании этих карт были построены карты ожидаемых потерь для периодов $T = 10, 50, 100, 1000$ и $10\ 000$ лет. На рис. 5.2 представлены примеры $T = 100, 1000$ и $10\ 000$ лет. Прогнозируются значения периода сейсмостойкости каждого элементарного квадрата размером $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. Изображены на рис. 5.3 - 5.6, получены путем интерполяции значений, полученных на контурах изотетов.

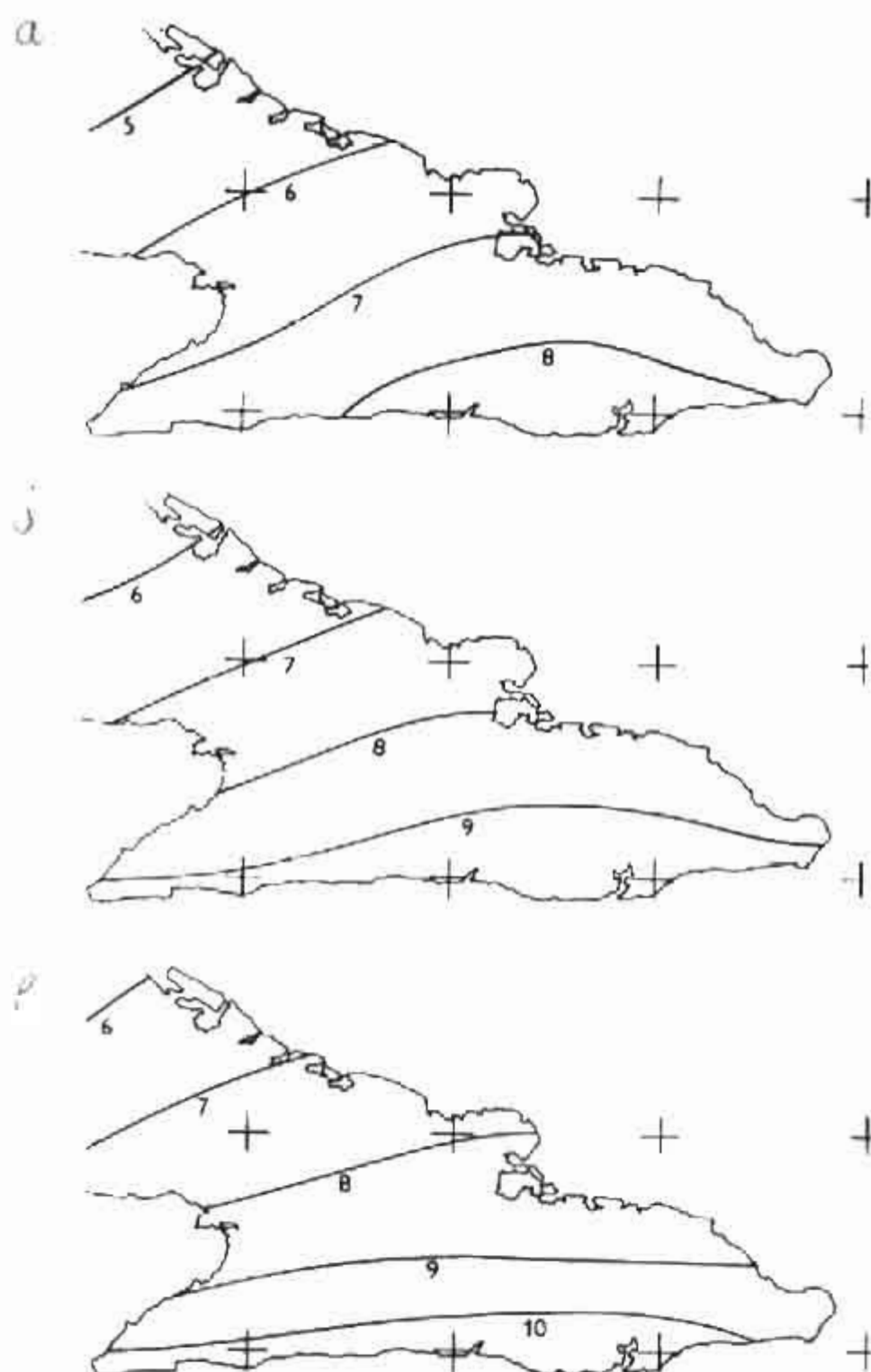
Вероятностное описание сейсмической опасности. Получены карты интенсивностей непревышения данного значения интенсивности (5, 6, 7, 8, 9, 10 баллов) для периодов времени ожидания (10, 100, 500, 1000, 10 000 лет). На рис. 5.4 представлен пример карт для интенсивностей 7, 8 и 9 баллов и периода ожидания 50 лет.

Построены карты годовых ожиданий, в течение которых с вероятностью 0,9; 0,7 или 0,5 не будет превышено данное значение интенсивности $I = 5, 6, 7, 8, 9$ и 10 . На рис. 5.5 представлен пример для $p = 0,9, I = 7, 8, 9$.

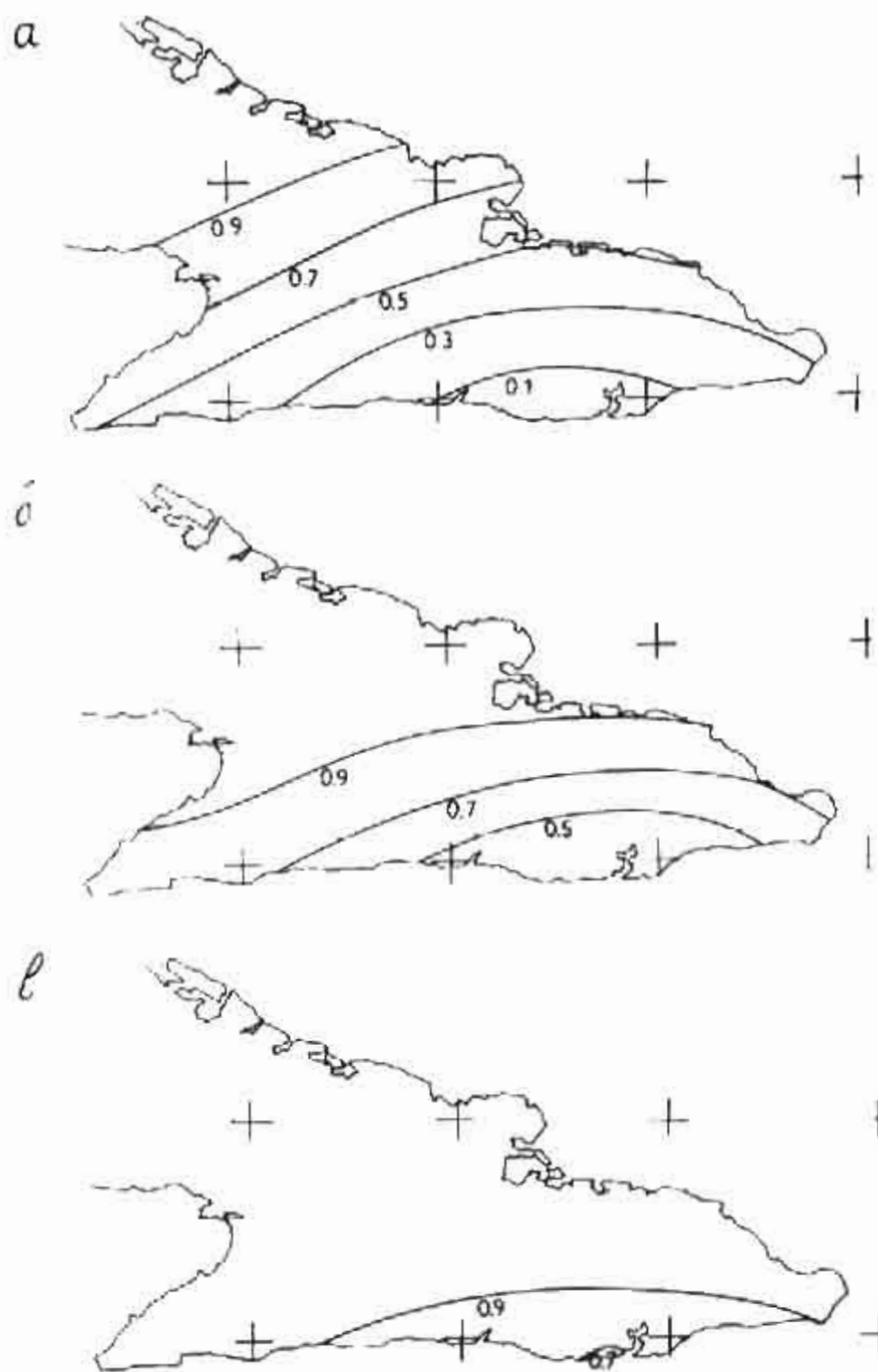
В заключение, были построены карты интенсивностей с вероятностью



