

**С. Н. Назаретян
Р. Р. Дургарян
Т. А. Шахбекян
А. Г. Григорян
Л. Б. Мирзоян**

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ
РАЗЛОМЫ
ТЕРРИТОРИИ
АРМЕНИИ ПО
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ
ДАНЫМ И ИХ
СЕЙСМИЧНОСТЬ**

Ереван
Издательство
“Гитутюн”
НАН РА 2015

**МИНИСТЕРСТВО ТЕРРИТОРИАЛЬНОГО УПРАВЛЕНИЯ И ПО
ЧРЕЗВЫЧАЙНЫМ СИТУАЦИЯМ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ**

СЕВЕРНАЯ СЛУЖБА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАЩИТЫ РА

Назаретян С. Н., Дургарян Р. Р.,

Шахбемян Т.А., Григорян А. Г., Мирзоян Л.Б.

18960
09581

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ ТЕРРИТОРИИ
АРМЕНИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ
И ИХ СЕЙСМИЧНОСТЬ**

**Ереван
Издательство “Гитутюн” НАН РА
2015**



УДК 550.34

ББК 26.21

Р 326

Утверждено к печати Научно - техническим советом Агентства службы сейсмической защиты Министерства территориального управления и по чрезвычайным ситуациям РА

Научный редактор: доктор геолого-минералогических наук, проф. О.А. Саркисян

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, проф. Р.С. Минасян,

доктор геолого-минералогических наук, проф. А.Х. Баграмян

Назаретян С. Н., Дургарян Р.Р., Шахбекян Т.А., Григорян А. Г., Мирзоян Л.Б.,

Р 326 Региональные разломы территории Армении по геофизическим данным и их сейсмичность- Ер.: Изд. "Гитутюн" НАН РА, 2015. - 184с.

Монография посвящена важным с точки зрения науки и практики вопросам выделения и изучения региональных разломов территории Армении на основе комплекса геофизических данных, выяснения их роли в генерации сильных землетрясений, оценки сейсмической опасности, возможности некоторых методов среднесрочного сейсмопрогноза и др. Определенную ценность имеют собранные и обобщенные многочисленные исходные геофизические данные регионального характера, полученные в разные годы различными авторами и организациями, часть которых в настоящее время труднодоступна. Методические разработки (выделения региональных разломов, возможный механизм возникновения сильных землетрясений в разломных узлах, новая методика выделения сейсмогенерирующих зон и др.), Полученные результаты практического значения (вероятные модели разломов и характер физических полей над ними, пространственно-временное распределение землетрясений с $M \geq 4$, геометрические параметры региональных разломов, новые схемы разломов и блокового строения земной коры, их классификация, оценки эффективности электромагнитных предвестников сильных землетрясений и предвестника "сейсмическое затишье", особенности динамики развития афтершоковой зоны Спитакского землетрясения 1988г. за 25 лет и др.) можно использовать для изучения тектоники и сеймотектоники, оценки сейсмической опасности территории Армении и других регионов.

Издание предназначено для научных работников, аспирантов, студентов и специалистов в областях геологии, сеймотектоники и геофизики.

УДК 550.34

ББК 26.21

ISBN 978-5-8080-1173-1

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ И ГЛУБИННЫХ ГРАНИЦ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ	7
1.1. История изучения региональных разломов	8
1.2. Изученность блокового строения земной коры территории Армении	13
1.3. Общепринятые схемы расположения региональных разломов и блоков земной коры территории Армении	18
1.4. Рельеф глубинных границ земной коры территории Армении и аномалий скоростей сейсмических волн на разных глубинах	19
1.5. Выводы	24
ГЛАВА 2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ И ВЕРОЯТНЫЕ МОДЕЛИ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ	26
2.1. Аномальные геофизические поля	26
2.1.1. Гравитационное поле	26
2.1.2. Магнитное поле	32
2.1.3. Геотермическое поле	34
2.2. Скоростные аномалии сейсмических волн	36
2.3. Вероятные модели региональных (глубинных) разломов и характер физических полей над ними	38
2.4. Выводы	39
ГЛАВА 3. СЕЙСМИЧНОСТЬ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ	41
3.1. Пространственно-временное распределение землетрясений с $M \geq 4$	41
3.2. Направления и скорости движений поверхности земной коры по данным GPS	50
3.3. Направление региональных напряжений в верхних частях земной коры по данным параметров механизма очагов землетрясений	54
3.4. Сейсмоактивный слой земной коры территории Армении	58
3.5. Выводы	59
ГЛАВА 4. ВЫДЕЛЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ	60
4.1. Методика выделения разломов	60
4.2. Основные закономерности размещения разломов	67
4.3. Выводы	70
ГЛАВА 5. РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ	72
5.1. Геометрические параметры региональных разломов	72
5.2. Фрагментарность региональных разломов	76
5.3. Масштабы вертикальных и горизонтальных смещений блоков по региональным разломам	78
5.4. О возрасте выявленных региональных разломов и уточнение схемы геотектонического районирования территории Армении	82
5.5. О классификации региональных разломов	84
5.6. Выводы	88
ГЛАВА 6. БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ	89
6.1. Методика и основные данные для выделения блоков	89
6.2. Схема блокового строения земной коры территории Армении и классификация блоков	90
6.3. Возможные направления горизонтального движения блоков территории Армении	92
6.4. Выводы	95

ГЛАВА 7. СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ	96
7.1. Активные региональные разломы и вероятные подвижки по ним	96
7.2. Режим движения по региональным разломам и его роль в сейсмичности ...	98
7.3. Приуроченность эпицентров землетрясений к зонам региональных разломов	99
7.4. Роль блокового строения в сейсмичности	101
7.5. Сейсмогенные зоны	106
7.6. Методика выделения сейсмогенерирующих зон на основе изменений сейсмического режима до и после сильного землетрясения в регионе (на примере Спитакского землетрясения 1988г.)	109
7.7. Динамика развития афтершоковой зоны Спитакского землетрясения 1988г.	112
7.8. Выводы	122
ГЛАВА 8. ВЕРОЯТНЫЕ МОДЕЛИ ОЧАГА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СРЕДНЕСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ	123
8.1. Возможный механизм возникновения сильных землетрясений в разломных узлах	123
8.2. Выбор и адаптация модели очага сильных землетрясений	128
8.3. Предвестник “сейсмическое затишье”	132
8.4. Электромагнитные предвестники сильных землетрясений (на примере Армении)	152
8.5. Выводы	163
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	164
ОБ АВТОРАХ	168
ЛИТЕРАТУРА	170

ВВЕДЕНИЕ

Региональные разломы (этот термин широко используется геофизиками, например Marshall et al, 2015) являются одними из важнейших элементов земной коры, контролирующими образование сильных землетрясений и большинство типов рудных месторождений, поэтому они всегда были объектом первоочередных исследований со стороны многих специалистов - геологов, геоморфологов и геофизиков. Но, несмотря на это, еще большое число вопросов остаются нерешенными. И это естественно, т. к. проблема очень сложная и требует многосторонних, подробных исследований. Отметим хотя бы тот факт, что пока очень мало данных о глубинном строении земной коры и действующих в ней тектонических напряжениях, и это не позволяет говорить о больших достижениях науки в этой области вообще. Данная монография также не дает ответы на многие нерешенные вопросы. Но мы убеждены, что сделан определенный шаг в области разломной тектоники Армении на основе геофизических данных.

Данная монография является коллективным трудом, направленным на решение ряда вопросов разломной тектоники, сеймотектоники, сейсмологии и сейсмопрогноза. Авторами монографии являются доктор геол.-мин. наук, проф. С. Назаретян и его ученики (аспиранты и соискатели ученой степени кандидата наук). Но, несмотря на это, данная книга не сборник научных статей, а именно монография, т.к. посвящена решению одной темы - региональных разломов и их роли в генерации сильных землетрясений. Основные данные, на которые опирались авторы при проведении исследований - геофизические, хотя широко использованы и геологические, геоморфологические и другие материалы и результаты их анализа.

Большинство основных результатов авторы монографии опубликовали в разных научных журналах и сборниках в виде статей и доложили на научных совещаниях разного уровня. Определенной заслугой авторов является сбор, систематизация и оцифровка многочисленных исходных данных за более чем 60 лет, которые находились в фондовых материалах разных организаций, научных публикациях или получены самими авторами монографии. Обычно их сбор создает большие трудности для специалистов, тем более, что после развала СССР некоторые фонды закрылись или стали труднодоступными для пользования. Изложить все это в одной или нескольких научных статьях просто невозможно из-за ограниченности их объемов. С этой точки зрения данная монография также представляет определенный интерес, являясь, в какой то степени, справочником. В ней собраны многочисленные исходные и фактические данные, результаты их анализа, научные результаты, полученные разными авторами по региональной геофизике, тектонике, сейсмологии, сеймотектонике, геодинамике, глубинному строению земной коры территории Армении (карты аномальных геофизических полей, схемы и карты разломов, блоков и глубинного строения земной коры, карты эпицентров и различные карты и диаграммы пространственно-временного распределения землетрясений и др.).

Основной масштаб составленных карт и схем - 1:500 000, несмотря на то, что были использованы исходные карты масштаба 1:200 000, и они более детальны.

Разнообразие методов и многочисленные аспекты исследований разломов требуют объединения усилий разных специалистов узких направлений, в том числе и геофизиков. Возникает необходимость периодической публикации обобщающей объемистой книги или раздела в ней, посвященной проблеме разломной тектоники Армении. Если таких работ по геологическим методам опубликовано достаточно много (Асланян, 1958; Габриелян, 1958; Аракелян, Малхасян, 1975; Геология СССР, том XLIII, Армянская ССР, 1970; Габриелян, Саркисян, Симонян, 1981), то последняя монография о региональных разломах Армении по геофизическим данным была опубликована более чем 30 лет назад (Назаретян, 1984).

Особенно после Спитакского землетрясения 1988г., в связи с необходимостью уточнения и повышения детальности карт, оценки сейсмической опасности территории республики и ее отдельных районов были проведены многочисленные геотектонические и геофизические работы с использованием новых методов исследований. Понято, что изучение разломов только

геофизическими методами некорректно, необходимо применение комплекса данных и методов, поэтому в данной монографии приведены также данные и результаты важных геологических (тектонических) исследований.

Авторы монографии выражают особую благодарность научному редактору, рецензентам и многим видным специалистам за ценные советы и рекомендации при написании данной книги.

Выражаем глубокую признательность всем сотрудникам Северной службы сейсмической защиты Министерства территориального управления и по чрезвычайным ситуациям (МТУЧС) РА, в том числе ГИС - центру подготовки рукописи к печати, дирекции службы за оказание помощи при ее публикации.

Неоценимую помощь при публикации монографии оказали Агентство “Служба сейсмической защиты” МТУЧС РА и его территориальные НКГО. Им также выражаем свою благодарность.

Издание данной монографии было бы невозможно без всесторонней помощи МТУЧС РА и лично министра А. Ерицяна.

Авторами разделов монографии являются:

1. **Назаретян С.Н.**- Введение; Глава 1; Глава 2; Глава 4; Глава 5; параграфы: 3.2; 3.3; 3.4; 3.5; 6.1; 6.3; 6.4; 7.1; 7.2; 7.3; 7.4; 7.5; 7.6; 7.8; 8.1;8.2; 8.5; Заключение.
2. **Дургарян Р.Р.**- параграфы: 3.2; 3.5; 8.2; 8.3; 8.5; Заключение.
3. **Шахбекян Т.А.**- Глава 1; Глава 4; Глава 6; параграфы: 2.1; 2.4; 3.1; 3.4; 3.5; 5.2;5.3; 5.5; 5.6; 7.3; 7.4; 7.5; 7.8; 8.2; 8.5; Заключение.
4. **Григорян А. Г.**- параграфы: 8.2; 8.4; 8.5; Заключение.
5. **Мирзоян Л.Б.**- параграфы: 1.4; 1.5; 2.1; 2.2; 2.4; 3.3; 3.5; 4.1; 4.3; 5.1; 5.6; 7.7; 7.8; Заключение.

ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ И ГЛУБИННЫХ ГРАНИЦ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Выделением и изучением разломов территории Армении занималось очень много исследователей в основном с начала прошлого века. Геологами, геоморфологами, а затем и геофизиками составлено множество карт и схем расположения разломов разного ранга, даны их основные геологические, геофизические характеристики и др. Только перечисление названий этих работ займет объем одной книги. Поэтому нет необходимости выполнять такую работу, тем более, что практически все специалисты, прежде чем отметить выявленный новый элемент разломной тектоники Армении и сопредельных территорий, обращались к результатам прежних работ. Кроме этого есть работы, в которых имеются обобщение и анализ полученных в разное время результатов в этой сфере (Геология Армянской ССР. Геофизика, 1972; Аракелян, Малхасян, 1975; Асланян, 1958; Бабаджанян, 1977; Бальян, 1968; Габриелян, 1959; Габриелян, Саркисян, Симонян, 1981; Геология СССР. Армянская ССР, 1970; Назаретян. Глубинные разломы..., 1984; Шахбекян, Основные вопросы..., 2013; Avagyan, 2001). В данной монографии весьма кратко даются основные этапы изучения региональных разломов и блоков, приводится несколько наиболее принятых специалистами схем и карт их расположения, а также некоторые наиболее существенные данные по глубинным границам земной коры.

Необходимо отметить одно важное обстоятельство. Рассмотрение РР и блоков земной коры территории Армении изолировано от соседних территорий и Тавро-Кавказско-Иранского региона обречено на неудачу, т.к. даже их выделение, не говоря об их классификации и выявлении общих региональных закономерностей, просто невозможно. На рис. 1.1 представлена схема активной тектоники региона с указанием элементов разломной тектоники, блокового строения (тектоники плит), их динамики и сейсмичности.