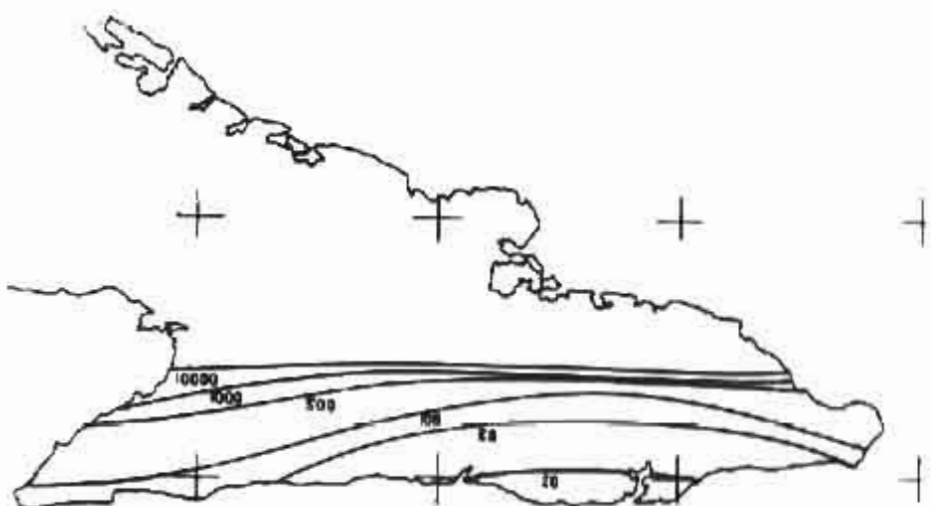
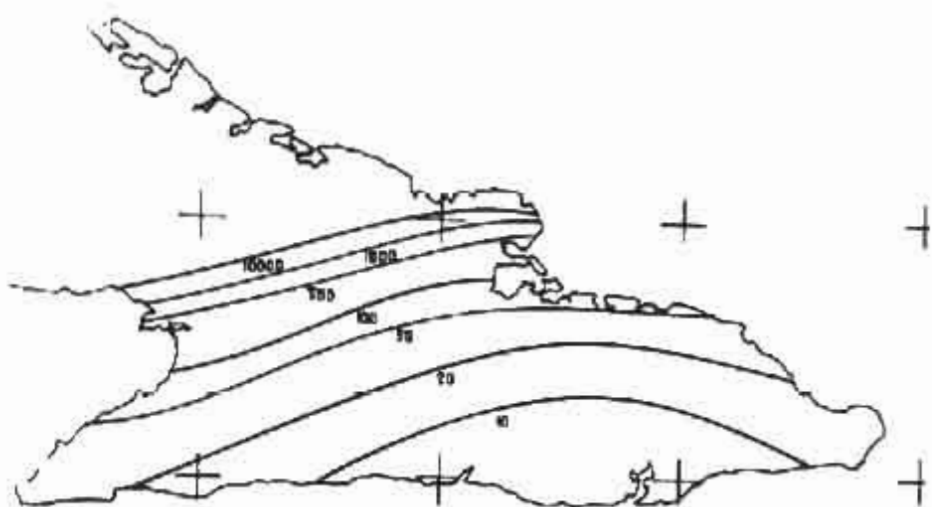
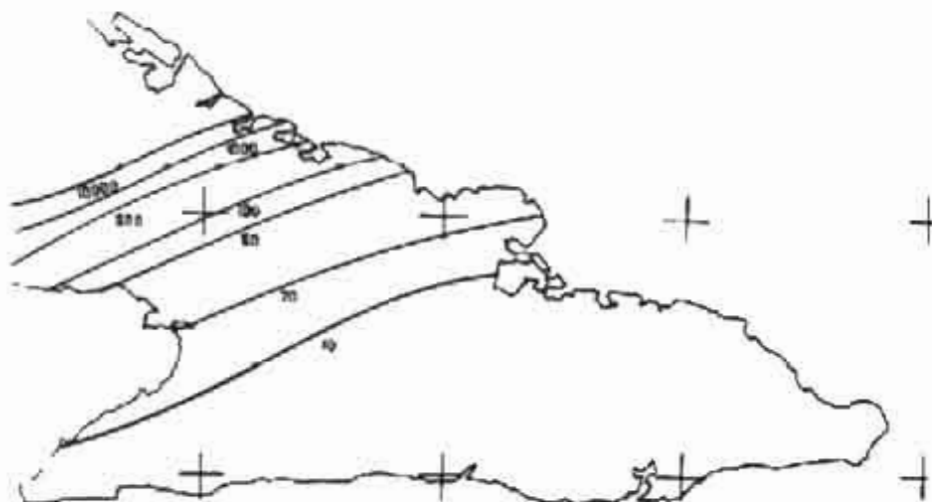
45... Карты гидрологического режима водоемов и водотоков
 большие или меньше I : а - $I \geq 7$, б - $I \geq 8$, в ($I=9$)



5.3. Карты интенсивностей I в 0 мее, отвлеченных с одним периодом отвлечен 100 (а), 1000 (б) и 1000 (в) лет.



15.4. Карта вероятностей по ряду оценок интенсивности I за период наблюдения 50 лет. а - $I = 7$, б - $I = 8$, в - $I = 9$.



Р. 5.5. Карты времени ожидания, в течение которого с вероятностью 0,9 не будет превышено значение интенсивности I : а - $I = 7$, б - $I = 8$, в - $I = 9$.

0,9; 0,7 и 0,5 не пренебрежимо для периодов ожидания 10, 100, 500, 1000, 10000 и 100000 лет. На рис. 5.5 приведен пример для $P = 0,9$ и $t = 10, 50$ и 100 лет.

Соотношение карт интенсивностей I в основе для разных периодов ожидания и карт наравнения интенсивностей I с вероятностью 0,9 для разных периодов ожидания. Данное соотношение карт интенсивностей, отечающих разным периодам ожидания сотрясений (рис. 5.3) и карт наравнения интенсивностей с вероятностью 0,9 для разных периодов ожидания (рис. 5.6) показывает близость этих карт в случае, когда $t = T/10$ (где t — время ожидания, и T — период ожидания сотрясения). Это видно из примеров, когда $T = 1000$ лет (рис. 5.5б) и $t = 100$ лет (рис. 5.6в). Это объясняется тем, что по формуле (5.14) вероятность того, что не произойдет ни одного землетрясения за период ожидания $t = 0,1T$, равна приблизительно 0,9.

Другой факт, который интересно отметить, касается разницы между картами обеих групп при $t = T$. Для малых значений параметров t, T разница между обеими картами очень большая, а по мере увеличения этих параметров разница уменьшается и можно думать, что при $t, T \rightarrow \infty$ обе карты совпадут. Это связано с экспоненциальным характером распределения интервалов времени между землетрясениями.

Для получения численных результатов обычно вероятностные оценки принимаются для $t = 10$ и $t = 50$ лет, что приблизительно соответствует средним периодам ожидания сотрясений 100 и 500 лет.

5.3. Основание устойчивости полученных оценок сотрясаемости

Постановка задачи. Необходимо доказать для расчета сотрясаемости наличие однозначности. Некоторые вопросы были решены формально, методы сопоставления результатов определены на основании большого коли-

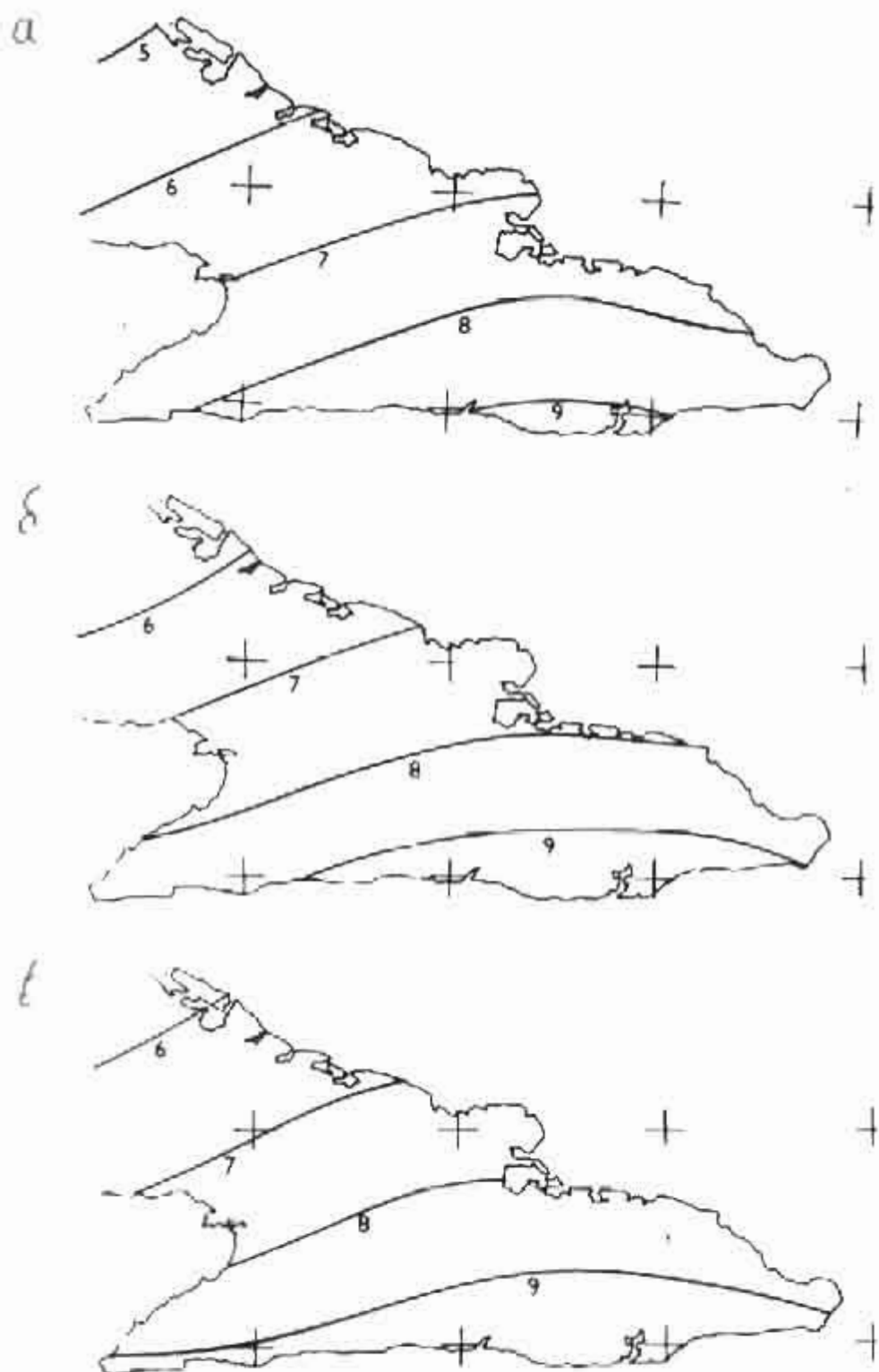


Рис. 3. Распределение фактора с вероятностью 0,5 для различных периодов времени: а - 0, б - 10, в - 100 лет.

чества данных. Таким образом, возникает вопрос, насколько устойчивы являются результаты при изменении исходных данных.

Для решения этого вопроса было исследовано влияние изменений исходных параметров в зонах I03 (I_1, I_2, I_3, I_4) на расчеты сотрясаемости в семи городах Восточной Кубы. Зоны I03 I_1, I_2 , благодаря их удаленности, не должны оказывать меньше влияния на сотрясаемость.

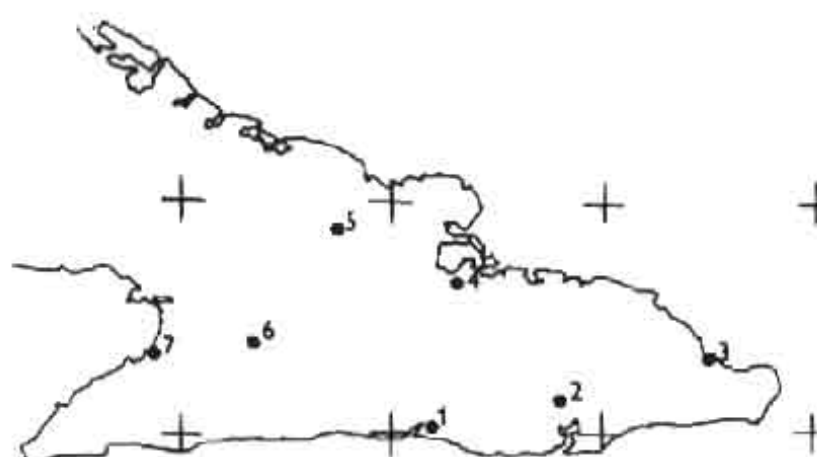
Выбраны города - Сантьяго-де-Куба, Гуантанамо, Гаракоа, Матри, Вильям, Баямо и Мансанарельо (рис. 5.7). Они расположены по всей территории Восточной Кубы.

Устойчивость была исследована при изменении следующих параметров: глубины очагов землетрясений, отношения A/B модели изосейст, M_{max} , параметр b графика повторяемости при $N_{M=5} = const.$.
Видельно было рассмотрено влияние землетрясений в разных участках зоны I03 I (I_1, I_2, I_3, I_4).