Рис. 1.1. Активная тектоника севера Аравийской плиты (Avagyan A., et al., 2010). 1. Главные сдвиги; 2. Основные надвиги; 3. Относительные перемещения блоков по сравнению с Евразийской плитой; 4. Фокальные механизмы землетрясений $M_w > 4.8$ (CMT, Harvard); 5. $3 < M_b < 4.9$ инструментальная сейсмичность (USGS-NEIC). Ar-Армения; D- Дагестан; Т-Талыш; E.A.F.-Восточно-Анатолийский разлом; N.A.F.-Северо-Анатолийский разлом; P.S.S.F.-Памбак-Севан-Сюникский разлом; Z.F.-Загросский разлом; N.T.F.-Северо-Тавризский разлом; G.S.F.- Желторечка-Сарыкамышский разлом.

1.1. История изучения региональных разломов

К одним из первых упоминаний о наличии крупных разрывных нарушений на территории Армении относятся работы А.Гукасова (1901), Г.Абиха (1902), Ф.Освальда (1905), связывавших новейшую структуру Армянского нагорья с образованием ортогональных нарушений и глыбовыми движениями по ним, сопровождаемыми интенсивной вулканической деятельностью. О наличии региональных разломов (РР) на территории Армении сообщали многие исследователи. Начиная с конца сороковых годов, после введения в науку А.В. Пейве понятия "глубинный разлом" в 1945г., исследователи начали называть большинство региональных разломов глубинными разломами (ГР), хотя не было прямых данных об их глубине. Сложные геологические условия и покрытость большей части территории мощным покровом молодых образований заставили специалистов заняться в основном выделением РР и высказать ряд предположений об их роли в геологическом строении и истории развития. Многие вопросы, связанные с морфологией, природой, глубиной залегания, активностью и др. остались спорными и нерешенными. После 90-ых годов прошлого столетия большинство армянских специалистов отказались от термина "глубинный разлом" и вместо этого более часто используют термин "региональный разлом", следуя примеру западных специалистов.

Историю изучения глубинных или региональных разломов территории Армении, опираясь в основном на хронологию их выявления, начиная с 1950г., можно разделить на 4 этапа.

На первом этапе исследований (1950-1965гг.) для выявления разломов использовались только геологические и геоморфологические признаки (несоответствие и контраст мощностей горных пород по обеим сторонам разлома, особенности складчатости и поверхностные разрывы, седиментационные признаки, наличие поясов ультрабазитов, линейное расположение центров вулканических извержений и минеральных источников и др.) и линейное расположение эпицентров землетрясений. Были выделены разломы, в основном, общекавказского (северо-западного) и меридионального простираний. Региональные разломы общекавказского простирания обычно принимались за границы структурных зон и подзон с различными тектоническими режимами, которые контролировали распределение фаций и формаций, их мощность и состав. Время заложения разломов относилось к альпийскому циклу. На этом этапе необходимо выделить работы К.Н. Паффенгольца, А.Т. Асланяна и А.А. Gabriеляна, которые наиболее детально и полно изучили глубинные разломы общекавказского простирания, рассмотрели их как важнейшие структурные элементы земной коры, контролирующие фации и формации, магматизм. А.Т. Асланян выделил 5 ГР общекавказского простирания, причем наблюдались четкие закономерности в их расположении. Расстояние между разломами составляло в среднем 35км, и все они расположены параллельно друг другу (Асланян, 1958). Один из этих разломов – Ани-Ордубадский - считался границей между северо-восточной - эвгеосинклинальной и юго-западной – миогеосинклинальной - областями Малого Кавказа (рис. 1.2). А.А. Gabriелян выделил ряд зон ГР шириной 10-20км и протяженностью 200-350км (Гabriелян, 1959). Каждый из разломов состоял из нескольких парных разломов с круто наклонными сместителями (рис.1.3). Дальнейшие исследования, особенно геофизические, подтвердили подобную схему расположения общекавказских разломов. На указанном этапе были выделены и изучены также ГР меридионального простирания (Кириллова, 1960; Растворова, 1960; Хаин, 1963; Егонян, 1953; Кашкай, Тамразян, 1956 и др.) на основе анализа вулканических, сейсмологических и неотектонических признаков. Поперечные дислокации, выявленные М.А. Кашкайем и Г.П. Тамразяном, также имели закономерное расположение. Были установлены закономерности связи магматизма и металлогении с общекавказскими ГР (И.Г. Магакьян-1958, А.А. Gabriелян-1960, А.Т. Асланян-1958, С.С. Мкртчян-1960, К.Н. Паффенголец-1950 и др.). Основная роль в формировании земной коры в альпийское время отводилась РР общекавказского простирания.

Второй этап исследований (1965-1975гг.) характеризуется широким применением геофизических (особенно гравиметрических и магнитометрических) данных для трассирования и изучения разломов. Впервые были использованы гравиметрические данные (Гabriелян, Татевосян, 1966; Аджимамудов, 1957; Оганисян, 1975). На основе региональных зон больших градиентов Δg было подтверждено наличие Ереванского, Севанского разломов и разлома по направлению Алаверди-Арцвашен.

Следующий важный шаг был сделан по итогам магнитометрических исследований (Акопян, 1972; Никольский, 1971 и др.), позволивших выделить крупные (глубинные) разломы

северо-восточного простирания. И здесь была отмечена закономерность в расположении северо-восточных разломов (их параллельность и выдержанность расстояния между ними). Полученные новые геологические и геофизические данные подтверждали наличие северо-восточных, меридиональных разломов. В связи с этим необходимо отметить работы О.А. Саркисяна и Н.Н. Волчанской (рис.1.8), Б.М. Меликсетяна (рис.1.9) и др. Однако большинство из выделенных разломов не относилось к категории глубинных.

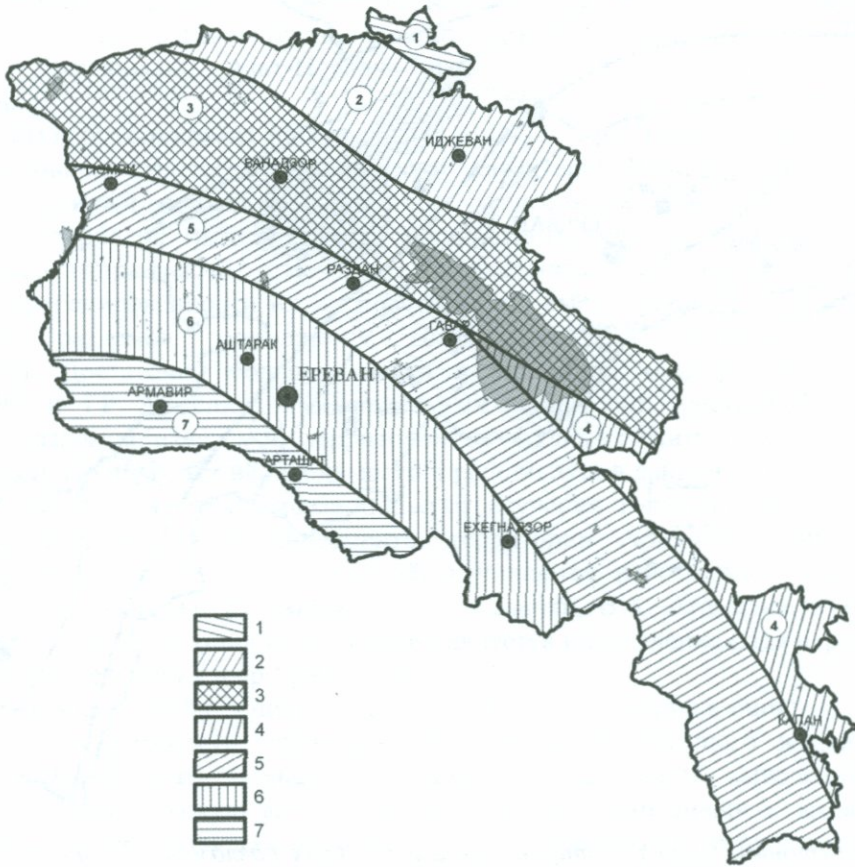


Рис. 1.2. Схемы основных тектонических элементов территории Армении (Асланян, 1958).
 1-Предмалокавказская интрагеосинклиналь; 2-Сомхето-Карабахская интрагеоантиклиналь;
 3-Присеванская интрагеосинклиналь; 4-Кафанская моноклираль; 5-Мисхано-Зангезурская
 интрагеоантиклиналь; 6-Еревано-Ордубадская интрагеосинклиналь; 7-Приараксинская
 интрагеоантиклиналь.

Третий этап (1976-1989гг.) характеризуется наиболее целенаправленными исследованиями разломной тектоники, применением результатов, полученных сейсмологическими станциями “Земля” и “Черепаша”, изучением влияния разломов на спектры землетрясений, дешифровкой многочисленных аэрокосмических изображений, использованием ранее накопленного опыта и комплекса геолого-геофизических методов для выделения и изучения разломов (Асланян, 1984; Бабаджанян, 1977; Белов, 1981; Бабаян, 1984; Габриелян, 1985; Габриелян, Саркисян, Симонян, 1981; Карапетян, Назаретян, Киракосян, 1981; Назаретян, 1978; Назаретян, 1984; Сихарулидзе, Тутберидзе, Баграмян, 1983; Туманян, 1983 и др.).

На основе изучения земной коры Армении методом МОВЗ, станциями “Земля” и “Черепаша” (Гаретовская, 1975; Егоркина, Соколова, 1973; Егоркина, Ракитов, 1977; Егоркина, Соколова, Егорова, 1976; Осипова, Арменакаян, 1979; Осипова, 1980 и др.) доказывается наличие густой сети разноориентированных ГР, появляются первые данные о глубине и наклоне сместителей разломов, о вертикальных смещениях глубинных границ земной коры по разломам. Эти

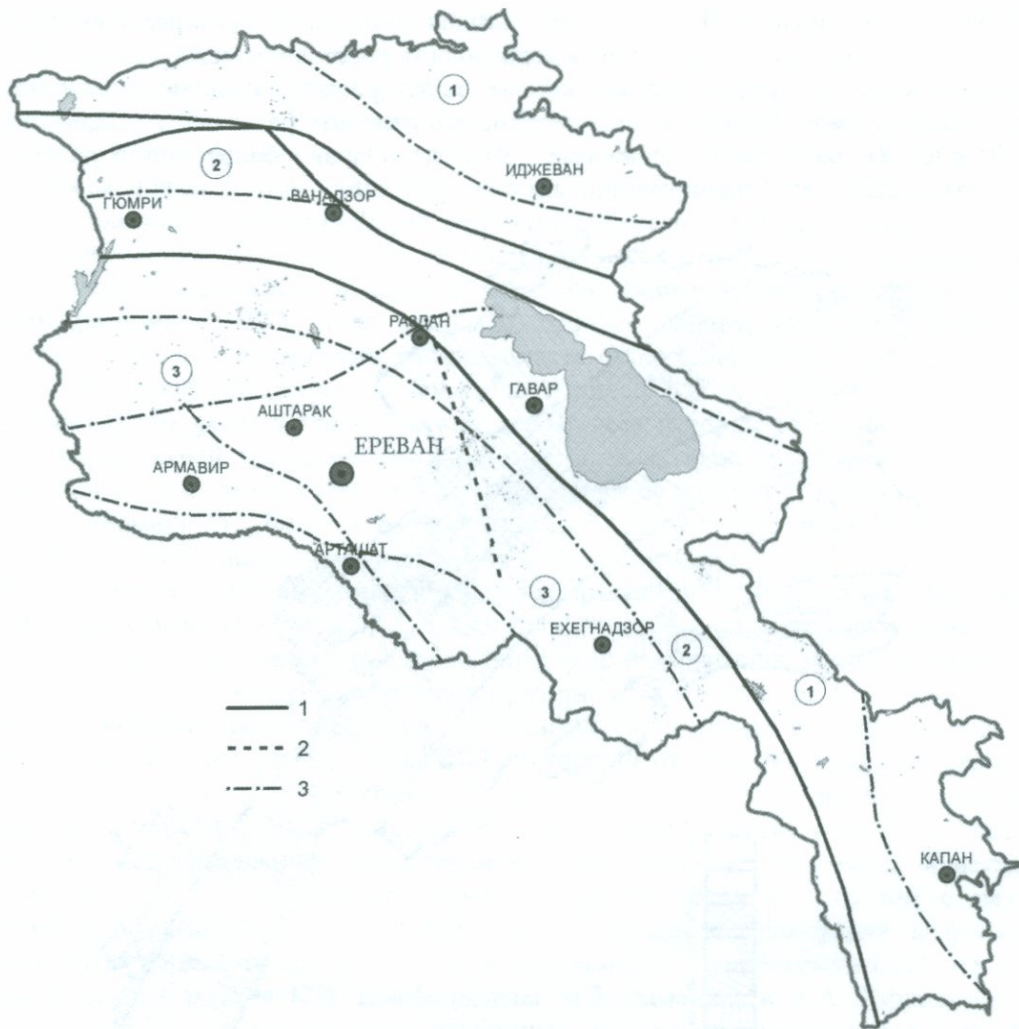


Рис.1.3.Схема тектонического районирования и глубинных разломов (Гр) территории Армении (Габриелян,1959): 1—ГР, возникшие в альпийском тектоническом периоде, ограничивающие геотектонические зоны и блоки, установленные геологическими и геофизическими данными; 2—ГР, выделенные по линейному расположению вулканических центров, термоминеральных источников и эпицентрами землетрясений; 3 – зоны ГР; Цифрами на карте обозначены тектонические комплексы и зоны: 1-1—Сомхето-Кафанский пологоскладчатый тектонический комплекс раннеальпийского и эвгеосинклинального заложения; 2-2—Базумо-Зангезурская интенсивно складчатая зона раннеальпийского эвгеосинклинального заложения; 3-3—Приараксинская умеренно-складчатая зона среднеальпийского миеосинклинального заложения.

достаточно подробные данные для северной части территории республики позволяют заново интерпретировать гравиметрические и особенно магнитометрические данные для всей территории на основе связей между геофизическими полями и фактическими данными сейсмологических исследований. На этом этапе составлена схема расположения глубинных разломов в М 1:500000 (Назаретян,1984), а для отдельных районов масштаба 1:200000 (Бабаджанян,1977;Бадалян,1986). В Институте геологических наук АН АрмССР (Э.В.Ананян, А.С.Караханян, М.Е.Танашян, В.Агамалян) и Управлении геологии Армянской ССР (С.В.Мартirosян, А.Р.Арутюнян, Дж.А. Оганисян и др.) составлены карты разломов в масштабе 1:200 000 для всей территории республики на основе обобщения результатов геолого-геофизических исследований.