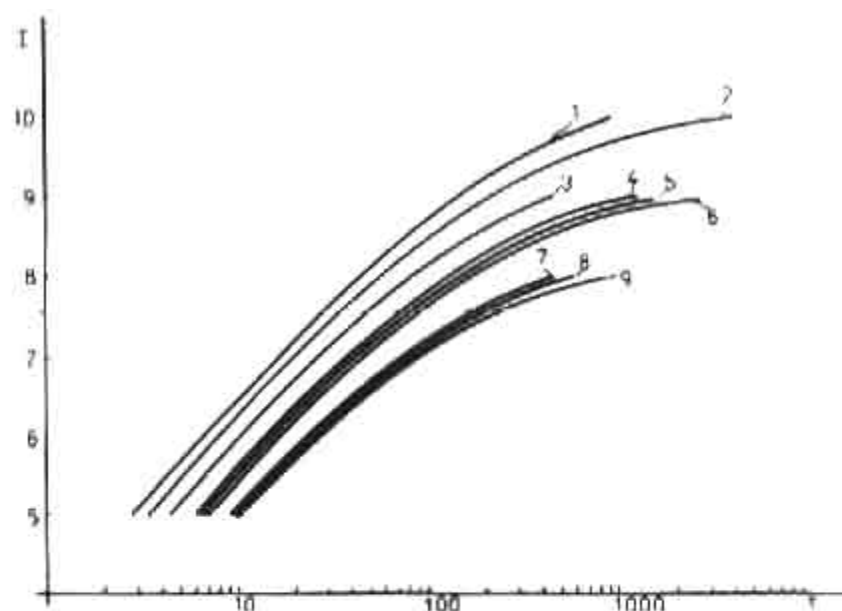
Влияние глубины. Рассчитаны периоды повторения сотрясений для случаев $h = 15, 30, 50$ км в зоне I03 I. Влияние глубины значительно чувствуется только на небольших расстояниях (города Сантьяго-де-Куба и Гуантанамо). Это ясно из формулы (5.1) наклона сейсмического поля, где склад интенсивности зависит от гипоцентрального расстояния. На рис. 5.8а представлены кривые $T(I)$ для городов Сантьяго-де-Куба, Гаракоа, Матри. На рисунке видно, что разница периодов повторения сотрясений возрастает по мере удаления от эпицентра и уменьшается по мере удаления пункта от зоны I03.

Для зон I03 I_1 и I_3 , как показали расчеты, влияние глубины на расчеты сотрясаемости оказалось незначительным.

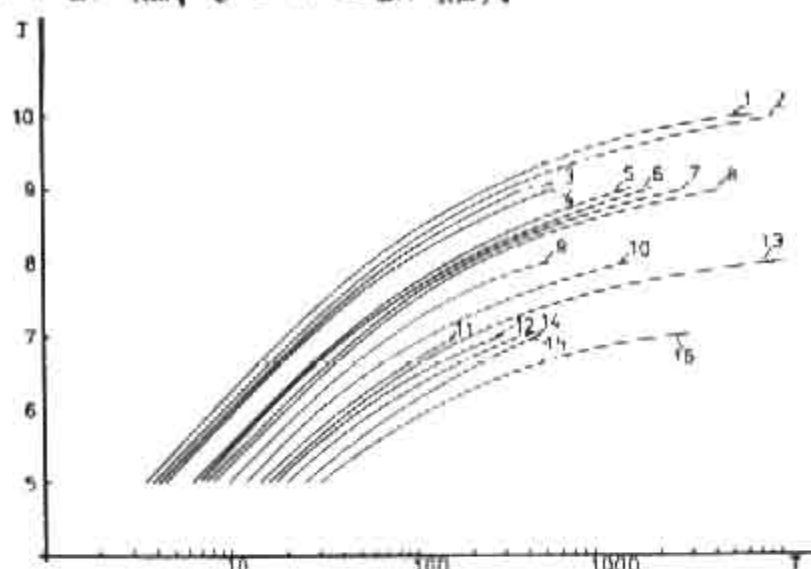
Влияние отношения A/B модели изосейст. Были рассчитаны периоды повторения сотрясений при разных значениях параметра A/B во всех зонах I03 (I_1, I_2, I_3 и I_4).



2.5.7. Города, для которых проведены оценки устойчивости расчетов сейсмостойкости: 1 - Сантьяго-де-Куба, 2 - Гуантанамо, 3 - Баракоа, 4 - Маями, 5 - Ольгин, 6 - Баямо, 7 - Мансанильо.



5.8a. Изменения $T(I)$ в зависимости от изменения глубины очага в зоне ЮЗ I_2 : Сантьяго-де-Куба (1 - $h = 15$ км, 2 - $h = 30$ км, 3 - $h = 50$ км), Баракоа (4 - $h = 15$ км, 5 - $h = 30$ км, 6 - $h = 50$ км) и Маяри (7 - $h = 15$ км, 8 - $h = 30$ км, 9 - $h = 50$ км).



5.8b. Изменения $T(I)$ в зависимости от изменения отношения A/B модели изосейст в зоне ЮЗ I_2 : Гуантанамо (1 - $A/B = 1.1$, 2 - $A/B = 1.3$, 3 - $A/B = 1.5$, 4 - $A/B = 1.7$), Баракоа (5 - $A/B = 1.1$, 6 - $A/B = 1.3$, 7 - $A/B = 1.5$, 8 - $A/B = 1.7$), Маяри (9 - $A/B = 1.1$, 10 - $A/B = 1.3$, 11 - $A/B = 1.5$, 12 - $A/B = 1.7$) и Ольгин (13 - $A/B = 1.1$, 14 - $A/B = 1.3$, 15 - $A/B = 1.5$, 16 - $A/B = 1.7$).

Для зоны I03 I₁ были рассмотрены случаи $A/B = 1,1; 1,4; 1,6; 1,8$. Влияние этого фактора является значительным только для городов Ольгин, Баяно и Мансанильо. Для зоны I03 I₂ были рассмотрены случаи $A/B = 1,1; 1,3; 1,5; 1,7$. На рис. 5.8б представлены кривые $T(I)$ для городов Гуантанамо, Баракоа, Сантьяго и Ольгин.

Для зоны I03 I₃ были проанализированы случаи $A/B = 1,4; 1,6; 1,8; 2,0$. При этом отмечается, что незначительные изменения периода повторения сотрясений в городе Баракоа означают, что влияние фактора A/B очень незначительно.

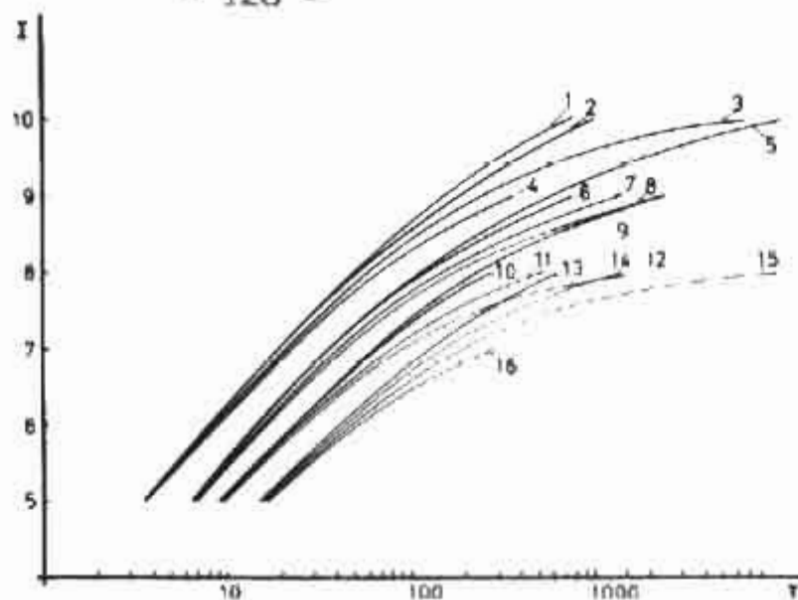
Для зоны I03 I₄ были рассмотрены случаи $A/B = 2,0; 2,4; 2,8$. При этом также отмечается незначительные изменения периода повторения сотрясений только для города Баракоа.

Влияние максимальной амплитуды. Были проведены расчеты периода повторения сотрясений при изменении $M_{max} + \Delta M_{max}$ для всех зон I03 (I₁, I₂, I₃ и I₄). Для зоны I03 I₁ были проанализированы случаи $M_{max} + \Delta M_{max} = (7,5; 7,75; 8,0; 8,25)$. Влияние этого фактора чувствуется только в городах Баяно и Мансанильо.

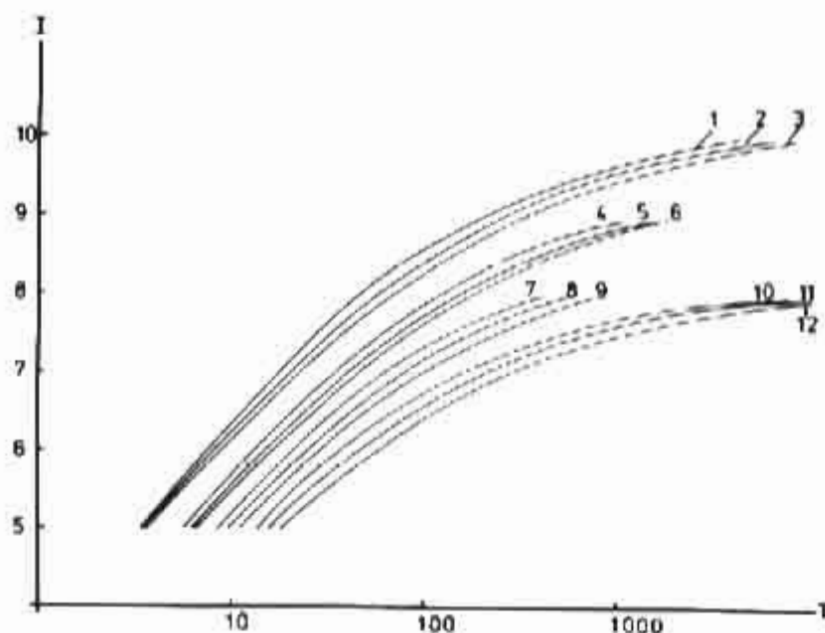
Для зоны I03 I₂ также были исследованы случаи $M_{max} + \Delta M_{max} = (7,5; 7,75; 8; 8,25)$. Его территория чувствительна к изменению этого параметра. На рис. 5.9а представлены кривые $T(I)$ для городов Гуантанамо, Баракоа, Сантьяго и Ольгин.

Для зоны I03 I₃ были учтены случаи $M_{max} + \Delta M_{max} = (7,75; 8,25)$. При этом отмечается небольшое изменение результатов только для города Баракоа. Похожая картина наблюдается при вариации M_{max} в зоне I03 I₄, для которой изучены случаи $M_{max} + \Delta M_{max} = (8; 8,25)$. Таким образом, получаем, что вариации M_{max} в зонах I₃ и I₄ почти не влияют на расчеты сейсмостойкости Восточной Кубы.