Большой научный интерес представляет монография А.А. Габриеляна и др. " Сейсмотектоника Армянской ССР" (Габриелян, Саркисян, Симонян,1981), в которой особое место уделено разломной тектонике. Составлена схема разломов по глубине проникновения, морфологии и возрасту заложения.Важное место занимают работы О.А.Саркисяна(Саркисян, 1973; Саркисян, Волчанская,1973) в деле изучения поперечных региональных разломов. По этим разломам, как

указывает автор, смещения небольшие и нередко фиксируются изменения фаций и мощностей как геосинклинальных, так и орогенных формаций. Как правило, только отдельные фрагменты антикавказских разломов представляют четко выраженные сбросы. Среди главных признаков их обнаружения, по мнению О.А.Саркисяна, важное место занимают особенности проявления магматизма по ним и присутствие прямолинейных элементов рельефа, строго выдержанных по простиранию вне зависимости от структурного плана пересекающегося блока. На основе геологических и геофизических данных он выделяет следующие поперечные разломы: Арагац–Спитак–Привольненский, Джавахетский, Тежсар–Шамлугский (субмеридиональные), Раздан–Хаштаракский, Ахурянский, Азат–Норадуз–Красносельский, Джульфа–Сисианский (северо-восточные) и др.

В 1984 году была опубликована монография С.Н. Назаретяна, посвященная ГР Армении. В ней излагаются основные геолого-геофизические характеристики разломов, обосновывается комплексный и единый подход к выделению разломов на основе качественных геолого-геофизических материалов. Выделяются ГР субширотного, меридионального северо-западного и северо-восточного направлений, отмечаются определенные закономерности в расположении разломов и дифференцированности их по простиранию, высказываются соображения о возрасте общекавказских разломов, освещаются вопросы связи сейсмичности с разломами (Назаретян, 1984). Достаточно большое место в указанной монографии уделено вопросам изученности РР и ГР Армении и сопредельных территорий, составлены два рисунка по расположению разломов изучаемой территории по геологическим и геофизическим данным разными авторами. Поэтому нет необходимости представлять в данной книге эти рисунки.

В этот же период делаются первые попытки изучения горизонтальных перемещений по разломам, подробно изучаются линеаменты территории Армянского нагорья на основе дешифрования аэрокосмических изображений, начинаются работы по изучению внутренней структуры крупных разломов (Р.А.Аракелян, А.Т.Асланян, В.А. Агамаян, и А.С. Караханян). Отличительной чертой этого этапа исследований является определение ряда параметров (глубина проникновения, зон дробления и др.) разломов.

На четвертом этапе (1990г. - по н/в), на который сильно повлияли ошибки, допущенные при оценке сейсмической опасности территории Армении до Спитакского землетрясения 1988г., специалисты стали обращать большое внимание на надежность выделения разломов, их тектоническую и сейсмическую активность, роли в генерации сильных землетрясений и др. Много результатов было получено в результате международного сотрудничества, особенно в областях сейсмологии, сейсмотектоники и геодинамики. Организованные новые полевые геологические и палеосейсмотектонические исследования (Караханян, 1989; Авакян, 2010; Аванесян, 1999; Арефев, 2003; Баласанян, Назаретян, 2004; Дорбат, Дорбат, 1991; Дургарян, 2003; Казарян, 2011; Караханян, 1992; Назаретян, Шахбекян, 2014; Arakelian A., Durgaryan, 2000; Avagyan, et al., 2010; Balassanian, Arakelian, Nazaretian, 1995; Nazaretian, Avanesian, Tovmassian, Simonian, 1997; Philip, Rogozhin, Cisternas, 1992; Karakhanian, Djrbashian, 1997; Karakhanian, Trifonov, Philip, Avagyan, 2004; Karakhanyan, Djrbashyan, 1997; Karakhanyan, Vernant, 2013; Reilinger et al., 1997), создание пунктов наблюдений GPS и обработка данных, использование современных представлений о разломной тектонике, блоковом строении и сейсмотектонике позволили специалистам повысить уровень исследований и полученных данных о внутренней структуре и динамике разломов, геологических условиях образования очагов сильных землетрясений и др. Необходимо также отметить результаты работ по изучению активных разломов в рамках проекта МНТЦ, когда исследователями Армении, Азербайджана, Грузии, США и Европы был обобщен комплекс данных и составлены карты активных РР Армении (рис.1.4) и Кавказа (рис.1.5) с оценкой их сейсмического потенциала (Caucasian Seismic Information Network for Hazard and Risk Assessment. 2004). В этой работе представлен наиболее полный каталог активных разломов с важнейшими параметрами (таблица 1.1).

Из вышеизложенной весьма краткой истории изученности РР территории Армении следует, что на разных этапах был выявлен ряд общих закономерностей их расположения, выдержанность интервалов между ними и, наконец, системность. По мере применения новых методов и подходов к исследованиям выявляются новые разломы, уточняется местоположение ранее выявленных.

Таблица 1.1. Основные параметры активных региональных разломов территории Армении (Caucasian Seismic Information Network for Hazard and Risk Assessment. Final Project Technical Report. ISTC, 2006)..

Название разлома	Азимут	Длина (км)	Вид перемещения	Угол падения зоны	Глубина (км)	Горизонт. скорость (мм/год)	Максимальная магнитуда
Близмалокавказский	NW-SE	350±50	N	90°	35	-	6.5±0.2
Памбак-Севанский	NW-SE	230±10	R – RL	65°-80° NE	50-60	4.0 – 5.0*	7.5±0.2
Спитакский	NW-SE	80±5	R – RL	65°-80° NE	15±2	3.0*	7.0±0.2
Желторечка-Сарыкамышский	SW-NE	220±20	R – LL	70°-90°	25-30	5.0*	7.5±0.2 ?
Хонарсарский	NW-SE	150±10	R – RL	80°-90°	50±10	4.0*	7.5±0.2
Хуступ-Гиратахский	NW-SE	135±10	R – RL	70°-80°SW	45±5	2.17**	7.0±0.2
Гарни-Елпинский	NW-SE	70±5	R – RL	70°-90° NE	50±10	2.0*	7.0±0.2
Ереванский	NW-SE	300±10	N	80°-90°	30-50	-	6.0±0.2
Таштунский	NW-SE	120±5	N – LL	60°-90° NE	15±2	1.3**	6.5±0.2
Араксинский	W-E	140±10	N – RL	75°-90°	-	-	6.0±0.2
Ахурянский	SW-NE	120±5	N – LL	70°-90° NE	25-30	2.0**	7.0±0.2
Азат-Севанский	SW-NE	80±10	-	80°-90°	16-20	1.7**	6.0±0.2
Вайкский	SW-NE	55±5.0	N	80°-90°	-	-	6.5±0.2
Джавахкской активной зоны	SSE-NNW	75±5.0	N	80°-90°	-	-	6.0±0.2

Примечания. Буквами обозначены типы разломов: N-сброс; R – взброс; LL – левосторонний сдвиг; RL – правосторонний сдвиг; *-геологические, геоморфологические данные, ** - данные GPS исследований.

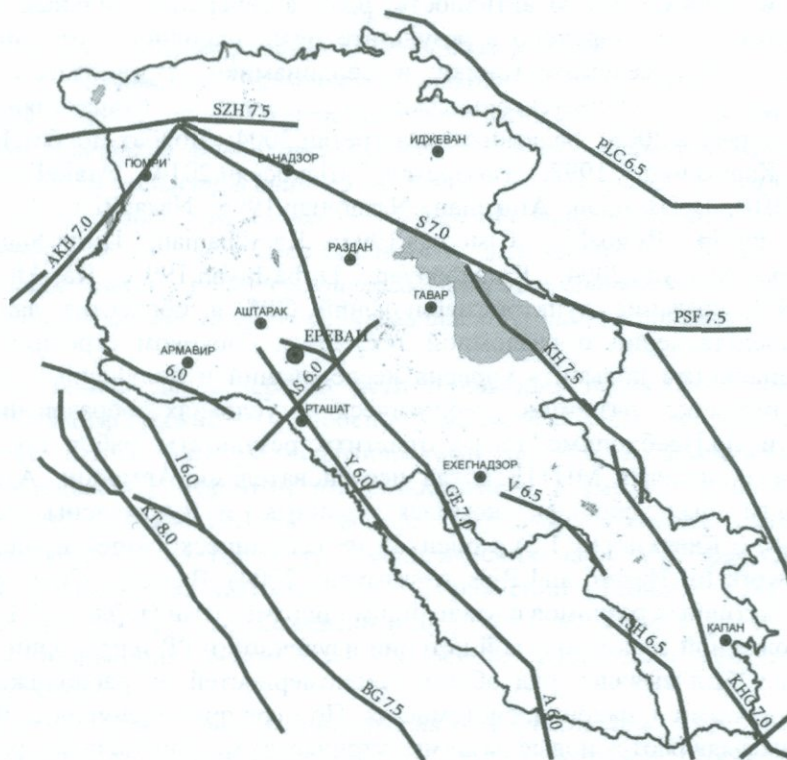


Рис. 1.4. Карта региональных активных разломов территории РА и прилегающих районов и их магнитудный потенциал (Caucasian Seismic Information Network for Hazard and Risk Assessment. Final Project Technical Report. ISTC, 2006).

и новые региональные геофизические материалы, которые отражали глубинную структуру земной коры. В результате интерпретации геофизических данных было составлено несколько схем блокового строения. Но, несмотря на это, и до сих пор нет более или менее принятой схемы блокового строения территории РА.



Рис. 1.6. Структурная карта Армении (Oswald Felix, 1906). Основные складки указаны черными линиями, а главные новейшие вулканы показаны кружками или эллипсами. Опущенные блоки окрашены темным, а поднятые-светлым цветом. Разломы обозначены черточками.

Для изучения блокового строения территории Армении Ц.Г. Акопян основное внимание уделил характеру аномалий гравитационного и магнитного полей, разломам поперечного простирания, а также пространственным связям между разломами и эпицентрами землетрясений. По его мнению, в тектонической структуре территории Армении кроме разломов общекавказского направления значительную роль сыграли также разломы меридионального и антикавказского направлений (рис. 1.7). Однако в отличие от разломов общекавказского простирания он этим разломам присваивает небольшую длину, маленькую глубину залегания и короткую длительность развития (Акопян, 1972). На основе характера региональных гравитационных и магнитных полей Ц. Акопян на территории Армении и сопредельных частях Малого Кавказа выделяет 3 больших мегаблока земной коры: Приараксинский, Присеванский и Алаверди-Капанский, которые, по его мнению, имеют разные глубины залегания. Указанные мегаблоки в свою очередь разделены на отдельные неравные блоки с разрывными нарушениями северо-западного, меридионального и северо-восточного движений (рис. 1.2). По расчетам Ц. Акопяна, в результате колебательных движений земная кора в центральной части Армении по сравнению с краевыми частями-Приараксинской и Алаверди-Капанской - опущена на 12-15 км, чем и обусловлено наличие центрального отрицательного гравитационного минимума. Толщина земной коры на этом фрагменте составляет 55-57 км, тогда как под Алаверди-Капанской и Приараксинской максимумами она равна 38-42 км. Мегаблоки он разделяет на 55 неравных блока (Акопян, 1972).

О. Саркисян и И. Волчанская провели геолого-тектонические и морфоструктурные комплексные исследования и с учетом геофизических данных выделили блоки разного периода заложения или активизации (рис. 1.8). С той же целью со стороны авторов проведены и подробные палеотектонические исследования, которые показывают, что в процессе регионального геологического развития совместно с продольными разломами большую роль сыграли и поперечные разломы. Интересно, что система поперечных (примеридиональных) разломов Малокавказского мегаантиклинориума имеет радиально-веерообразную структуру, центр которой находится на Среднеараксинском среднем массиве. Исследования складчатых структур региона дали дополнительную информацию о блоковом строении рассматриваемого региона. Анализ данных показал, что блоки нередко отличаются друг от друга своей морфологией, интенсивностью расположения складок и их пространственным распределением. По мнению

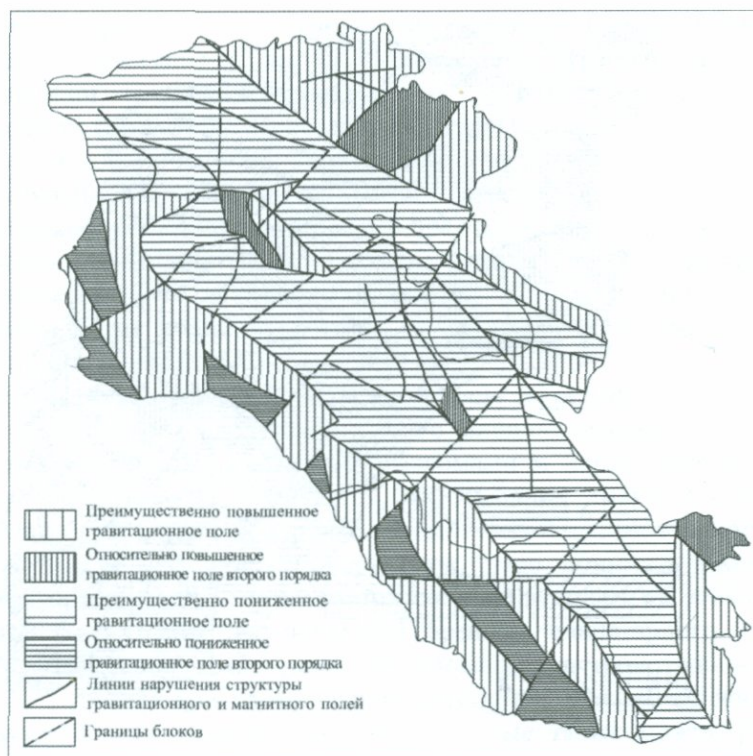


Рис. 1.7. Карта блоков территории Армении по геофизическим данным (Акопян, 1972).

авторов высокогорная центральная часть Малого Кавказа, составленная складчато-глыбовыми горными хребтами (регион среднеальпийской складчатости), характеризуется как интенсивно отрицательным, так и сильно расчлененным гравитационным полем (зона центрального минимума), которое, в общем, возникло линейными и пропорциональными локальными аномалиями второго и более низкого порядка, преимущественно северо-западного и близпоперечного простирания. Границы между крупными блоковыми зонами, которые соответствуют глубинным разломам, на гравитационной карте выражены достаточно четко в виде зон горизонтальных градиентов северо-западного простирания. По-видимому, поперечные разломы также имеют глубинный характер, что подтверждается геологическими данными. По мнению авторов в процессе развития отдельных блоков важную роль сыграли неотектонические движения, которые связаны с большой активностью верхнеальпийских вертикальных движений (Саркисян, Волчанская, 1973).

Б. Меликсетян и И. Архипов присоединяются к тому мнению исследователей, которые выделяют два основных структурно-фациальных комплекса или мегаблока на территории РА: Агдам-Капанский и Армянский (рис.1.9). Последней, как отмечается, является северным выступом Иранской эпибайкальской платформы. Его северная граница проходит по Севано-Агарской шовной зоне, с юга ограничивается Зангезурско-Далидахской, а с востока - Транскавказской зонами глубинных разломов. Они считают, что на схеме поверхности рельефа Мохо центральная часть Армянского мегаблока четко выражается в виде зоны резкого изменения толщины земной коры (50-60 км), которая отмечается меридиональным направлением от реки Аракс к Севанскому офиолитовому поясу; потом резко меняет направление на северо-запад - вдоль шовной зоны (37-41 км), а на северо-северо-восточном направлении примыкает к земной коре Сомхето-Карабахской зоны пониженной толщины (40-44км). Следующим характерным признаком, как считают авторы, является наличие меридиональных переходов толщины земной коры к краевым зонам: Зангезурско-Далидахской (от 50-48 до 38-44км) и Транскавказской (50-52 до 40-44км). Как по геологическим, так и по геофизическим данным выделяются 4 блока: Западный (38-44км), Центральный (50-55км), Восточный (39-45км) и Северный (38-46км). По этим же данным характерным признаком мегаблока является увеличенная толщина "базальтового" слоя (20-30км) и сравнительно слабозрелый "гранитный" слой (5-15км), который более четко описывается в краевых зонах мегаблока (Саркисян, Волчанская, 1973).

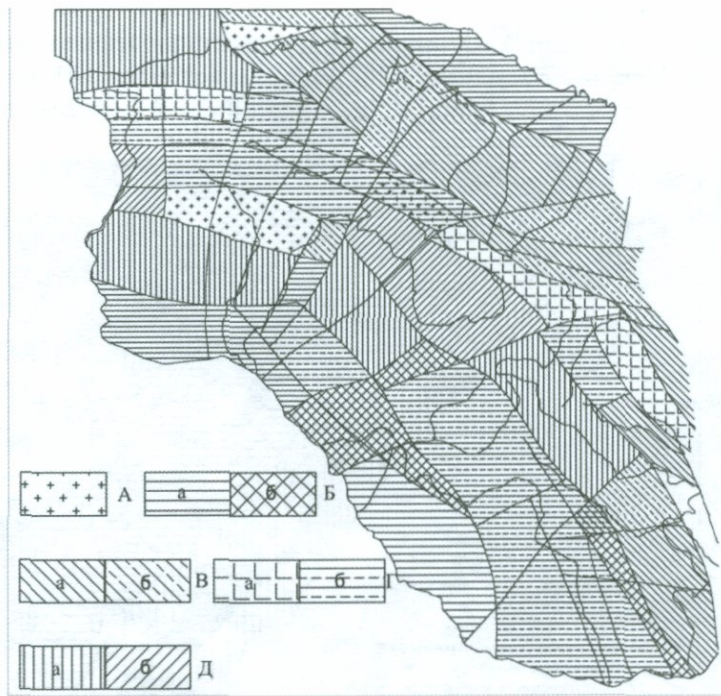


Рис. 1.8. Схема блокового строения территории Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (Саркисян, Волчанская, 1973). А-Блоки первичные, не испытавшие обращения (выступы байкальского основания); Б-Блоки эпибайкальской консолидации (эпибайкальская квазиplatforma); В-Блоки нижнеюрского заложения. Г-Блоки мелового заложения; Д-Блоки молодые (неоген-четвертичные).

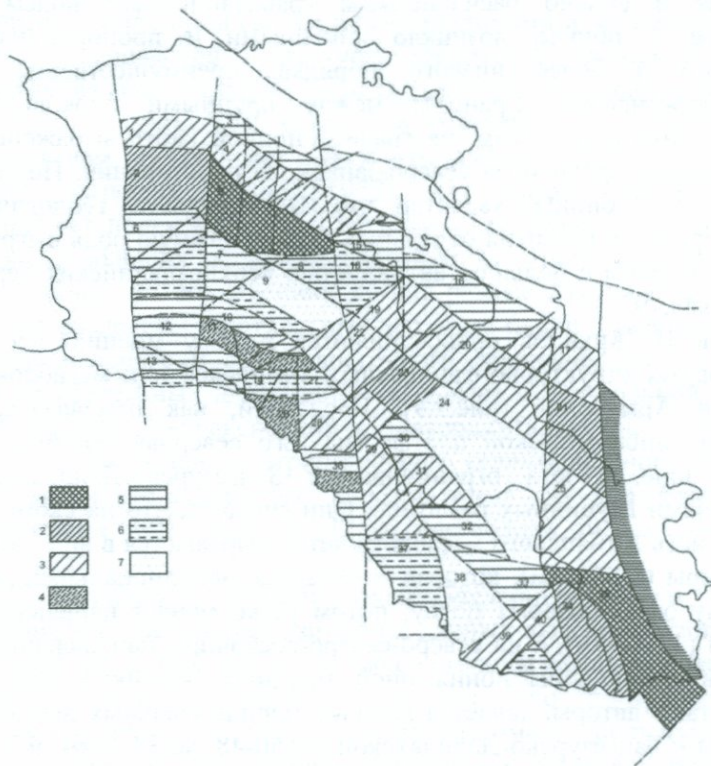


Рис.1.9. Схема блокового строения и современного положения кристаллического фундамента земной коры Армении по геологогеофизическим данным (Меликсетян, Архипов, 1975). Абсолютные глубины залегания фундамента (в км): 1) $+1.5 \div 2.5$; 2) $+1 \div 1.5$; 3) $+0.5 \div 1$; 4) $-0.5 \div 0.0$; 5) $-1.0 \div 1.5$; 6) $-2 \div 2.5$; 7) $-3 \div 5$ и более.

Схема блокового строения и приблизительная оценка глубины расположения метаморфической основы показаны на рис.1.9. Выделены 4 тектонических блока первого ранга по времени консолидации, глубинной структуре, типам развивающихся структур, характеру разрывной и складчатой структур, особенностям вулканизма и металлогении и глубинам размещения эопалеозойской основы: Памбак-Ведийский (западный); Вайк-Нахичеванский (центральный); Зангезур-Далидахский (восточный) и Севанский (северный).

Кроме основных блоков, которые имеют разные предыстории развития (доальпийский период, альпийский, особенно в олигоцен-плиоценовом этапе горообразования), в процессе тектонических напряжений и дифференциальных движений происходит дальнейшее раздробление и возникновение блоков второго ранга, которые размещены в виде горст-поднятий и грабен-изгибов и впадин (Меликсетян, Архипов, 1975).

С. Назаретян, исследуя блоковое строение земной коры территории РА, в основном обращал внимание на геофизические поля и разломы. По его мнению, блоком считается тот фрагмент земной коры, который ограничен глубинными разломами и характеризуется геофизическими полями одного характера, чем и отличается от соседних (окружающих) блоков. Такая формулировка, по сути, близка к формулировке тектонической делимости земной коры, которую предложили А. Пейве и А. Суворов: "Говоря блок, надо понимать геологические формы, образованные разломами и разными системами их состава, величины и значения, которые дают земной коре характер гигантской тектонической брекчии планетарного масштаба до 30-50 км" (Назаретян, 1984). На основе районирования аномального гравитационного поля и схем тектонических зон он выделяет три блока первой категории. По той же логике тектонические подзоны соответствуют блокам второй категории, которые также можно разделить на более низкие - блоки третьей категории. Схема блокового строения, предложенная С. Назаретяном по вышеуказанному пути, представлена на рис. 1.10. По сути, она является дифференцированным вариантом уточненной схемы тектонического районирования.

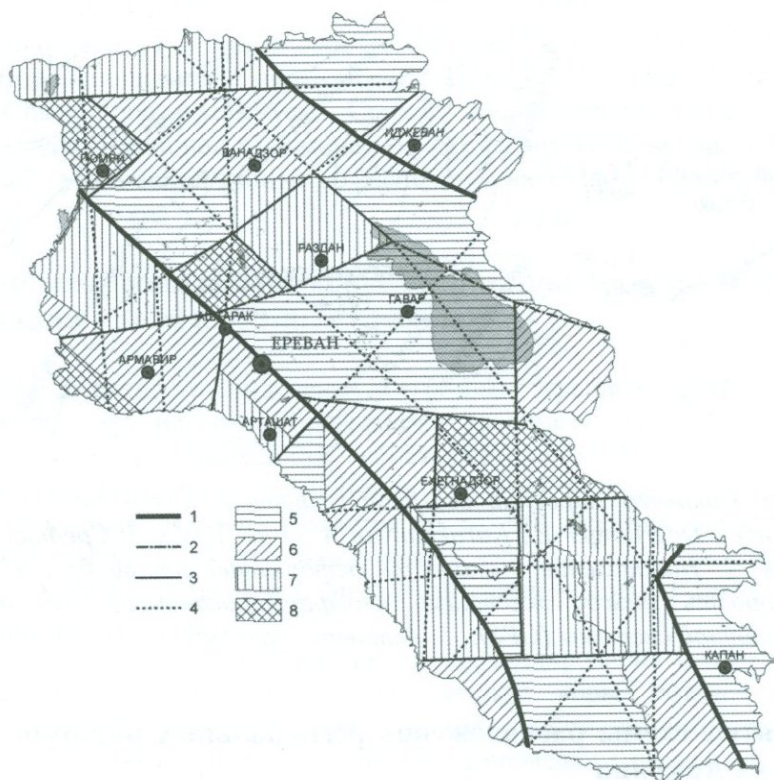


Рис.1.10. Схема блокового строения территорий Армении по геофизическим данным (Назаретян, Глубинные разломы..., 1984). Границы блоков (ГР): 1 – первой категории (мегаблоки); 2 – второй категории; 3 – третьей категории; 4 – внутриблоковые ГР. Значения относительных уровней гравитационного поля, на основе которых блоки первой или второй категорий расчленены на блоки третьей категории; 5 – высокое; 6 – повышенное; 7 – пониженное; 8 – низкое.

18960

Новый значительный шаг был сделан А. Караханяном и другими, которые составили не только более четкую схему блокового строения территории РА, но и определили направления и скорости современных движений блоков (рис.1.11). Для этого они опирались на комплекс данных (геологических, геоморфологических, аэрокосмических, GPS и др.). В частности, они считали, что линейamentные системы региона отражают региональные тектонические деформации, которые возникли в условиях горизонтальных движений литосферы, и глобальные напряжения регматического происхождения. Выделенный Тавро-Кавказский сегмент, находясь в передней части Арабской плиты, раздроблен на ряд мозаичных блоков. Высокая тектоническая раздробленность сегмента и подвижность блоков обуславливают отсутствие необходимых условий для накопления тектонических больших напряжений, и, как следствие, часто рассеянная сейсмичность характеризуется землетрясениями относительнонизкой, до 7.5, магнитуды (Караханян,1989;Karakhanian, Djrbashian, Trifonov, Philip, Ritz,1997; Karakhanyan., Vernant, Doerflinger, Avagyantetal,2013).

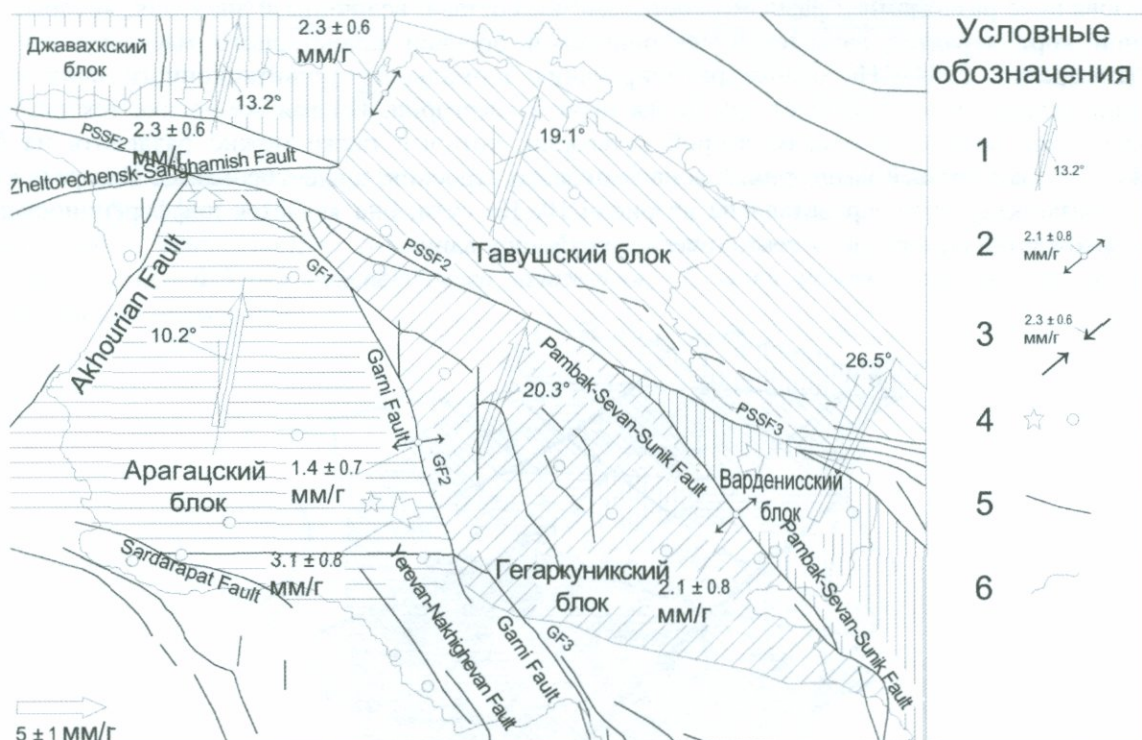


Рис. 1.11. Схема блокового строения северной и центральной частей территории РА и их динамика(Davtyan V., Doerflinger E., Karakhanyan A. et al, 2006). 1. Средняя скорость и азимут движений блоков; 2. Направление и скорость деформаций границ блоков; 3. Относительное движение и скорость между жесткими недеформированными блоками; 4. Точки сети Глобальной позиционной системы (GPS); 5. Активные разломы; 6. Государственная граница РА.