Влияние вариации параметра β при $N(M=5) = const.$ Параметры a и b графика сейсмостойкости для всех зон I03 были рассчитаны



ис. 5.9а. Изменения $T(I)$ в зависимости от изменения максимальной магнитуды $M' = M_{\max} + \Delta M_{\max}$ в зоне $103 I_2$:
 Гуантанамо (1 - $M' = 8,25$; 2 - $M' = 8$; 3 - $M' = 7,75$;
 4 - $M' = 7,5$); Баракоа (5 - $M' = 8,25$; 6 - $M' = 8$; 7 -
 $M' = 7,75$; 8 - $M' = 7,5$); Маяри (9 - $M' = 8,25$; 10 -
 $M' = 8$; 11 - $M' = 7,75$; 12 - $M' = 7,5$); Сльгин (13 -
 $M' = 8,25$; 14 - $M' = 8$; 15 - $M' = 7,75$; 16 - $M' = 7,5$).



ис. 5.9б. Изменения $T(I)$ в зависимости от изменения параметра графика повторяемости в зоне $103 I_2$: Гуантанамо (1 - $b = 0,47$; 2 - $b = 0,52$; 3 - $b = 0,57$); Баракоа (4 - $b = 0,47$; 5 - $b = 0,52$; 6 - $b = 0,57$); Маяри (7 - $b = 0,47$; 8 - $b = 0,52$; 9 - $b = 0,57$); Сльгин (10 - $b = 0,47$; 11 - $b = 0,52$; 12 - $b = 0,57$).

при условии $M_0 = 0$ в формуле (4.5). Поэтому, чтобы учитывать вариации параметра β при $N (M = 5) = \text{const.}$, придется пересчитать параметр a в соответствующее значение a' по формуле

$$a' = a - 5(\beta - \beta') \quad (5.1)$$

где a, β - старые значения параметров, и a', β' - новые их значения.

Для всех зон БОЗ были учтены 3 варианта ($\beta = 0,05, \beta, \beta + 0,05$).

Влияние изменения параметра β в зоне БОЗ I_4 почти не отмечается по всему региону. С другой стороны, изменение параметра β в зоне БОЗ $I_1 + I_3$ влияет на оценки сотрясаемости городов Баямо и Мансанильо; для остальных городов влияние незначительно.

Изменение параметра β в зоне БОЗ I_1 отмечается в периодах повторения сотрясаемости во всех городах. На рис. 5.96 представлены соответствующие кривые для городов Гуантанамо, Барекоса, Маями, Ольгин, Баямо и Мансанильо.

Обсуждение результатов. Из всего представленного материала ясно, что главную роль в оценке периодов повторения сотрясений БОЗ Губы играет зона БОЗ I_1 . Периоды повторения сотрясений во всех городах сильно зависят от выбора характеристик землетрясений этой зоне: глубины очага, вытянутости эллипсов модели изосейст, максимальной магнитуды и параметра β графика повторяемости. Это объясняется тем, что зона БОЗ I_1 наиболее активна и расположена приблизительно в центре региона.

Изменения параметров остальных зон, как правило, влияют только местах, расположенных непосредственно вблизи этих зон БОЗ. Отмечается влияние зоны БОЗ I_1 и в меньшей мере - зон БОЗ I_3 и I_4 .

Следует отметить разный характер влияния вариаций рассмотренных

факторов. Глубина влияет только на сотрясаемость участков, очень близких к зонам 103. Натянутость эллипсоидов имеет большее влияние в удаленных зонах (вырастает направление основных структур). Выбор M_{max} и параметра b при анализе повторяемости влияет на оценку сотрясаемости по всему району.

В общем случае при уменьшении глубины, параметра b и отношения A/B отмечается повышение периодов повторения сотрясений. С другой стороны, понижение этих периодов отмечается при увеличении M_{max} . Вариации параметров влияют не только на оценку периодов повторяемости, но и на оценку максимальной интенсивности.

Имея в виду качество использованных материалов для геофизической работы, можно отметить, что в будущем надо продолжать изучение сейсмичности исследуемой территории в целях уточнения исходных данных для оценки сейсмической опасности. Результаты, полученные в этой работе, являются первыми приближением, они должны быть уточнены последующими исследованиями.

ВЫВОДЫ

Изучена сейсмичность Восточной Кубы. Рассмотрено пространственно-временное распределение гипоцентров землетрясений, механизм очагов, затухание макросейсмической интенсивности, графики повторяемости землетрясений. Проведены расчеты сейсмической сотрясаемости, исследования на устойчивость расчетов сотрясаемости.

Основные результаты состоят в следующем:

1. Составлен каталог землетрясений района, ограниченного координатами $16^{\circ}-14^{\circ}$ с.ш. и $71^{\circ}-81^{\circ}$ в.д., с 1551г по 1981г. В тех случаях, когда не было инструментальных данных, координаты и магнитуда были определены по макросейсмическим данным с помощью модели изосейст. По данным каталога построены карты эпицентров землетрясений.

2. Составлены карты изосейст 18 землетрясений, и на их основе разработана теоретическая модель эллиптических изосейст. Определены параметры моделей для разных участков Больших Антильских островов.

3. Выделены зоны КОЗ в районе Восточной Кубы. Для каждой зоны КОЗ определены значения M_{max} и параметры сейсмического режима (a и b).

4. Предложена формула для расчетов многократной повторяемости землетрясений, соответствующая графику повторяемости землетрясений с изгибом в области больших магнитуд.

5. Построены графики периодов повторения сотрясений с интенсивностью 5 и более баллов в городе Сантьяго-де-Куба. Рассмотрены интервалы времени между последующими сотрясениями с интенсивностью 5 баллов и более. Они подчиняются экспоненциальному закону распределения, что соответствует пуассоновскому процессу возникновения землетрясений.

6. Написана программа для расчетов сотрясаемости. Для расчетов используется карта зон 103 с параметрами a , b и M_{max} , эллиптические модели изосейст, данные о накопленной повторяемости землетрясений. Программа позволяет рассчитывать средние параметры сотрясаемости и вероятность превышения заданных значений интенсивности для различных интервалов времени ожидания (10, 50, 100, 500, 1000 и 10 000 лет).

7. Рассчитана сотрясаемость Крайя и Колумбии по составленной программе. Получилось удовлетворительное согласие с картой сейсмического районирования СССР.

8. Проведены расчеты сейсмической сотрясаемости Восточной Кубы. Построены карты предельных периодов повторения сотрясений для разных интенсивностей, карты вероятностей превышения заданного значения интенсивности I для разных периодов ожидания.

9. Для Восточной Кубы главную опасность представляет зона 03, расположенная непосредственно к югу от острова между городами Сантьяго-де-Куба и Гуантанамо.

10. Исследована устойчивость полученных оценок периодов повторения сотрясений в 7 городах Восточной Кубы при вариациях исходных данных.

Изменение глубины существенно влияет на сейсмическую сотрясаемость только в районах, очень близких к зонам 103; вытянутость эллипсов моделей изосейст приводит к уменьшению сейсмической сотрясаемости в удаленных зонах, расположенных вкост направления основных структур; изменения параметра b графика повторяемости или M_{max} на сотрясаемость всего региона; влияние этих факторов приводит не только к изменению периодов повторения сотрясений, иногда происходит повышение или понижение значений максимально возможной интенсивности.

Диссертация является первой попыткой количественных оценок

сейсмической сотрясаемости на Кубе. В ней рассмотрена только сравнительно высокоактивная часть Восточной Кубы. Остальная территория Кубы характеризуется наличием малоактивных сейсмических зон, для которых неприменима методика, использованная в диссертации. Решение этого сложного вопроса требует проведения специальных исследований, которые выходят за рамки настоящей работы.

Литература

1. Андреев А.И., Ушаков С.А. Гравиметрическая карта восточных топографо-изостатических аномалий Карибского моря. 1:4 000 000. АН УССР, морской гидрофизический институт, Лосифовский государственный университет, Сопотомоль, 1977.
2. Альварес Л. Общая геодинамическая ситуация района Кубы. - В кн.: Исследование сейсмичности малоактивных сейсмических зон (Центральная Куба). М.: Наука, 1983, с. 32-35.
3. Альварес Л., Буна Л.И. Оценка сейсмической опасности для юго-восточной части Кубы. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 10, с. 54-67.
4. Альварес Л., Годзиковская А.А., Раутман Т.Г. Сейсмичность и сейсмический режим Кубы и прилегающих акваторий. - В кн.: Исследование сейсмичности малоактивных сейсмических зон (Центральная Куба). М.: Наука, 1983, с. 57-80.
5. Альварес Л., Раутман Т.Г., Чуй Т. Особенности микросейсмического поля и оценка возможных микросейсмических эффектов на площадке. - В кн.: Исследование сейсмичности малоактивных сейсмических зон (Центральная Куба). М.: Наука, 1983, с. 88-96.
6. Альварес Л., Менендес Л. Сейсмичность Кубы. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 1, с. 75-78.
7. Альварес Л., Штейнберг Е.Е., Гленико П. и др. Сейсмические условия Сантьяго-де-Куба. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 5, с. 81-86.
8. Давыдов И.В., Кропид Т.Л. Модель изосейст Кавказа. - В кн.: Интерпретация данных сейсмологии и неотектоники. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1975, вып. 8, с. 38-54.
9. Раутман Т.Л., Давыдов И.В., Кейлис-Борок Л.И. и др. Массовое определение механизмов очагов землетрясений на ЗЕМ. - В

- ки.: Теория и анализ сейсмологических наблюдений. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1979, вып. 12, с. 45-58.
10. Атлас Мира/ Отв. ред. А.Н.Бараков. М.: Главное управление геодезии и картографии МГД СССР, 1954.
11. Белоусов Т.Н., Крестников Б.Н., Лебалин Н.В. Изделение сейсмических зон Центральной Кубы и оценка их максимальной магнитуды. - В кн.: Исследование сейсмичности малоактивных сейсмических зон (Центральная Куба). М.: Наука, 1983, с. 81-85.
12. Большов Л.Н., Смирнов Н.Е. Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1965, 464 с.
13. Бунэ В.И. Использование материалов о сильных землетрясениях ($K \geq 12$) для оценок средних периодов повторяемости сотрясений в сейсмоактивных зонах СССР. В кн.: Сейсмические исследования для строительства. Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1971, вып. 14, с. 79-84.
14. Бунэ В.И., Лычев Л.Т., Гитис Б.Г., Миронов М.А. Применение метода аппроксимации интервальных экспертных оценок к построению карты землетрясений Болгарии. - *Geologica Balcanica*, 1982, vol. 12, N 2, p. 49-70.
15. Бунэ В.И., Пересов М.М., Ризвиченко Л.В. Сейсмический режим. - В кн.: Методы детального изучения сейсмичности. Тр. МЭЗ АН СССР, 1960, № 9 (176), с. 191-146.
16. Гельфанд Н.М., Губерман Ш.А., Лойлис-Борок Л.К. и др. Условия возникновения сильных землетрясений (Калифорния и некоторые другие регионы). - В кн.: Исследование сейсмичности и модели Земли. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1976, вып. 9, с. 3-91.
17. Дротя А.Б., Степаненко Н.Н. Влияние ошибок в исходных параметрах на конечный результат расчета сотрясаемости. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972, № 5, с. 60-64.