1.3. Общепринятые схемы расположения региональных разломов и блоков земной коры территории Армении

Выбор общепринятых карт или схем региональных разломов и блоков земной коры территории Армении - не простая задача, т.к. каждая схема имеет элемент новизны, является развитием предыдущих исследований, при ее составлении использованы новые исходные данные и т.п. Нами избраны схемы, исходя из следующих соображений: а) должны быть лидерами своего периода по новизне исходных материалов; б) должны быть приняты со стороны специалистов, в) должны иметь значительные элементы новизны окончательных результатов; г) должны быть

составлены на основе надежных и комплексных данных; д) должны быть составлены передовыми для своего периода методами и др.

Безусловно, первой значимой схемой в этой области является схема Ф.Освальда, составленная в 1905г. (рис. 1.6). Правда, большинство разломов и блоков не нашли своего подтверждения в дальнейшем, но схема является пионером изучения блокового строения земной коры в глобальном масштабе, все ж таки ее некоторые элементы сохранили свое значение до сих пор.

Схемы тектонического районирования А.Т. Асланяна (рис. 1.2) и А.А. Габриеляна(рис. 1.3) пользуются до сих пор большой популярностью, т.к. были составлены на базе обширных, особенно полевых геологических, данных с применением для своего времени передовой технологии. Одни из первых они широко использовали существующие геофизические данные, т.к. была нехватка данных о глубинном строении земной коры Армении. На предложенных схемах особое место занимают глубинные(региональные) разломы, оценки их геометрических параметров, роли в процессах образования фаций и формаций, сильных землетрясений и др.

После Спитакского землетрясения 1988г., появления данных GPS и результатов полевых сеймотектонических исследований специалисты пересмотрели многие ключевые вопросы разломной тектоники, геодинамики, сейсмичности и оценки сейсмической опасности, блокового строения территории Армении и сопредельных государств. Не умаляя полученные многими исследователями результаты, считаем необходимым упомянуть о двух существенных картах разломов и блоков, составленных в результате международного сотрудничества армянских специалистов со специалистами запада и Кавказа.

В рамках проекта Международного научно-технического центра (ISTC “Caucasian Seismic Information Network for Hazard and Risk Assessment”) в 2006г. была составлена карта активных разломов Кавказа (рис. 1.5), в том числе и Армении(рис. 1.4). Уделяя особое внимание надежности данных и исходя из схемы плитовой тектоники региона, была составлена карта активных разломов с оценкой их современной активности и сейсмического потенциала. Каталог важнейших активных региональных разломов территории РА и прилегающих районов показывает современный уровень исследований.

Значительным вкладом в изучении блокового строения земной коры территории Армении является работа интернационального коллектива(Karakhanyan, Vernant, Doerflinger, Avagyan, Philip, Aslanyan, Champollion, Arakelyan, Collard, Baghdasaryan, Peyret, Davtyan, Calais, Masson,2013) по составлению новой динамической схемы, на которой представлены блоки со скоростями движений и уточненные данные по расположению разломов и их активности.

1.4. Рельеф глубинных границ земной коры территории Армении и аномалий скоростей сейсмических волн на разных глубинах

Надо сказать, что надежность выделения глубинных границ разными геофизическими методами разная. Например, магнитометрические и гравиметрические методы сравнительно эффективны для выделения поверхности кристаллического фундамента, сейсмическими методами наиболее четко выделяются поверхность фундамента, границ Г (внутри гранитного слоя) и М-поверхность Мохоровичича. Несмотря на то, что имеются карты вышеотмеченных границ земной коры территории Армении, можно считать, что эти границы пока еще недостаточно изучены. Разногласия между исследователями особенно значительны в вопросе рельефа этих границ.

При отсутствии данных глубинного сейсмического зондирования важное место занимают данные по определению глубинного строения земной коры методом обменных волн землетрясений (МОВЗ). В разное время, начиная с 1968г., сейсмическими станциями “Земля” и “Черепаша” достаточно густой сетью наблюдений были проведены исследования на территории Армении. Общая длина проведенных профилей составляет около 1400км, что позволило составить многочисленные скоростные и глубинные геологические разрезы, а на их основе - и карты рельефа глубинных границ. Обычно число одновременно установленных станций составляло 10, 6-7 из которых были расположены вдоль основного профиля с интервалом между ними 2-8км. Были зарегистрированы как близкие и отдаленные землетрясения, так и промышленные взрывы. Известно, что более надежно фиксируются первые вступления тех обменных волн, которые связаны с поверхностью кристаллического фундамента. Надежность

фиксации более глубоких границ по глубине снижается. Исследователи в земной коре Армении выделили и проследили несколько границ: фундамента, в гранитном слое, Конрада, Мохоровичича и др. По вертикальным перемещениям глубинных границ были выделены разломы. На основе этих данных были составлены многочисленные геолого-геофизические разрезы (Гаретовская,1975; Егоркина, Гаретовская,1975; Егоркина, Краснопевцева,1980; Егоркина, Соколова,1973; Осипова, Арменакаян,1979; Осипова,1980).

Путем обобщения данных МОВЗ, геофизиками составлены схемы рельефа поверхности глубинных границ (Бадалян и др.,1986). Очевидно, что эти карты имеют определенную погрешность по следующим причинам: а) неровное распределение профилей наблюдений; б) иногда существенные ошибки при определении элементов строения земной коры, вследствие которого однотипные данные, определенные разными исследователями, отличаются друг от друга. Но, несмотря на это, эти данные позволяют составить определенное представление о глубинном строении земной коры территории Армении. Обычно исследователи выделяют следующие три границы: поверхность метаморфического фундамента, границы Конрада и Мохоровичича.

Поверхность метаморфического фундамента. Существуют карты, в основном 1:500000 масштаба, составленные на основе гравиметрических и магнитометрических (Ю.И.Николюцкий и Т.Н.Сироткина), гравиметрических (Ш.С.Оганисян), геологических и гравиметрических (В.А.Агамалян) данных, путем обобщения материалов по изучению строения земной коры сейсмологических станциями “Земля” и “Черепаша” методом обменных волн землетрясений-МОВЗ (Бадалян, Киракосян, Осипова, 1986) и др. Однако, эти карты существенно различаются между собой (рис. I.12. и I.13.). Надежность карты, составленной путем обобщения данных МОВЗ (рис.I.13.),сравнительно больше, но она не пригодна для выделения РР, т.к. при построении карты данные о поверхности метаморфического фундамента в конкретных точках осреднены, т.е. характерное для РР ступенчатое строение поверхности на карте часто не сохранено.



Рис. I.12. Схема изогипс поверхности верхнепротерозойско-кембрийской(?) метаморфического фундамента по данным геофизики (Николюцкий, Сироткина,1971). Изогипсы даны в км.



Рис.1.13. Схема поверхности эопалеозойского фундамента по МОВЗ (Бадалян и др.,1986). Изогипсы даны в км.

Поэтому в дальнейшем нами использована не эта карта, а данные МОВЗ, полученные записями сейсмологических станций “Земля” и “Черепаша” по определенным профилям (масштаб 1:200000). Несмотря на сказанное, из карт рельефа поверхности метаморфического фундамента следует его весьма сложное строение. Заметна сильная дифференцированность, резкие перепады высот рельефа. Видна еще одна важная особенность строения рельефа, которая заключается в том, что общекавказская вытянутость изогипс не так ярко выражена, как например вытянутость структур альпийского геосинклинального этапа и геофизических полей. При сравнении карт рельефа границ фундамента (рис. 1.13) и Конрада (рис. 1.14) бросается в глаза, что структура рельефа по глубине резко изменяется.

Поверхность Мохоровичича. Схемы рельефа поверхности Мохоровичича построены по осредненным гравиметрическим аномалиям Буге (рис.1.15) и по осредненным сейсмологическим данным (рис.1.16.). Если глубина залегания поверхности М территории республики согласно первой схеме располагается на глубине 39-43км, то по второй – на глубине 38-52км. Расхождение данных о наиболее углубленных участках поверхности М значительное – до 9 км. По данным гравиметрии наблюдается четкая вытянутость изогипс поверхности М в общекавказском направлении, однако по схеме, составленной по сейсмическим данным, такая ярко выраженная вытянутость изогипс не наблюдается.



Рис. 1.14. Карта рельефа поверхности Конрада по МОВЗ (Бадалян и др., 1986). Изогипсы даны в км.



Рис. I.15. Карта изогипс поверхности Мохоровичича (Оганисян, 1985). Изогипсы даны в км.



Рис. 1.16. Схема рельефа поверхности Мохоровичича по МОВЗ (Бадалян, 1986). Изогипсы даны в км.

Мощности “Гранитного” (рис. 1.17) и “Базальтового”(рис. 1.18) слоев земной коры Армении колеблются в большом диапазоне. Причем, первый слой имеет мощность 12-19км, авторой – 16-30км, “Базальтовый” слой толще “Гранитного”. Скорости продольных волн в этих слоях составляют соответственно 6.0-6.4км/с и 6.8-7.2км/с.



Рис. 1.17. Схема мощности “Гранитного” слоя территории Армении по данным МОВЗ (Бадалян и др., 1986). Изогипсы даны в км.



Рис.1.18. Схема мощности “Базальтового” слоя территории Армении по данным МОВЗ (Бадалян и др.,1986). Изогипсы даны в км.

Таким образом, опираясь на существующие схемы поверхностей глубинных границ земной коры территории Армении, можно отметить следующее: а) наблюдается сильная дифференциация рельефа указанных поверхностей; б) строгой общекавказской вытянутости изогипс поверхности глубинных границ не наблюдается, они вытянуты по северо-западному, северо-восточному, широтному и меридиональному направлениям; в) сложное строение рельефа глубинных границ почти не исчезает по глубине; г) приподнятая или опущенная форма рельефа конкретного участка одной границы может не наблюдаться на другой границе, т.е. наблюдается неоднородность геологического строения в вертикальном направлении.

1.5. Выводы

Из краткого изложения и анализа изученности РР и блоков земной коры территории Армении следует:

1. РР и ГР территории Армении были изучены с начала двадцатого века разными методами и подходами. Часто исследователи при решении вопросов региональной геологии с различной степенью детальности занимались в основном их выделением. Причем, при выделении и изучении разломов разных направлений не применялся единый подход на основе одинакового исходного материала.
2. С 70-тых годов прошлого столетия для изучения разломов начали широко применять геофизические данные, т.к. при покрытии большей части территории Армении молодыми образованиями они были основными данными, содержащими информацию о глубинном геологическом строении земной коры. Разное понимание термина “глубинный” или “региональный” разлом, раздельное применение методов выделения глубинного разлома, отсутствие качественных исходных геофизических материалов (до начала семидесятых годов) являлись основными причинами того, что многочисленные

схемы их расположения, предложенные разными исследователями, существенно отличаются друг от друга. После Спитакского землетрясения 1988г. специалисты начали обращать особое внимание на внутреннюю структуру и динамику разломов, под влиянием исследователей запада вместо термина “глубинный” разлом широко был применен термин “региональный” разлом или просто разлом.

3. По мере накопления новых данных количество выявленных разломов, особенно поперечных, увеличивается во времени. Сначала были выявлены общекавказские и меридиональные, а затем - северо-восточные и в конце семидесятых годов – широтные разломы. Специалисты придерживаются почти единого мнения в вопросе местоположения общекавказских РР и их роли в формировании альпийских складчатых комплексов. Не оспаривается местоположение ряда меридиональных и северо-восточных РР. Наиболее слабо изучена группа широтных разломов. Принимается, что общекавказские РР ограничивают тектонические зоны и подзоны (мегаблоки и блоки), однако роль большинства поперечных разломов в этом деле неясна. На разных этапах изучения РР были выявлены элементы их закономерного расположения. Установлена параллельность РР одинакового простирания и выдержанность интервалов между ними. Были выделены две системы разломов: диагональная и ортогональная.
4. Почти все специалисты под термином “блок” подразумевают фрагмент земной коры, ограниченный разломами, который имеет отличающееся от соседних районов геологическое строение, в том числе и глубинное. Нет четкого определения понятия “блок” земной коры. Выделенные блоки территории Армении разделяют на сегменты, мегаблоки и блоки разного ранга, исходя из их размеров, положения в вертикальном разрезе (поднятий и опущений), особенностей глубинного строения, истории развития и т.д. Для изучения блокового строения почти все исследования используют геофизические, особенно региональные гравиметрические данные и результаты сейсмического зондирования земной коры. Этот подход естественен, поскольку без геофизических данных нельзя делать выводы о глубинном строении блока. Схемы блокового строения земной коры территории РА, предложенные исследователями, очень часто резко отличаются друг от друга. Разное как количество крупных блоков (мегаблоков), так и маленьких блоков. Количество мегаблоков колеблется 2-5, а блоков – 15-55.
5. С появлением данных Глобальной позиционной системы(GPS) предлагаются новые и подробные динамические схемы блокового строения, модели активных разломов. Создаются более надежные основы решения сеймотектонических задач, динамических моделей земной коры.
6. Опираясь на принятые схемы тектоники плит региона и учитывая, что территория РА находится в зоне столкновения (коллизии) 2 крупных плит, даются более обоснованные схемы классификации блоков и РР. Важны результаты, опирающиеся на достаточно подробные данные по глубинному строению земной коры Армении(по методу обменных волн землетрясений) и напряжениям, действующим на глубинах до 20км (параметрам механизма очагов средних и сильных землетрясений).
7. Составленные карты рельефа глубинных границ земной коры Армении, особенно методом обменных волн землетрясений, показывают, что наблюдается сильная дифференциация рельефа поверхностей как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, и строгой общекавказской вытянутости изогипс глубинных границ не наблюдается. По глубине сложное строение рельефа глубинных границ почти не исчезает.

ГЛАВА 2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ И ВЕРОЯТНЫЕ МОДЕЛИ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ

2.1. Аномальные геофизические поля

Ниже кратко рассматриваются те особенности гравитационного, магнитного, геотермического полей, на основе которых выделены и изучены РР, блоки и другие важные элементы земной коры территории Армении. Эти особенности достаточно подробно рассмотрены в десятом томе "Геология Армянской ССР" (1972) и в монографии С. Назаретяна (Назаретян, 1984), поэтому в настоящей главе они излагаются весьма кратко. Ниже кратко рассматриваются те особенности гравитационного, магнитного, геотермического полей и скоростных аномалий сейсмических волн, которые тесно связаны с РР и служат критериями их выделения.

2.1.1. Гравитационное поле

Аномальное гравитационное поле территории Армении в редукции Буге характеризуется отрицательными значениями и представляет часть крупного гравитационного минимума, входящего в состав альпийского Средиземноморья. Ось минимума имеет СЗ направление и совпадает с главными возвышенностями Армянского нагорья. Указанный гравитационный минимум в пределах Армении по уровню Δg расчленяется на крупные области, характеризующиеся повышенными и пониженными значениями гравитационного поля: Юго-Западную (I), Центральную (II), Северо-Восточную (III) и Юго-Восточную (IV) (рис.2.1).

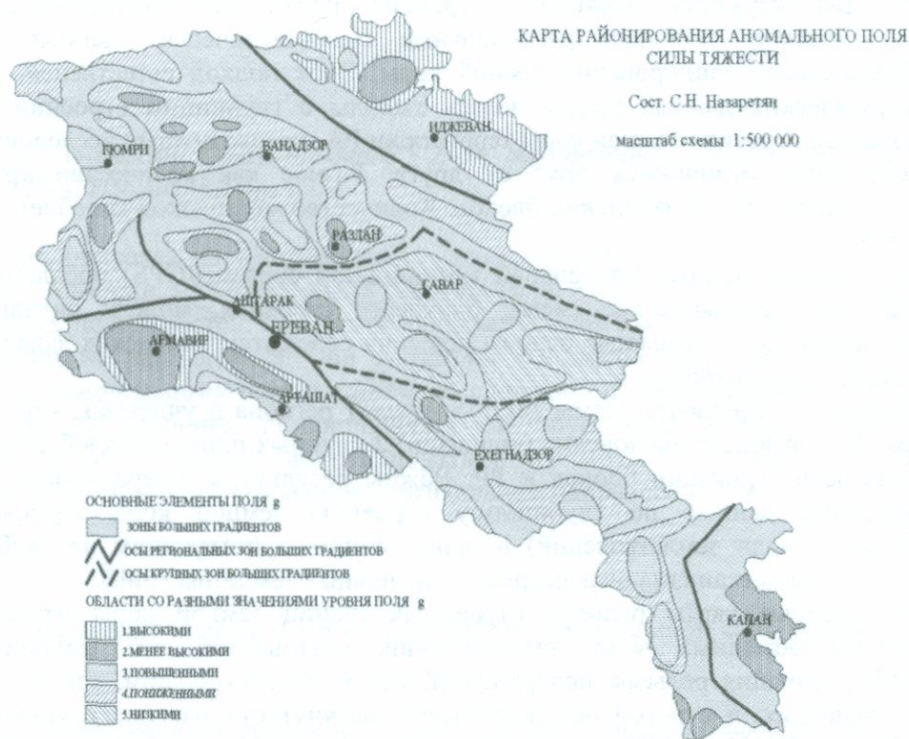


Рис.2.1. Карта районирования аномального поля силы тяжести в редукции Буге.

Эти области имеют северо-западное простираение и совпадают с основными геологическими структурами. Северо-Восточная и Юго-Западная области характеризуются относительно повышенными значениями Δg и соответствуют Сомхето-Карабахской и Приараксинской тектоническим зонам (Асланян, 1958). Центральная область характеризуется гравитационным минимумом и соответствует складчатой зоне Армении (Габриелян, 1959). Здесь интенсивно развит молодой вулканизм: Арагацкая, Гегамская, Варденисская, Сюникская вулканические области.

Вторая гравитационная область в свою очередь подразделяется на три части (IIa, IIб, IIв). Средняя часть (IIб) совпадает с Севано-Ереванским грабен-синклиниорием (Габриелян, 1959), в

пределах которого находится Гегамская вулканическая область, и характеризуется самыми относительно низкими значениями Δg на территории Армении. Если области I, II и III почти параллельны друг другу и дугообразно простираются с юго-востока на северо-запад, то область Юго-восточного максимума вклинивается между Центральным минимумом и Северо-восточным максимумом. Кафанский антиклинорий, тектоническое положение которого в схеме геотектонического районирования Армении остается спорным, входит в состав Юго-восточного максимума.

Ширина вышеуказанных аномальных областей составляет 70-100 км, а протяженность – более нескольких сотен километров (в пределах Армении превышает 300 км). Разница уровней Δg между областями составляет около 60-80 мГл. Образование аномалий подобного характера и в таком поперечнике обычно связывается с границами Конрада и Мохоровичича (Алексидзе, Картвелишвили, 1979; Бабаджанян, 1984; Геология Армянской ССР. Т.10, Геофизика, 1972), т.е. выделенные гравитационные области имеют глубинный характер и отражают глубинные неоднородности земной коры территории Армении. По характеру Юго-восточного максимума можно предполагать, что он также имеет глубинные источники (поверхность Конрада и, возможно, Мохоровичича).

Указанные области аномального гравитационного поля отделяются друг от друга зонами высоких градиентов Δg , величина которых составляет 3-5 мГл/км (рис.2.1 и 2.2). Узкая зона больших горизонтальных градиентов намечается вдоль полосы с.Шахназар-с.Чамбарак-с.Минкенд, которая на юго-востоке разветвляется на две ветви. Юго-западная ветвь продолжается по направлению с.Горис-с.Татев-с.Шванидзор, ширина зоны которой в среднем составляет около 15 км, а средний горизонтальный градиент – 3 мГл/км. Здесь по зоне градиентов метаморфизированные сланцы докембрия надвинуты на вулканогенные и осадочные образования юры и мела. Северо-восточная ветвь простирается от райцентра Берзор до р.Аракс и дальше. Таким образом, район Кафанского антиклинория с севера, запада и востока ограничивается зонами высоких градиентов и по уровню Δg отличается от Сомхето-Карабахской зоны и складчатой зоны Армении. Шахназар-Минкендская зона больших градиентов в пределах Армении имеет ширину около 20-25 км, со средним горизонтальным градиентом 3 мГл/км. На тектонической карте указанная зона совпадает с контактом породы юры и мела, с образованием кайнозоя.

Довольно узкая (10 км), но интенсивная зона высоких горизонтальных градиентов гравитационного поля (5 мГл/км) намечается вдоль полосы Апаран-Раздан-Севан-Зод, которая также совпадает с контактом пород: на севере и северо-востоке зоны обнажаются породами эоценозоя (в интервале Апаран-Раздан), мезозоя (вдоль Севанских гор) и палеогена, а на юге и юго-востоке – молодыми вулканогенными образованиями четвертичного периода. Следует отметить, что контакт довольно резкий и хорошо картируется геологическими методами.

Маралик-Ереванская зона больших градиентов у с. Гарни разделяется на две ветви. Первая ветвь, шириной 10 км и с горизонтальным градиентом 4 мГл/км, простирается по направлению Нахичеван-Джульфа, вторая – вдоль Варденисского хребта. Ширина указанной зоны в промежутке Маралик-Ереван составляет 15 км, а горизонтальный градиент – 4 мГл/км. На территории Нахичевана левая ветвь указанной зоны прерывается локальным максимумом: изолинии огибают тектонические поднятия, находящиеся между селами Карабахлар и Ахура, где палеозойский субстрат приподнят и на поверхности обнажаются породы перми и триаса.

Зоны больших градиентов и гравитационные зоны более наглядно выделяются на карте региональных аномалий гравитационного поля, в том числе и изолированная Юго-восточная область. (рис. 2.2)

По обе стороны зоны больших градиентов Маралик-Ереван-Джульфа наблюдается резкое отличие пород как в возрастном, так и фациальном отношениях. Данными буровых скважин у г.Еревана отмечено резкое отличие геологических разрезов по обе стороны от зоны градиентов (Асланян, 1959). В Приараксинской зоне, в отличие от Еревано-Ордубадской зоны, развиты в основном нормально-осадочные отложения, а магматические породы развиты слабо.

Описанные зоны интенсивных градиентов имеют следующие важные особенности: а) большая протяженность (несколько сотен километров); б) прямолинейный или почти прямолинейный характер; в) большой горизонтальный градиент (3-5 мГл/км); г) по ним перепад значений составляет 40-60 мГл; д) соответствуют резким геологическим границам. Подобные

гравитационные ступени соответствуют субвертикальным плотностным границам в земной коре, возникающим в результате относительного перемещения блоков.

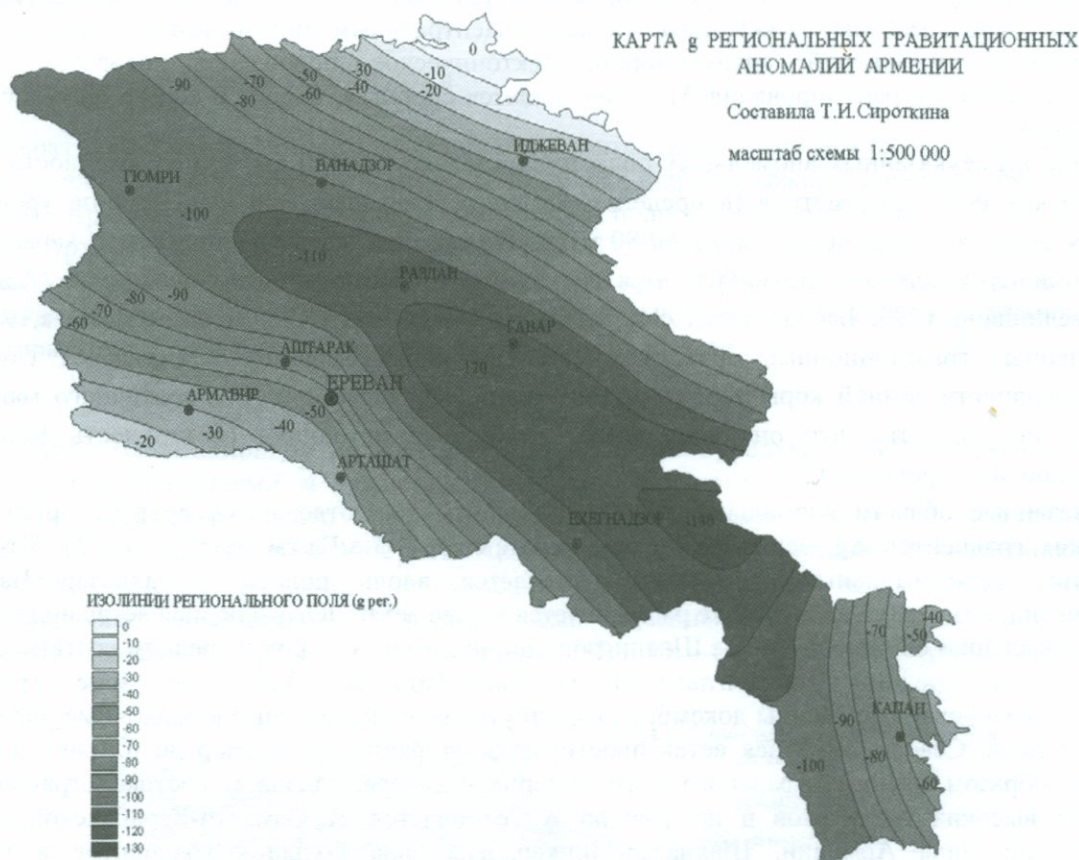


Рис 2.2 Карта региональных гравитационных аномалий территории Армении (сост. Т.Н. Сироткина, 1971)..

Большой интерес представляет изучение преобладающих направлений простираения вытянутых (линейных) элементов гравитационного поля, многие из которых тесно связаны с РР. К числу этих элементов относятся узкие зоны больших градиентов (с горизонтальным градиентом 2-5 мГл/км) разного характера и вытянутые аномалии. Схема отмеченных элементов представлена на рис.2.3, которая составлена на основе карты Δg в редукции Буге 1:200 000 масштаба. Вытянутые элементы гравитационного поля-следствие неоднородностей, расположенных на разных уровнях земной коры, начиная от ее верхних частей до границы Мохоровичича и глубже.

Интересно рассмотреть распределение этих элементов по азимуту простираения. Региональные зоны больших градиентов Δg , в основном, вытянуты в северо-западном и меридиональном направлениях, более конкретно по азимутам 300, 330, 0 и 45° (рис.2.4а). Причем разные части одной и той же региональной зоны имеют разные направления простираения.