18. Исследование сейсмичности малоактивных сейсмических зон (Центральная Куба) /Ред. В.М. Фрейд и И.В. Шебалин. М.: Наука, 1983, 136 с.
19. Геленкина Т.С., Кейлис-Борок Л.М., Ишаренко В.Ф., Кятецки-Паширо И.И. Определение механизма землетрясений на цифровой электронной вычислительной машине. - В кн.: Алгоритмы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1971, вып. 5, с. 3-7.
20. Канторович Л.Л., Молчан Г.М., Вилькович Е.Л. и др. Статистические вопросы оценки поверхностных эффектов, связанных с сейсмичностью. - В кн.: Алгоритмы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1971, вып. 5, с. 80-128.
21. Кануто М., Кейлис-Борок Л.М., Кронрод Т.Л. и др. Сейсмический риск на территории Центральной Италии. - В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1973, вып. 6, с. 64-106.
22. Канторович Л.Л., Кейлис-Борок Л.М., Молчан Г.М. Сейсмический риск и принципы сейсмического районирования. - В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1973, вып. 6, с. 3-10.
23. Кейлис-Борок Л.М., Кронрод Т.Л., Молчан Г.М. Алгоритм для оценки сейсмического риска. - В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1973, вып. 6, с. 41-43.
24. Котан Л.А., Марикова Т.Л. Об оценке M_{\max} с помощью некоторых вероятностных определений экстремальных величин. - В кн.: Поиск предвестников землетрясений на геофизических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 131-139.
25. Захарова А.Н. Расчет параметров сейсмического режима на ЭЭМ. Ташкент: ФАН, 1974, 145 с.

6. Молчан Г.М., Подгаецкая В.М. Параметры глобальной сейсмичности. - В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1973, вып. 6, с. 44-56.
7. Нерсесов И.Л., Нурмагамбетов А., Садыков А. Детальное изучение сейсмического режима Казахстана и прилегающих территорий. Алма-Ата: Наука, 1981, 159 с.
8. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г./Отв. ред. Н.Б. Кондорская и Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977, 636 с.
9. Раутиан Т.Г. О классификации землетрясений по одной станции и об унификации магнитудных оценок. - В кн.: Исследование сейсмичности маловедомых сейсмических зон (Центральная Куба). М.: Наука, 1983, с. 48-52.
10. Рейснер Г.И. Геоморфические методы оценки сейсмической опасности. М.: Недра, 1980, 173 с.
11. Ризниченко Е.Б. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности. - Изв. АН СССР, Сер. геофизическая, 1964, № 7, с. 969-977.
12. Ризниченко Е.Б. От активности очагов землетрясений к сотрясаемости земной поверхности. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1965, № II, с. I-II.
13. Ризниченко Е.Б. Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей области. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1966, № 5, с. 16-32.
14. Ризниченко Е.Б. Макросейсмическая палетка. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 10, с. 21-30.
15. Ризниченко Е.Б., Друмя А.В., Стопаненко Н.Я. Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. Кишинев: Штиинца, 1976, 118 с.

36. Ризниченко Ю.В., Друмя А.Б., Степаненко П.Я., Симонова Н.А. Сейсмичность и сейсмическая опасность Карпатского региона. - В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 и его последствия. М.: Наука, 1980, с. 46-85.
37. Ризниченко Ю.В., Захарова А.И., Сейдузова С.С. Исследование точности расчета сейсмической сотрясаемости. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 6, с. 10-19.
38. Рябухин А.Г. Особенности современной структуры Карибского региона. - Бюл. Моск. О-ва испытателей природы. Отд. Геол., 1983, т. 58, вып. 1, с. 22-34.
39. Рябухин А.Г., Чехович В.Д., Зоненшайн Л.П., Хаин В.Е. Эволюция Мексиканско-Карибского региона (опыт анализа о позиции тектоники плит). - Геотектоника, 1963, № 6, с. 73-92.
40. Сейдузова С.С., Захарова А.И. Программа расчета карт сейсмической сотрясаемости. - В кн.: Изучение сейсмической опасности. Ташкент: ФАН, 1971, с. 21-28.
41. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР/Отв. ред. Ю.В. Ризниченко. М.: Наука, 1979, 192 с.
42. Сейсмическое районирование СССР/Отв. ред. С.В. Медведев. М.: Наука, 1968, 476 с.
43. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г./Отв. ред. В.И. Бунэ и Г.П. Горшков. М.: Наука, 1980, 308 с.
44. Ушаков С.А., Авдеев А.И., Галушкин Ю.И., Дубинин Е.Н. Нарушения изостазии литосферы Карибского региона и геодинамический анализ их природы. - В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 63-77.
45. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. - В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 121-150.

46. Ледотов С.А., Лункина Л.С. Сейсмическая активность Камчат-
ки. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 3, с. 3-19.
47. Погодин Н.П. Методы использования сейсмо-сейсмологических
данных при сейсмическом зонировании. - В кн.: Сейсмическое
зонирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 36-111.
48. Acharya N. K. Regional variations in the rupture length-
magnitude relationships and their dynamical significance.
- Bull. Seism. Soc. Amer., 1979, vol. 69, N 6, p. 2063-
2064.
49. Algermissen S.T., Dewey J.W., Langer C.J., Drillinger W.H.
The Managua, Nicaragua, earthquake of December 23, 1972:
location, focal mechanism and intensity distribution.-
Bull. Seism. Soc. Amer., 1974, vol. 64, N 4, p. 993-1004.
50. Algermissen S.T., Perkins D.M. A technique for seismic
zoning: general considerations and parameters.- In: Con-
tributions to Seismic Zoning. NOAA technical report ERL
267- ERL 30. Boulder, Colo., May 1973, p. 1-15

51. Algermissen S.T., Perkins D.M., Isherwood W., Gordon O., Reagon G., Howard C. Seismic risk evaluation of the Balkan region.- In: Proceedings of the Seminar on Seismic Zoning Maps, Skopje, 27 October- 4 November 1975. UN+SCO, Skopje, 1976, vol. II, p. 171-240.
52. Alvarez H. Intensidad sísmica de Cuba.- In: Atlas Nacional de Cuba. La Habana, 1970, p. 20.
53. Alvarez H. Some aspects of the earthquake occurrence to the southeast of Cuba.- Phys. Earth and Planet. Int., 1974, vol. 9, N 3, p. 193-198.
54. Alvarez L. Dispersión de la velocidad de grupo de las ondas de Rayleigh en la región del Caribe.- Inf. Científico-Técnico N 5, Inst. Geofísica y Astronomía. La Habana, ACC, 1977, 11p.
55. Alvarez L. Estimación de la peligrosidad sísmica para la ciudad de Santiago de Cuba.- Inv. Sism. en Cuba, 1983, N 4, p. 87-123.
56. Alvarez L., Serrano M., Rubio M., Chuy T., González B. El terremoto del 19 de febrero de 1976. Pílon, región oriental de Cuba.- Inv. Sism. en Cuba, 1984, N 5, p. 5-60.
57. Avendano León J.E. Focal process of the Bucaramanga and Caracas earthquakes of July, 1967.- Ind. Stud. Part. Int. Inst. Seism. Earthq. Eng., 1982, vol. 18, p.23-129.
58. Bonneton J.R., Scheidegger A.F. Relations between fracture patterns seismicity and plate motions in the Lesser Antilles.- J. Struct. Geol., 1981, vol. 3, N 4, p. 359-369.

59. Bracey D.R., Vogt P.R. Plate tectonics in the Hispaniola area.- Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, N 9, p. 2855-2860.
60. Bracey D.R., Vogt P.R. Plate tectonics in the Hispaniola area: Reply.- Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, N 4, p. 1127-1128.
61. British Association for the Advancement of Science, Portsmouth Meeting, 1911. Sixteenth Report on Seismological Investigations. XII. Seismic Activity, 1899-1903, inclusive. London, 1911, p. 26-36.
62. Bune V.I., Katrikh I.R. Data on probability of earthquakes in the map of seismic zoning.- In: Proceedings of the Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Liblice, 17-22 Oct. 1977. Praha: Academia, 1978, p. 279-294.
63. Carr M.J., Stoiber R.E. Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America.- Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, vol. 88, N 1, p. 151-156.
64. Cornell C.A. Engineering seismic risk analysis.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1968, vol. 58, N 5, p. 1583-1606.
65. Cosentino P. Earthquake risk: point estimates and confidence intervals.- Pub. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., 1980, A-9(135), p. 7-14.
66. Cosentino P., Ficarra V., Luzio D. Truncated exponential frequency-magnitude relationship in earthquake statistics. - Bull. Seism. Soc. Amer., 1977, vol. 67, N 6, p. 1615-1623.

67. Cosentino P., Luzio D. The seismic statistical parameters in the world-wide seismic regions in the hypothesis of a maximum possible magnitude.- Pub. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., 1977, A-5(116), p. 211-220.
68. Chuy T. Actividad sísmica de la provincia Holguín.- Inv. Sism. en Cuba, 1982, N 2, p. 20-45.
69. Chuy T. Datos macrosísmicos de las Antillas Mayores.- In: I Seminario-Taller sobre Desastres Naturales, UNDRO, 3-6 sept. 1984, Resúmenes, La Habana, 1984, p. 50-51-
70. Chuy T., Alvarez L. Catálogo de terremotos fuertes (I-VII, MSK-1978) de las Antillas Mayores.- In: Resúmenes, IV Jornada Científica, IGA. La Habana, ACC, 1984, p. 77.
71. Chuy T., Vorobiova F. González B.F., Alvarez L., Perez E.R., Serrano M., Cotilla M., Portuondo O. El sismo del 16 de diciembre de 1982. Torriente- Jagüey Grande.- In: Inv. Sism. en Cuba, 1983, N 3, 43 p.
72. Chuy T., González B., Alvarez L. Sobre la peligrosidad sísmica en Cuba.- Inv. Sism. en Cuba, 1983, N 4, p. 37-52.
73. Chuy T., González B.F., Alvarez L. Campo macrosísmico de los terremotos de la zona de La Hispaniola.- In: Resúmenes, IV Jornada Científica, IGA. La Habana, ACC, 1984, p. 78.
74. Chuy T., González B.F., Escalona S. Información macrosísmica de las provincias de Villa Clara, Cienfuegos y Sancti Spiritus.- Inv. Sism. en Cuba, 1980, N 1, p. 33-57.
75. Chuy T., González B.F., Vorobiova F. Sismicidad del territorio de las provincias de Camagüey y Ciego de Avila, Cuba.- Inv. Sism. en Cuba, 1984, N 5, p. 61-94.

76. Chuy T., Pino O. Datos macrosismicos de los terremotos en la provincia Santiago de Cuba.- Inv. Sism. en Cuba, 1982, N 2, p. 47-136.
77. Chuy T., Rodríguez E. La actividad sísmica de Cuba por datos históricos.- Inv. Sism. en Cuba, 1980, N 1, p. 5-15.
78. Dean B.W., Drake Ch.L. Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle-America arc.- J. Geology, 1978, vol. 86, N 1, p.111-128.
79. Dewey J.W. Seismicity and tectonics of Western Venezuela. - Bull. Seism. Soc. Amer., 1972, vol. 62, N 6, p. 1711-1751.
80. Esteve L. Seismicity.- In: Seismic risk and engineering decisions. Amsterdam; Oxford; New York. Elsevier, 1976, p. 179-222.
81. Fiedler G.B. La liberación de energía en Venezuela, volúmenes sísmicos y mapa de isosistas.- In. Memoria IV Congreso Geológico Venezolano. Caracas, 1972, Tomo IV, p. 2441-2462.
82. Flynn F.A., Engdahl P.R., Hill A.A. Seismic and geographical regionalization.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1974, vol. 64, N 3, Part II, p.771-992.
83. Fournier d'Albe E.M. The UNESCO program on the assessment and mitigation of earthquake risk.- In: Proceedings of the Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic risk, Ablice, 17-22 Oct. 1977. Praha; Academia, 1978, p. 15-23.

84. Frankel A. Precursors to a magnitude 4.8 earthquake in the Virgin Islands: spatial clustering of small earthquakes, anomalous focal mechanism and earthquake doublets.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1982, vol. 72, N 4, p. 1277-1294.
85. Gardner J.K., Knopoff L. Is the sequence of earthquakes in Southern California with aftershocks removed Poissonian? .- Bull. Seism. Soc. Amer., 1974, vol. 64, N 5, p. 1363-1367.
86. Grandori E., Scirocco F. A discussion of seismic risk including precursors.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1980, vol. 70, N 6, p. 2245-2251.
87. Gupta I.N., Nuttli O.W. Spatial attenuation of intensities for Central U.S. earthquakes.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1976, vol. 66, N 3, p. 743-751.
88. Gutenberg B. Great earthquakes 1896-1903.- Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, vol. 37, N 5, p. 608-614.
89. Gutenberg B., Richter Ch.F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. New Jersey: Princeton, 1954, 310p.
90. Gutiérrez Lanza M. Conferencias de sismología publicadas en la Academia de Ciencias de La Habana. Habana: Lloredo, 1974, 160p.
91. Hagiwara Y. A stochastic model of earthquake occurrence and the accompanying horizontal land deformation.- Tectonophysics, 1975, vol. 26, N 1/2, p. 91-101.

92. Hays W.W. Procedures for estimating earthquakes ground motions. Geological Survey Professional Paper 1114. Washington: U.S. Government Printing Office, 1980, 78p.
93. Holcombe T.L., Vogt P.R., Mathews J.F., Murchison R.R. Evidence for sea-floor spreading in the Cayman Trough.- Earth Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 20, N 3, p.357-371.
94. Howell B.F., Schultz T.R. Attenuation of Modified Mercalli intensity with distance from the epicenter.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1975, vol. 65, N 3, p. 651-666.
95. Hsu-Lin L., Kanamori H. Determination of source parameters of mid-plate earthquakes from the waveforms of body waves. - Bull. Seism. Soc. Amer., 1980, vol. 70, N 6, p. 1989-2004.
96. International Seismological Centre. Bulletin (1964-1980). Newbury, U.K., 1966-1983.
97. International Seismological Centre. Regional Catalogue of earthquakes (1964-1980). Newbury, U.K., 1966-1983.
98. International Seismological Summary, 1912-1963. Richmond, Surrey: Kew observatory, 1918-1970.
99. John N. Source parameters of the northeast coast Venezuelan event of september 20, 1968.- Seism. Dpt. Uppsala, Sweden, Report N 2-81, 1981, 25p.
100. Jordan T.H. The present day motions of the Caribbean plate. - J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 32, p. 4433-4439.

101. Joyner W.B., Boore D.M. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records for the 1979 Imperial Valley, California, earthquake.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1980, vol. 71, N 6, p. 2011-2038.
102. Kafka A.L., Weidner D.J. The focal mechanism and depths of small earthquakes determined from Rayleigh wave radiation patterns.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1979, vol. 69, N 5, p. 1379-1390.
103. Kafka A.L., Weidner D.J. Earthquake focal mechanism and tectonic processes along the southern boundary of the Caribbean plate.- J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B4, p. 2877-2888.
104. Kanamori H., Abe K. Reevaluation of the turn-of-the-century seismicity peak.- J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B11, p. 6131-6139.
105. Kanamori H., Stewart G.S. Seismological aspects of the Guatemala earthquake of Feb. 4, 1976.- J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N B7, p. 3427-3434.
106. Kelleher J., Sykes L., Oliver L. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 14, p. 2547-2565.
107. Kiremidjian A.S., Sutch P., Shah H.C. Seismic hazard analysis of Honduras. The John A. Blume Earthquake Engineering Center, Dept. of Civil Engineering, Stanford University. Stanford, CA, 1979.

108. Langer C. J., Bollinger G.A. Secondary faulting near the terminus of a seismogenic strike-slip fault: aftershocks of the 1976 Guatemala earthquake.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1979, vol. 69, N 2, p. 427-444.
109. McCann W.R., Dewey J.W., Murphy A.J., Harding S.T. A large normal-fault earthquake in the overriding wedge of the Lesser Antilles subduction zone: the earthquake of 8 october, 1974.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1982, vol. 72, N 6, p. 2267-2283.
110. McCann W., Nishenko S., Sykes L., Krause J. Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major plate boundaries.- Pure and Applied Geophysics, 1979, vol. 117, N 6, p. 1082-1147.
111. McDonald K.C., Holcombe T.L. Inversion of magnetic anomalies and sea floor spreading in the Cayman Trough.- Earth Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 40, N 3, p. 407-414.
112. McGuire R. Effects of uncertainty in seismicity on estimates of seismic hazard for the east coast of the United States. - Bull. Seism. Soc. Amer., 1977, vol. 67, N 3, p. 827-848.
113. Mendiguren J.A. Focal mechanism and pressure axis direction in Central America.- Bull. Int. Inst. Seism. and Earthq. Eng., 1966, vol. 3, p. 1-20.
114. Molnar P., Sykes L.R. Tectonics of the Caribbean and Middle America from focal mechanism and seismicity.- Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 80, N 9, p. 1639-1684.

15. Molnar P., Sykes L.R. Plate tectonics in the Hispaniola area: Discussion.- Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, N 4, p. 1123-1126.
16. Morgat C.P., Shah H.C. A Bayesian model for seismic hazard mapping.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1979, vol. 69, N 4, p. 1237-1251.
17. Murphy J.R., O'Brien L.J. Analysis of a world-wide strong motion data sample to develop an improved correlation between peak acceleration seismic intensity and other physical parameters. U.S. Nuclear Regulatory Commission, NUREG-0402. Springfield, Virginia, 1978, 110p.
18. Patwardhan A. S., Kulkarni R.B., Tocher D. A semi-Markov model for characterizing recurrence of great earthquakes. - Bull. Seism. Soc. Amer., 1980, vol. 70, N 1, p. 323-347.
19. Pennington W.P. Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of north western South-America.- J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B11, p. 10753-10770.
20. Pereira J. The Jamaican earthquake of February 26, 1978.- J. Scientific Res. Council, 1978, vol. 5, N 1, p. 8-23.
21. Pereira J.A., Gay D. An engineering risk analysis for Jamaica and Trinidad. First Caribbean Earthq. Eng. Conf., Trinidad, 1978, 13p.
22. Pérez O.J., Aggarwal Y.P. Present day tectonics of the Southern Caribbean and Northeastern Venezuela.- J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B11, p. 10791-10804

123. Perkins D.M. Acceleration hazard map sensitivity to input seismic parameters.- *Boll. geofis. teor. ed applic.*, 1978, vol. XX, N 78, p. 188-196.
124. Plafker G. Tectonic significance of surface faulting related to the 4 february 1976 Guatemala earthquake.- In: *Símpoio Internacional sobre el Terremoto de Guatemala del 4 de febrero de 1976 y el Proceso de Reconstrucción. Memorias. Guatemala*, 1977, 20p.
125. Poey A. Tableau chronologique des tremblements de terre ressentis a L'ile de Cuba de 1551 á 1855. Paris: A. Bertrand, 1855, 26p.
126. Poey A. Supplément au tableau chronologique des tremblements de terre ressentis a L'ile de Cuba de 1551 á 1855. Paris: A. Bertrand, 1855, 42p.
27. Poey A. Catalogue chronologique des tremblements de terre ressentis dans les Indes Occidentales de 1530 á 1857, accompagné d'une revue bibliographique contenant tous les travaux relatifs aux tremblement de terre des Antilles.- *Annuaire de la Société Météorologique de France*, 1857, t. 5, partie 2, p. 89-127.
8. Preliminary determination of epicenters, monthly listing, 1967-1981. Washington, U.S. Depart. of Interior, USCGS-N 13, 1967-1982.
9. Radu C., Apopei I. Macroseismic field of the Romanian earthquakes.- In: *Proceedings of the Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Iiblice, 17-22 Oct. 1977. Praha: Academia*, 1978, p.1993-208.

30. Reyes L. Sismicidad y riesgo sísmico de la Hispaniola, Jamaica y Puerto Rico.- Boletín IMMF, 1977, Año XV, N 59-60.
31. Rial J.A. The Caracas, Venezuela, earthquake of July 1967. A multiple-source event.- J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N B11, p. 5405-5419.
32. Riznichenko Yu. V. On quantitative determination and mapping of seismic activity.- Ann. geofis., 1959, vol. 12, N 1, p. 222-237.
33. Richter Ch.F. Seismic regionalization.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1959, vol. 49, N 2, p. 123-162.
34. Schenková, Z., Karnick V. The third asymptotic distribution of largest magnitudes in the Balkan earthquake provinces. - Pure and Appl. Geophys., 1978, vol. 116, N 6, p. 1314-1325.
35. Serrano M. Alvarez L. Desarrollo de la sismología instrumental en Cuba.- Inv. Sism. en Cuba, 1983, N 4, p. 5-20.
36. Shepherd J.B., Aspinall W.P. Seismicity and seismic intensities in Jamaica, West Indies: a problem in risk assessment.- Earthq. Eng. Struct. Dyn., 1980, vol. 8, N 4, p. 315-335.
37. Shepherd J.B., Aspinall W.P. Seismicity and earthquake hazard in Trinidad and Tobago.- Earthq. Eng. and Struct. Dyn., 1983, vol. 11, N 2, p. 229-250.
38. Singh S. K., Bazan E., Esteva L. Expected earthquake magnitude from a fault.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1980, vol. 70, N 3, p. 903-914.

139. Stauder W., Bollinger G.A. The S-wave project for focal mechanism studies.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1964, vol. 54, N 6, p. 2199-2206.
140. Stein S., Engeln J.F., Wiens D.A. Subduction seismicity in the Lesser Antilles arc.- J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, N B10, p. 8642-8664.
141. Sykes L.R., Ewing M. The seismicity of the Caribbean region. - J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 20, p. 5065-5074.
142. Sykes L.R., Sbar M.L. Focal mechanism solution of intra-plate earthquakes and stresses in the lithosphere.- In: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area. Hingham, Mass.: D. Reidel, 1974, p. 207-224.
143. Sykes L.R., McCann W.R., Kafka A.L. Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements.- J. Geophys. Res., vol. 87, N B13, p. 10656-10676.
144. Tomblin J., Robson G.R. Catalogue of felt earthquakes for Jamaica with references to other islands of the Greater Antilles, 1524-1971. Mines and Geol. Div., Jamaica, Spec. Pub. N 2, 1977, 243p.
145. Toppezzada T.R. Earthquake magnitude as a function of intensity data in California and Western Nevada.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1975, vol. 65, N 5, p. 1223-1238.
146. Trifunac M.V., Brady A.G. On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of ground motion records.- Bull. Seism. Soc. Amer., 1975, vol. 65, N 1, p. 139-162.