Картина меняется, когда рассматриваем длинные (рис.2.4б) и короткие (рис.2.4в) зоны больших градиентов гравитационного поля. Длинные зоны больших градиентов также имеют преобладающее северо-западное направление. Но на розе-диаграмме появляются новые направления, в основном северо-восточного простираения. Относительно равномерная картина распределения преобладающих элементов наблюдается на розе-диаграмме коротких зон больших градиентов гравитационного поля. Здесь четко выделяются четыре господствующих направления простираения зон: северо-западное (азимут 315°), меридиональное (0°), северо-восточное (45°) и субширотное (90°). Преобладающее северо-западное направление имеет и вытянутые аномалии меридионального, северо-восточного и широтного направлений, но количество таких мало. Почти аналогичная картина наблюдается на розе-диаграмме распределения локальных вытянутых аномалий (рис.2.5б) с тем заметным отличием, что на первой диаграмме (рис.2.5а) отчетливо видна меридиональная вытянутость аномалий.

Таким образом, на общем фоне северо-западной вытянутости линейных элементов гравитационного поля выделяются элементы и других направлений, характер которых разный.

Для решения тектонических задач обычно используются изостатические аномалии, позволяющие провести районирование, изучить новейшую тектоническую активность, сейсмичность и т.п. Изостатические аномалии на территории Армении имеют зональный характер (рис.2.6). Достаточно четко выделяются три зоны, имеющие общекавказскую протяженность, границы между которыми почти совпадают с границами областей гравитационного поля в редукции Буге. Центральная часть республик (складчатая зона Армении) характеризуется слабоинтенсивным положительным и отчасти отрицательным (южные районы) аномальным полем. Здесь в виде отрицательной изостатической аномалии выделяется Севано-Ереванский грабен-синклиорий. На карте изостатических аномалий выделяются также Араратская (в виде положительной аномалии) и менее отчетливо Нахичеванская (в виде отрицательной аномалии) котловины, которые отделяются друг от друга слабоинтенсивной положительной аномалией, совпадающей с поперечным поднятием Волчьих Ворот. Северо-восточная часть республики

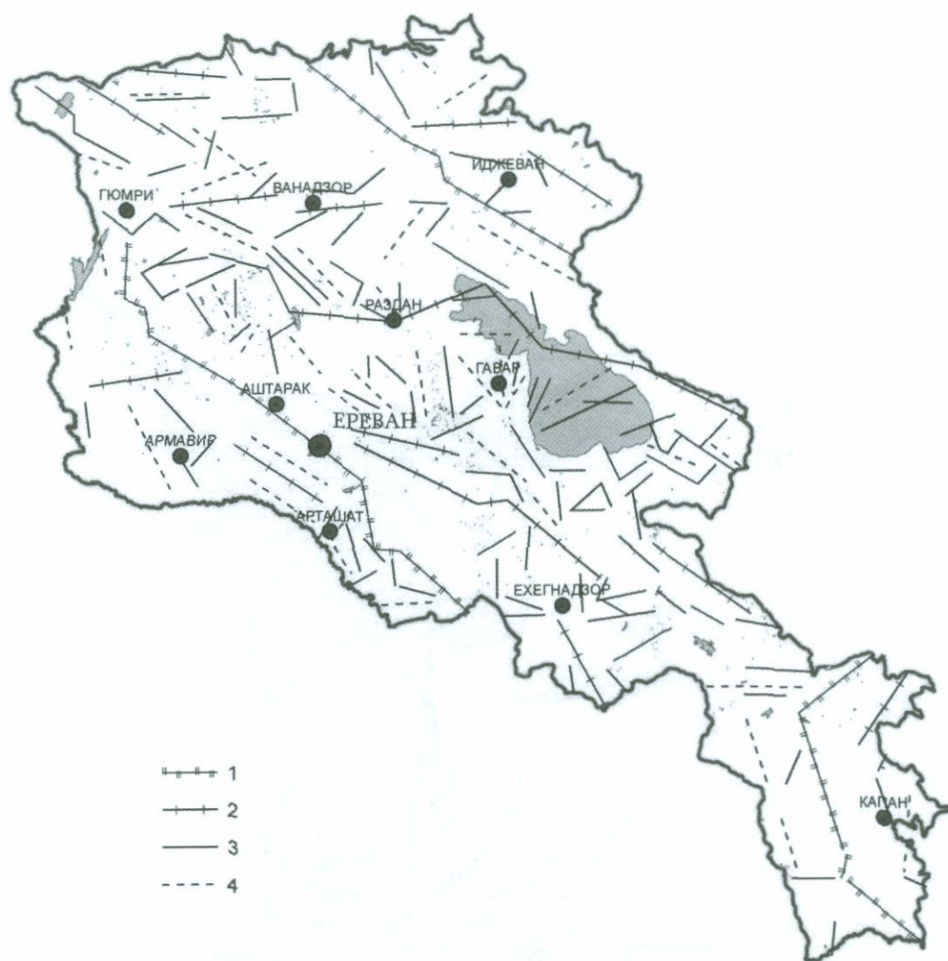


Рис.2.3. Схема вытянутых (линейных) элементов гравитационного поля: 1 – оси региональных зон больших градиентов; 2 – оси протяженных (20-40 км) зон больших градиентов; 3 – оси коротких (6-20 км) зон больших градиентов; 4 – оси локальных аномалий.

характеризуется положительными изостатическими аномалиями той же интенсивности, что и Араратская котловина. На карте изостатических аномалий четко проявляется изолированность Кафанского антиклинория от Сомхето-Карабахской и складчатой зоны Армении. Кафанский район со всех сторон окружен зонами больших горизонтальных градиентов изостатических аномалий. Изостатические аномалии разного знака и интенсивности характеризует блоки коры, отличающиеся знаком и интенсивностью новейших тектонических движений (Артемьев, Голланд, Ниаури,1985). В связи с этим можно ожидать, что контакты таких блоков будут

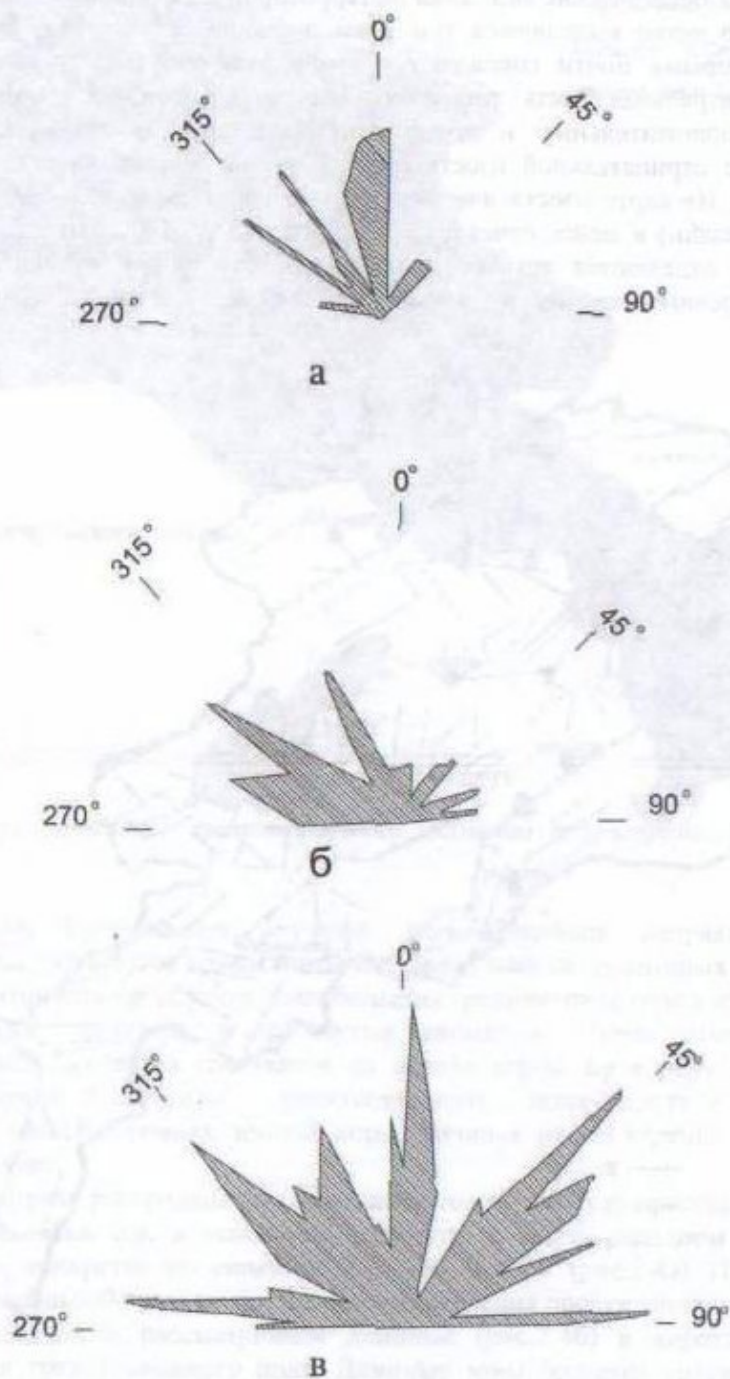


Рис.2.4. Распределение зон больших градиентов гравитационного поля по азимутам. Зоны: а – региональные; б – длинные; в – короткие.

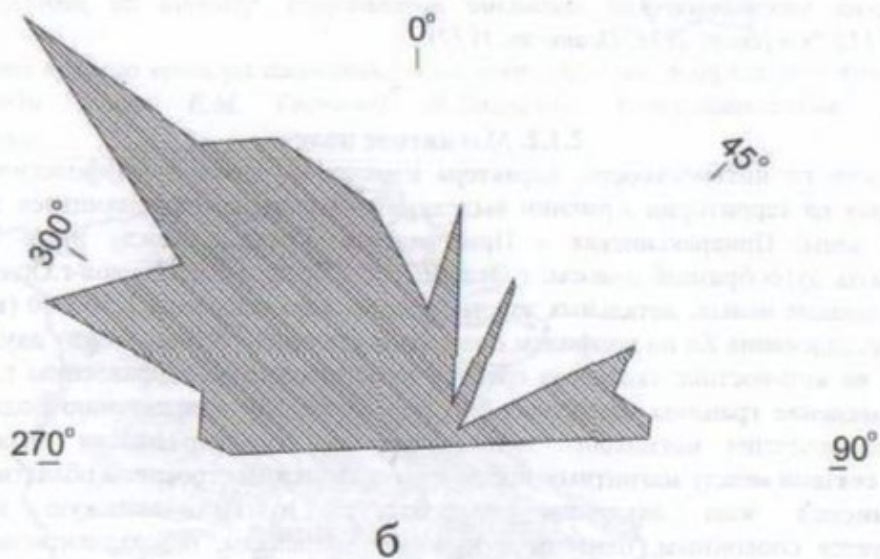
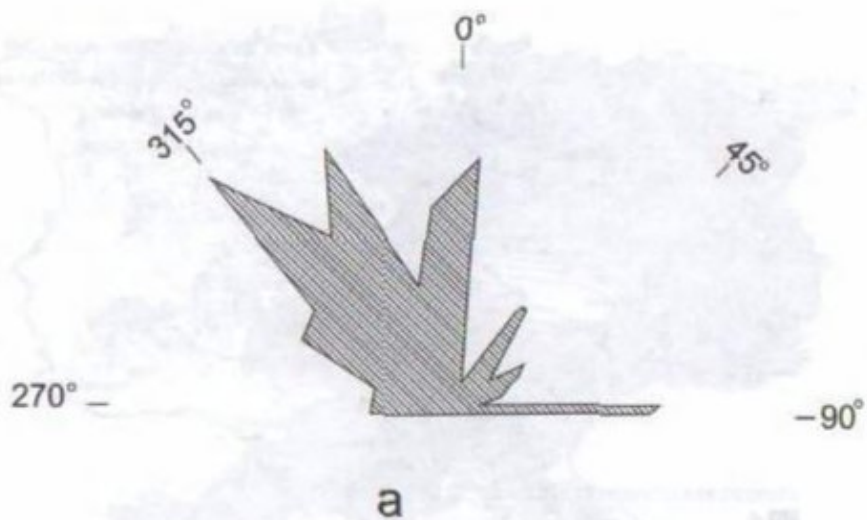


Рис.2.5. Распределение осей вытянутых гравитационных аномалий по азимутам: а - всех аномалий; б - локальных аномалий.

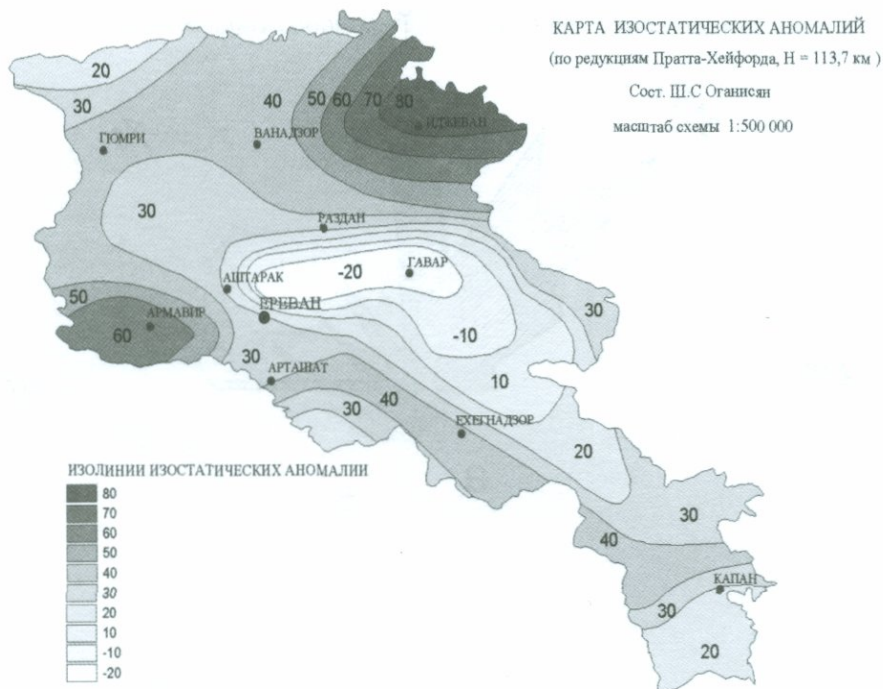


Рис. 2.6. Карта изостатических аномалий территории Армении по редукциям Пратта-Хейфорда, $H=113,7\text{км}$ (сост. Ш.С.Огансян, 1972).