147. Tsai Y.B., Aki K. Precise focal depth determination from amplitude spectra of surface waves.- J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 29, p. 5729-5743.
148. Utsu T. Aftershocks and earthquake statistics (III). Analysis of the distribution of earthquake in magnitude, time and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence (1).- J. of the Faculty of Science, Hokkaido Univ., Series(VII), 1971, vol. 3, N 5, p. 379-441.
149. Vines B., Salterain P. Excursión a Vuelta Abajo de Vines y Pedro Salterain con ocasión de los fuertes temblores de tierra ocurridos en la noche del 22 al 23 de enero de 1880. La Habana. La Voz de Cuba, 1880, 68p.
150. Wickens A.J., Hodson J.H. Computer re-evaluation of earthquake mechanism solution 1922-1962.- Pub. of the Dominion Obs., Ottawa, Canada, 1967, vol. XXXIII, N 1, 560p.

Приложение I

Каталог землетрясений региона, ограниченного координатами 16° – 24° ш. и 71° – 81° з.д.

Дата год, мес. чис.	Время ч. м.		Эпицентр φ°_N λ°_W		Глубина очага	Магнитуды M_{LN} m_{PV}		I_{max}	Источ- ники
	1	2	3	4		6	7	8	
55I			(19,9)	(76,6)		(7,0)		8	72
578 УШ			(19,9)	(76,0)		(6,75)		8	76
580			(19,9)	(76,0)		(5,75)		7	76
624 X			(19,9)	(76,6)		(6,25)		7	72
667			(17,8)	(77,0)		(6,75)		8	144
675 II II			(19,9)	(76,0)		(5,75)		7	76
678 II II	14	00	(19,9)	(76,0)		(6,75)		8	76
682			(19,9)	(76,0)		(5,75)		7	72
687 II I7	13	00	(17,8)	(77,0)		(4,75)		6	144
688 III OI			(17,8)	(76,8)		(5,5)		7	144
692 VI 07	16	40	(17,8)	(76,8)		(7,5)		10	144
701 XI 09			(18,7)	(72,8)	(30)	(6,1)		7	*
761 IX 16	03	00	(18,6)	(72,3)	(30)	(6,8)		9	*
761 XI 21	13	00	(18,6)	(72,3)	(30)	(6,5)		8	*
763			(18,5)	(71,3)	(30)	(5,2)		6	*
764			(18,5)	(71,3)	(30)	(5,0)		6	*
765			(18,5)	(71,3)	(30)	(5,0)		6	*
77 XII 14	16	15	(19,9)	(76,0)		(5,25)		6	*
78 УП II			(19,9)	(76,0)		(6,75)		8	*
79 XI 08			(17,8)	(76,8)		(4,5)		6	144
79			(19,9)	(76,0)		(5,75)		7	*
79 VI 30			(18,5)	(71,3)	(30)	(5,2)		6	*
79 VI 12	04	45	(19,9)	(76,1)		(7,5)		9	76
79 VI 04	00	15	(18,6)	(72,6)	(30)	(7,5)		9	*

1	2	3	4	5	6	7	8	9
1771	IX 03 13 00	(17,8)	(70,7)		(5,5)	7	I44	
1775	II	(19,3)	(76,0)	(30)	(5,75)	7	76	
1785	VII 9	(18,6)	(7,4)	(30)	(4,8)	6	*	
1787	IX-X	(17,8)	(76,8)	(30)	(4,5)	6	I44	
1811	XI II 10 00	(17,8)	(77,0)		(5,0)	8	I44	
1818	XII 6 II 00	(17,8)	(76,7)		(4,5)	6	I44	
1824	IV II 03 00	(17,8)	(76,7)		(5,5)	7	I44	
1826	VIII 18 05 40	(18,5)	(73,0)		(5,0)	6	*	
1826	IX 18 09 00	(19,9)	(76,1)		(5,75)	7	*	
1829	II 17 09 30	(17,8)	(76,7)		(4,5)	6	I44	
1839	XI 5	(18,5)	(75,0)		(5,75)	7	I44	
1842	Y 07 12 15	(20,0)	(7,2)	(60)	(8,2)	10	*	
1842	VIII 07 II 45	(19,9)	(76,0)		(6,0)	7	76	
1851	VIII 07 12 15	(19,3)	(79,5)		(7,7)	5	72,73,74, 76,I44	
1851	VIII 10 13 36	(19,9)	(75,9)		(7,3)	9	76	
1851	XI 16 08 15	(19,3)	(70,2)		(6,5)	8	76	
188 I	18 09 45	(19,9)	(76,0)		(6,5)	7	*	
188 I	18 11 45	(18,0)	(76,8)		(4,2)	6	I44	
188 II		(19,9)	(76,0)		(4,75)	6	76	
190 IV	09 03 30	(18,6)	(73,2)	(50)	(6,7)	8	*	
197 XI	12 06 10	(17,8)	(77,0)		(5,5)	7	I44	
190 IX	II 14 00	(19,9)	(75,8)		(4,75)	6	76	
193 III	03 13 30	(17,8)	(77,3)	(10)	(4,5)	6	I44	
193 VI	11 19 43	(18,5)	(78,0)		(5,0)	6	I44	
197 III	18 06 00	(17,8)	(76,8)		(4,5)	6	I44	
191 VI	17	(18,6)	(7,4)	(30)	(5,5)	7	*	
196 VI	04 00 07	(17,8)	(77,3)		(5,0)	6	I44	
197 IX	13 II 55	(19,7)	(73,8)	(30)	(7,3)	9	*	

I	2	3	4	5	6	7	8	9
88 II 27	02 16	(17,8)	(77,3)		(5,0)	6		144
88 IV 14	18 00	(17,8)	(76,0)	(10)	(4,5)	6		144
84 I 09	05 00	(19,9)	(76,0)		(5,0)	6		76
86 IV 11	09 25	(18,5)	(77,5)		(5,0)	6		144
86 I 29	03 30	(18,4)	(77,4)		(4,75)	6		144
87 XI 29	11 32	(20,1)	(71,2)	(50)	(7,5)	9		
83 VII 16		20,0	72,0					136
8 IX 19	07 30	(19,9)	(75,8)		(4,75)	6		76
8 IX 22	07 40	(19,9)	(75,8)		(5,4)	7		76
8 I 31	14 24	(21,8)	(80,1)	(10)	(4,3)	6		144
8 X 13	21 30	(19,9)	(75,8)		(4,75)	6		74
8 II 27	18 40	(18,0)	(76,8)		(5,4)	7		144
8 VI 22	06 40	(19,9)	(76,0)		(5,7)	7		76
I 14	20 29	(18,4)	(76,8)		(6,6)	9	3,	144
III 22	23 12	(17,8)	(77,2)	30)	(4,75)	6		144
IV 13	12 08	(18,4)	(76,2)		(4,5)	6		144
VI 13	06 18	(17,5)	(76,6)		(4,5)	6		144
I 02	13 09	(18,6)	(77,6)	(20)	(4,7)	6		144
II 07	16 05	(18,2)	(76,0)		(4,0)	6		144
I 24		(21,8)	(80,1)	(10)	(4,3)	6		74
III 02	16 09	(17,8)	(76,6)		(4,0)	6		144
II 28	04 50	(21,3)	(76,2)		(6,2)	7		68.*
III 03	11 25	18,5	76,5	20)	6,6	7		89
III 19	15 46	(18,0)	(76,2)		(4,5)	6		144
I 14	07 15	(18,0)	(77,1)	(30)	(4,75)	6		144
III 25	04 50	(19,9)	(76,3)		(6,0)	7		76
II 11	11 37	(18,0)	(77,0)	(10)	(4,5)	6		144
I 30	08 34	(18,0)	(77,0)	(10)	(4,5)	6		144
x 06 10 16		{ 17,0 10,-	76,5 (11,7)		7,0 (7,2)	8-7		89

				2	3	4	5	6	7	8
II	I8	II	22	(18,5)	(76,9)			(4,75)	6	144
II	20	I9	29	I9,0	80,0			7,4	5	89, 98
I	I6	I3	27	I9,0	80,0					98
VII	08	I0	48	20,0	78,0					98
XI	25	I8	I7	(18,1)	(77,1)			(4,75)	6	144
XI	03	08	37	I9,5	73,5			6,0		89
I	30	20	54	20,0	77,5			5,6		89
V	27	I0	I3	I7,5	72,5			(5,7)	7	98,*
VIII	03	II	30	(20,4)	(77,1)	(10)		(4,5)	7	72
III	06	04	00	(19,9)	(76,0)			(4,75)	6	73
I	I7	I2	00	(19,9)	(75,8)			(5,4)	7	144
III	21	15 ²⁵	25 ³⁵	(17,9)	(77,2)			(5,0)	6	144
VII	27	20	45	(17,8)	(77,4)			(5,0)	6	144
II	03	06	I6	I9,7	75,5			6,75	8	89, 98
II	03	09	I6	I9,7	75,5					98
VI	06	09	I2	I9,6	76,5				6	76, 98
VI	06	II	50	I9,6	76,5			6,0		89, 98
VII	06	I5	07	I9,3	73,4			5,6	7	89, 98
VI	29	I3	47	(18,0)	(76,4)			(4,5)	6	144
II	I2	04	30	(19,9)	(75,8)			(4,75)	6	76
VII	I0	01	02	I9,0	80,5			(5,6)		89
X	05	22	I5	(19,9)	(75,8)			(4,8)	6	76
XII	I3	20	00	(19,8)	(76,2)			(4,8)	6	144
XI	I0	I5	23	20,75	74,0			5,6		89
VII	II	07	00	(21,8)	(80,1)	(10)		(4,3)	6	76
VII	I5	03	52	22,5	79,25			5,6	7	89
XI	07	I5	43	I8,0	72,5			5,6		89
VI	30	I6	05	I9,4	75,1			(5,6)	6	76, 98
IX	22			(19,8)	(76,2)			(4,9)	6	76

		2	3	4	5	6	7	8	9
I	27	23 05	18,73	73,25					I28
IV	07	23 29	17,75	78,5		7,1		6	89,11
IV	08	03 47	18,0	79,0					I28
IV	08	10 06	17,5	78,5		5,6			89
IV	24	01 04	17,5	78,0		5,6		4	89,11
IV	27	05 34	17,75	79,5		5,6		5	89, 11
II	09	10 19	19,5	73,0		5,6			89
VII	15	12 ²⁵ 23	17,0	76,0	10	(5,0)		6-7	98, 11
VII	29	02 50	(21,8)	(80,2)	(10)	(4,5)		6	74
V	21	17 07	19,5	71,0					I28
V	24	01 30	19,5	71,0					I28
VI	07	06 28	(18,5)	(72,0)					I28
I	11	21 08	18,5	76,5		(5,0)		6	98, 11
III	25	08 47	19,75	74,75		6,0			89
IV	26	04 10	19,8	75,9		(4,7)		6	76
VIII	07	00 40	19,75	75,2	50	(6,3)		7	89, 11
XI	23	06 14	19,5	78,5					I28
VI	15	22 55	(19,9)	(75,8)		(4,75)		6	78
V	13	10 00	19,68	75,46	55	4,0		6	I41,76
VE	02	03 11	17,0	75,0					98
VII	27	01 32	17,88	71,04	0				I41
I	06	15 48	18,51	71,64	0				I41
X	13	20 52	19,36	73,16	12				I41
I	28	04 29	18,51	73,52	24	5,9		8	I41, 11
XI	14	05 16	20,29	72,92	0				I41
I	25	19 47	18,47	73,42	0	5,7		8	I41, 11
II	26	16 09	18,5	73,31	0	4,9			I41
VI	13	16 59	19,95	75,51	0	4,0			I41
II	08	02 15	19,77	71,24	13	3,8			I41

1	2	3	4	5	6	7	8
5 IV	24	12 45	19,28	74,14	8	4,2	I42
6 VI	09	09 56	20,01	72,98	54	6,4	I41
6 VII	01	20 28	19,04	71,04	28	4,2	I42
6 X	01	18 04	18,28	76,95	50	4,0	I41
6 X	25	10 15	(18,3)	(77,5)	(10)	(4,0)	I44
7 II	02	00 27	18,35	78,11	0	6,75	I47
7 III	16	12 46	19,88	75,07	0	4,3	I41
7 IV	14	08 24	19,97	72,91	0		I47
8 I	07	23 45	(18,2)	(77,7)	(10)	(3,5)	I44
8 III	13	15 33	18,26	77,74	47		I47
8 V	31	05 36	19,11	80,97		4,0	93, :
8 X	08	15 55	19,02	73,36	15	3,9	I41
8 XII	19	13 46	19,58	71,58	24	4,1	I41
9 I	19	06 07	19,95	71,47	0		I41
9 II	22	00 10	(19,9)	(75,9)	(10)	(4,0)	70
9 IV	20	05 47	20,5	72,13	0	6,8	I26,
9 VII	19	05 47	(20,9)	(77,3)	(10)	(3,7)	73
9 II	22	21 14	18,1	71,4	17	5,5	I21
9 V	23	12 09	20,0	73,5	33	4,6	I23
9 VI	18	13 09	18,3	71,0	33	4,0	I23
9 I	22	21 28	19,0	73,1	19	3,8	I23
9 IV	25	21 29	19,8	71,2	35	4,3	I23
9 VII	08	20 06	18,0	74,0	10	5,1	I23
9 VII	09	23 26	17,5	73,7	33	5,1	I23
9 V	21	07 23	19,7	71,6	33	4,2	I23
9 VI	12	10 31	20,0	72,7	33	4,6	I23
9 I	16	09 20 ³⁷	(18,5)	(77,9)	(10)	(4,0)	I30
9 XI	07	04 43	18,60	71,80	35	4,1	I23
9 XII	19	12 41	19,7	73,1	33	4,8	I23

I	2		3	4	5	6	7	8	9
XI	26	I7	23	I8,60	76,60	33	4,2		50
X	II	02	38	I9,85	75,95	33	4,2		I20
II	I5	II	I7	I9,74	71,37	33	4,3		I20
II	I6			I8,0	77,1	10	3,0		I30
II	I6	23	07	I9,87	75,89	33	4,3		I20
I	I4	02	24	I8,2	77,44	5			50
I	I4	23	43	I7,9	76,9	25			I30
Y	I0	22	48	I9,85	75,02	22	4,1		I20
X	I4			I7,40	74,0	25			I30
XII	22	I7	09	I9,86	75,34	22	4,7		I20
VIII	09	02	40	I9,95	73,40	33	4,6		I20
VIII	09	02	56	20,27	73,33	33	4,0		I20
X	29	20	32	I8,44	72,93	33	4,6	4,7	I20
II	I7	00	I3	I7,61	76,05	21	5,1		I20
II	27	07	09	I7,62	72,30	I7	4,7		I20
III	07	02	41	I8,47	71,52	33	4,2		I20
IV	II	II	56	(I9,03)	80,73	33	4,8		I20
Y	02	II	06	I6,36	77,11	33	4,6		I20
VI	27	00	12	(21,8)	(78,05)	(5)	(3,7)		72,73
Y	20	03	06	I9,80	75,40	33	4,6		I20
VI	07	09	21	I9,12	73,24	33	4,3		I20
VII	02	I8	22	I7,20	71,68	25	4,8		50
IV	08	03	17	(21,8)	(78,05)	(5)	(3,7)		72,73
VIII	03	I5	44	I9,96	73,07	37	5,2		I20
VI	24	I7	02	I9,65	72,18	33	3,5	4,7	I20
IX	I4	I3	36	I9,61	75,82	0	4,1		50
II	I9	I3	59	I9,87	76,87	15	5,7	5,3	8 50
II	23	21	58	I9,84	77,12	17	4,5	4,9	50
II	24	II	28	I9,84	77,17	24	4,8		50
IX	29	09	52	I9,01	80,75	33	4,9	5,2	I20
I	I7	00	09	I9,68	75,52	33	3,9	4,6	I20

I	2	3	4	5	6	7	8	9
6 X I7	I7 45	I9,93	75,37	33	4,1	4,9		96
7 Y 24	02 29	I7,74	78,74	28	3,4	4,7		103
7 Y 24	II I4	I7,6I	78,62	33		4,8		103
7 Y 30	09 52	I8,62	79,55	33	3,0	4,3		103
7 IX 03	I5 33	I8,35	71,15	50		4,5		103
8 I I8	03 04	I8,69	75,36	I3		4,9		103
8 II 26	05 07	I8,I7	76,45	I5	3,9	4,8		96
8 IV 09	04 58	I8,81	73,21	33	3,5	4,4		96
8 XI I3	07 43	I9,84	76,05	33	4,7	5,1	6	120,72
9 Y 03	03 44	I9,27	79,02	33		4,9		96
10 II 08	20 38	I9,67	75,51	33	4,2	4,9		100
10 IV 25	I3 47	20,19	73,33	33		4,5		100
10 XI I6	09 44	I8,I4	76,2	10				120
11 II I5	07 52	I8,42	76,79	10				120
11 II I5	10 23	I8,06	76,79	17				120
11 II 26	23 37	I8,I3	76,79	I6				96
11 III 24	04 I7	I8,04	77,55	10				120
11 IV I6	I7 07	I8,II	76,75	25				96
11 Y I8	II 04	I8,07	76,78	33				96
11 Y 24	I9 25	I9,70	75,39	33		4,6		96

Данные, любезно предоставленные Т. Чуй из Института Геофизики и
Астрономии АН Кубы.

Параметры землетрясений и механизмы их очагов

Дата			Время		Эпицентр		h км	Магнитуды		качество	Ось	
год	месяц	число	ч.	мин.	φ_N°	λ_W°		M_{PV}	M_{LH}		A_3	γ_n
64	10	23	01	56	19.80	56.11	43	6.2		B [±]	310	21
66	3	23	05	11	16.77	85.87	33	5.1		C	214	27
66	11	3	16	24	19.17	67.92	22	5.7	6.0	A	226	12
67	7	29	10	24	6.84	73.09	100	5.9	6.0	A	150	16
67	7	30	00	00	10.68	67.40	26	5.7	6.6	A	233	15
67	12	24	20	03	17.42	61.19	42	6.1	6.4	B [±]	246	16
68	9	3	15	37	20.58	62.30	34	5.6	5.9	B ⁺	192	20
68	9	20	06	00	10.76	62.70	103	6.2	6.4	B [±]	331	5
69	5	15	20	43	16.75	61.79	57	5.7		B ⁻	51	61
69	12	25	21	32	15.79	59.64	1	6.4	7.2	A	61	6
73	8	30	18	25	7.24	72.85	179	5.7		B [±]	220	47
74	10	8	09	50	17.37	61.99	41	6.4	7.3	A	167	28
76	2	19	13	59	19.87	76.87	15	5.3	5.7	B [±]	256	10
78	12	6	13	28	14.44	54.83	11	5.4	5.7	B [±]	134	19
70	7	8	04	49	18.00	64.67	148	5.8		B ⁻	341	19
71	6	11	12	56	18.02	69.79	35	6.0	6.4	B ⁺	337	5
72	9	19	01	36	19.55	70.22	0	5.8	6.0	C	269	27
76	2	8	08	13	15.69	88.54	5	5.1	5.8	B ⁻	206	29
77	8	31	00	42	7.38	76.21	30	5.7	6.4	B ⁻	287	36
79	1	14	19	20	6.77	73.00	175	5.0	3.3	B ⁻	205	67
79	1	22	04	25	19.10	64.70	51	5.1	5.1	B ⁻	344	47
79	2	10	23	52	6.73	73.00	168	5.0		B ⁻	181	38
79	3	11	12	16	6.75	73.01	169	5.1	4.8	B ⁻	275	49
79	5	5	20	04	8.43	70.91	8	5.4	4.9	B [±]	154	12
79	5	5	20	08	8.48	70.99	34	5.2	4.2	C	4	52
79	5	21	20	21	6.69	73.37	53	5.2	5.2	B [±]	17	44
80	9	2	10	28	15.95	88.30	27	5.2	4.8	B [±]	181	19

h - Азимут, γ_n - угол падения (с горизонтальным направлением).

ПРИЛОЖЕНИЕ 2.

определенные в 3.2.

Ооъ		Ооъ		Ооъ		Ооъ		Источники
Аз	Уп	Аз	Уп	Аз	Уп	Аз	Уп	
175	60	47	17	144	21	284	60	102, 114, 140
44	60	305	4	37	17	205	69	114
101	65	319	15	58	30	209	52	102, 114
24	63	246	21	347	25	123	56	57, 95, 114
324	6	75	74	279	14	188	6	57, 114, 131
149	22	8	62	107	55	199	27	58, 140
96	17	328	63	144	27	235	2	142
235	47	65	41	181	27	297	35	99, 122
285	14	192	16	93	27	304	52	58, 140
204	83	330	4	66	51	237	39	58, 140
102	24	355	35	256	13	147	53	119
338	62	75	4	177	72	344	17	58, 140
143	62	350	22	93	30	233	49	56
20	49	237	34	339	17	94	50	140
149	69	250	3	346	62	158	26	
73	45	242	45	15	34	123	26	
118	59	5	15	99	16	241	68	
310	24	73	51	259	38	167	3	
67	46	181	20	339	68	89	6	
94	8	1	20	258	34	115	48	
85	11	185	41	47	40	296	23	
40	44	286	20	17	3	132	67	
166	14	67	34	322	21	199	45	
278	68	60	17	174	54	320	30	
243	22	139	30	38	17	289	56	
109	2	201	44	75	31	322	28	
334	67	88	9	195	62	354	25	