2.1.2. Магнитное поле

В зависимости от интенсивности, характера изменения, знака и морфологии аномального магнитного поля на территории Армении выделяются две, резко отличающиеся друг от друга, региональные зоны: Приараксинская и Присеванская. Граница между ними Ц.Г.Акопяном проводится вдоль дугообразной полосы: г.Октемберян-г.Ереван-с.Азизбеков-г.Ордубад (Акопян, 1972). Использование новых, детальных аэромагнитных карт масштаба 1:500000 (высота съемки 80м) и наши исследования Z_a по профилям позволяют уточнить границу между двумя зонами. По этим данным, на юго-востоке указанная граница простирается по направлению г. Нахичеван-с. Джульфа. Проведение границы магнитных зон по указанному направлению подтверждается и характером соотношения магнитного поля с другими геофизическими полями, а также выявленными связями между магнитным полем и геологическим строением области.

1. **Приараксинская** зона охватывает Араратскую и Нахичеванскую котловины и характеризуется спокойным, близким к нулевым значениям, безградиентным аномальным магнитным полем. В зоне преобладают аномалии положительного знака. Относительно интенсивные, маленькие по размерам аномалии положительного и отрицательного знака наблюдаются на северо-западе зоны, над областью, покрытой вулканогенными образованиями верхнего олигоцена-антропогена (дациты, трахиты, долеритовые базальты и туфогенные образования). Спокойное аномальное поле обусловлено в основном преобладанием в разрезе нормально-осадочных пород (известняки, глины, песчаники и др.), характеризующихся слабыми магнитными свойствами.
2. **Присеванская** зона охватывает целиком горное сооружение Малого Кавказа и по характеру магнитного поля является противоположной Приараксинской. Здесь преобладают интенсивные аномалии разных размеров и разного знака, величина которых достигает нескольких тысяч гамм. Высокими значениями характеризуются и градиенты магнитного поля. Но, несмотря на сложный характер Присеванской зоны, ее можно разделить на подзоны, которые более четко выделяются на высотных аэромагнитных картах, где ослаблены влияния лавового покрова и "магнитного рельефа". Магнитные подзоны также отличаются друг от друга по знаку, интенсивности, морфологии аномалий (рис.2.7). Границы между подзонами I и II, II и III на юго-востоке и на северо-западе проведены по данным детальных аэромагнитных карт и выражены не менее четко, чем в центральной части Армении. Подзоны (как и зоны) имеют общекавказское



Рис. 2.7. Карта полного вектора аномального магнитного поля территории Армении, снятая с высоты 4000м (сост. Е.М. Гескина). Изодинамы; 1-отрицательные; 2-нулевые; 3-положительные.



Рис. 2.8. Карта полного вектора аномального магнитного поля территории Армении, снятая с высоты 1000м (сост. Г.А.Русакон). Изодинамы; 1-отрицательные; 2-нулевые; 3-положительные.

простираение и совпадают с направлением основных тектонических комплексов главного геосинклинального этапа развития.

Первая подзона охватывает Еревано-Ордубадскую зону (геоструктуры, по А.Т.Асланяну) и по морфоогии и интенсивности аномального поля разделяется на две части: северо-западную, характеризующуюся небольшими, интенсивными (до 10 мЭ) положительными и отрицательными аномалиями, и юго-восточную – с линейными отрицательными изодинамами.

Во второй подзоне, в отличие от первой, преобладают довольно крупные интенсивные положительные аномалии, за исключением Ширака и Зангезура, где имеются отрицательные аномалии. Подзона территориально совпадает с Ширакско-Зангезурской зоной.

Третья подзона характеризуется отрицательными значениями магнитного поля и совпадает с Кафанской антиклинальной и Присеванской зоной. Только районы населенных пунктов: Ташир, Степанаван и районы Кафанского антиклинория, характеризуются положительными значениями аномального поля.

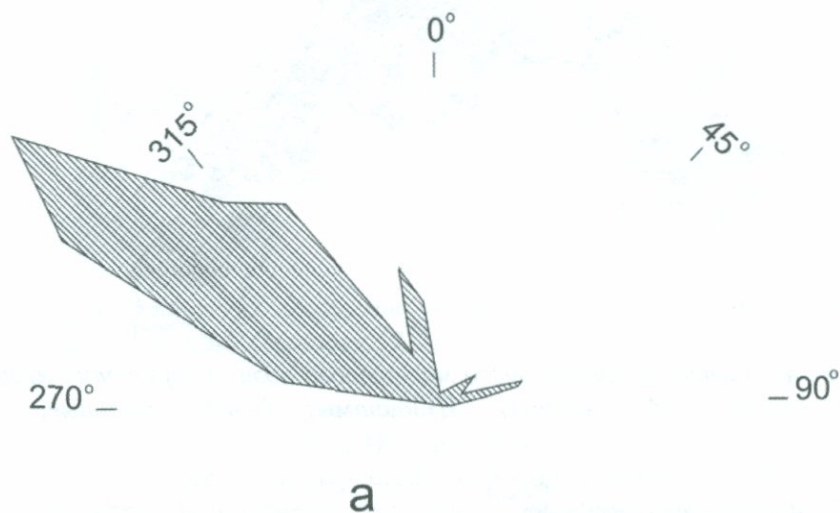


Рис. 2.9. Диаграмма распределения всех вытянутых магнитных аномалий ΔT_a , снятых с высоты 1000-1200м.

Четвертая подзона совпадает с Сомхето-Карабахской зоной и характеризуется в основном положительными значениями ΔT_a . Интенсивность аномалий достигает 6 мЭ (при высоте съемки 1000м). Иджеванскому синклинорию соответствует отрицательное поле ΔT_a , Алавердскому и Шамшадинскому антиклинориям - положительное поле ΔT_a .

Границы магнитных подзон выражены четко и соответствуют узким протяженным зонам больших градиентов поля ΔT_a . Сказанное хорошо прослеживается на детальных аэромагнитных картах. Границам магнитных подзон на геологических картах соответствуют крупные разрывные нарушения. Так, на юге республики восточная граница второй магнитной подзоны совпадает с Хуступ-Гиратахским ГР, а на северо-западе – с Севанским РР. Граница аномальных магнитных подзон III и IV совпадает с региональным разломом северо-западного простираения (Асланян, 1958). Крупные разрывные нарушения наблюдаются и вдоль границы магнитных подзон I и II (на юго-востоке, северо-западе и др.).

Сложное аномальное магнитное поле Присеванской зоны обусловлено в основном следующими факторами: а) геологическими структурами; б) петрографическими типами пород; в) магматическими телами; г) обратной намагниченностью пород; д) горным пересеченным рельефом; е) вулканогенным (лавовым) покровом и др. Локальные элементы аномального магнитного поля описываются при магнитной характеристике РР.

2.1.3. Геотермическое поле

Термическое поле территории Армении по сравнению с другими геофизическими полями изучено слабо. Количество пунктов геотермического градиента и теплового потока меньше 40, и

они распределены на территории республики неравномерно. Естественно, что эти скудные данные не отражают характер истинной картины сложного геотермического поля и дают основание сделать лишь некоторые предварительные суждения.

На основе указанных данных Р.Т.Мириджаняном (1965) составлена схема геотермического районирования территории республики, на которой выделены три зоны с разными значениями геотермического градиента и теплового потока (рис.2.10). Зоны геотермического поля, как и гравитационные и магнитные, имеют общекавказское простираение и совпадают с основными тектоническими зонами. Такое совпадение наводит на предположение о причинной связи между ними. Исключение составляет лишь зона со средними значениями геотермического градиента и теплового потока, которая не протягивается в северо-западном направлении, а ограничивается с севера и северо-запада зонами I и III. Эта зона в основном соответствует Кафанскому антиклинорию.

В региональном плане по величине плотности теплового потока (Q) на территории Армении выделяются две области: область с высокими значениями Q и область с нормальными значениями Q . Область с высокими значениями теплового потока охватывает центральную часть территории республики – Анкавано-Зангезурскую геотектоническую зону, в пределах которой величина Q больше $2 \text{ мк}\cdot\text{кал}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$. Исследованиями Симмонса показано, что области земного шара, где Q превышает $2 \text{ мк}\cdot\text{кал}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$, тесно связаны с вулканизмом. В Анкавано-Зангезурской зоне также интенсивно развит молодой вулканизм. В этой же области наблюдаются известные до сих пор в пределах Армении самые высокие значения Q - $3,03$ и $3,75 \text{ мк}\cdot\text{кал}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$. Такими величинами потока характеризуются районы термальных источников ($T > 37^\circ$) Анкавана и Джермука. Исследователи указывают, что в локально геотермических районах подобного типа перенос энергии определяется главным образом повелением системы вода-пар. Основной причиной подъема местных геотерм являются гидротермальные процессы, которые в свою очередь связаны с магматической активностью района (Смирнов, 1968).

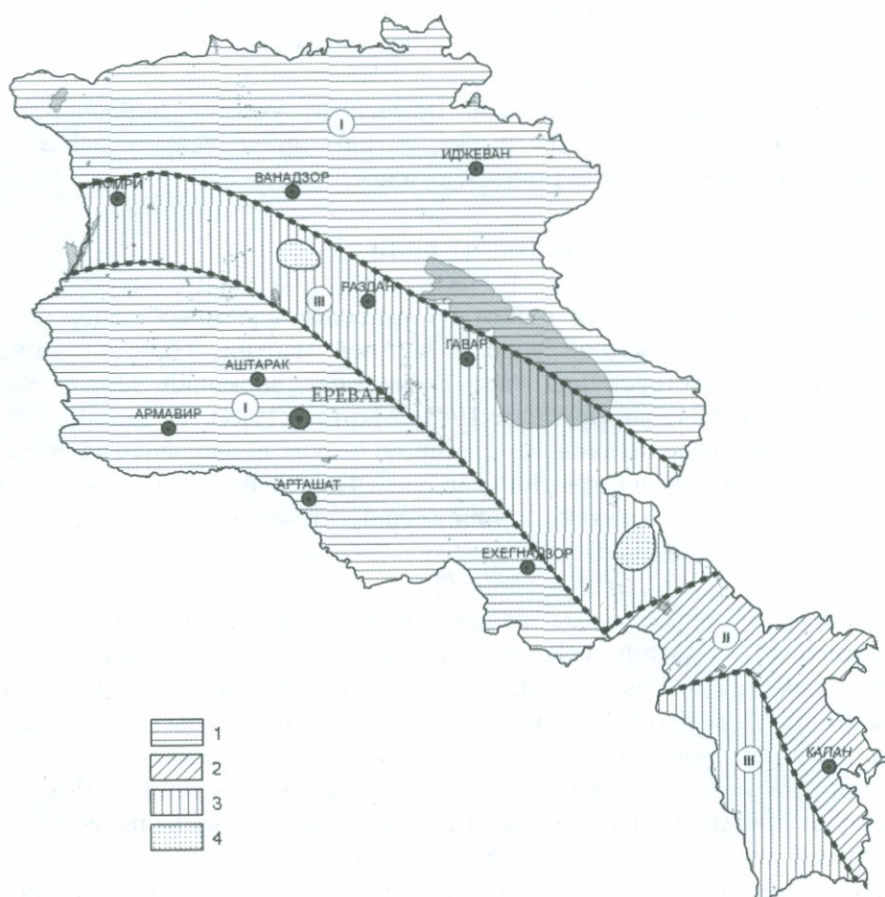


Рис. 2.10. Схема геотермического районирования территории Армении (Мириджанян, 1965). Зоны со значениями геотермического градиента и плотности теплового потока: 1 – минимальными (фоновыми); 2 – средними; 3 – повышенными; 4 – районы аномальной высокой плотности теплового потока.

По небольшому количеству измерений (9 пунктов) северо-восточная и юго-западная части Армении характеризуются нормальными значениями теплового потока, где Q в среднем составляет $1,2 \text{ мккал}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$ с интервалом изменения от $0,87$ до $1,82 \text{ мккал}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$. В шести пунктах значения Q близки к средней величине потока области, а в трех – превышает $Q_{\text{ср}}$. Последние три пункта расположены в районах курорта Арзни ($1,82 \text{ мккал}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$), Алаверди ($1,42 \text{ мккал}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$) и г. Аштарак ($1,56 \text{ мккал}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$). Аномально высокое Q в пределах двух пунктов, по-видимому, связано с локальными источниками тепла, так как в районе курорта Арзни расположены термальные источники, а в Алавердском районе большое распространение имеют гранитоидные интрузии, характеризующиеся содержанием относительно большого количества радиоактивных элементов. Эта же картина сохраняется на карте расчетного поля (Варданян, 1999).

Средняя величина плотности теплового потока области $1,2 \text{ мккал}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$ близка (даже меньше) к величине Q континентов, которая, по данным Ли и Уэды, составляет $1,43 \text{ мккал}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$. Таким образом, северо-восточная и юго-западная части Армении в основном характеризуются нормальными значениями теплового потока. К.Хораи и С.Уэда предполагают, что высокие значения теплового потока регионального характера в вулканических областях связаны с подповерхностной вулканической активностью, когда медленно поднимающаяся из глубины магма охлаждается и отдает тепло окружающей среде, действуя как движущийся источник тепла [427,460,414]. С другой стороны, исследования Я.Б.Смирнова показывают, что существенных различий в значениях плотности теплового потока в областях неогенного и современного вулканизма не наблюдается (Смирнов, 1968). Известно, что в областях неогенного и современного вулканизма магматическая активность неодинакова, следовательно, возможно кроме магматического фактора на тепловой режим вулканических областей влияют и другие факторы. Одним из таких важных и вероятных факторов является теплопроводность земной коры. Обычно в вулканических районах земная кора сильно раздроблена, насыщена разрывными нарушениями (представляет собою зону растяжения), вследствие чего повышается теплопроводность коры. Наличие высокого теплового потока в Анкавано-Зангезурской зоне, по всей вероятности, также обусловлено вулканической активностью и большой теплопроницаемостью земной коры.

Предполагается, что высокоаномальные локальные участки теплового потока (районы термальных источников Анкавана, Джермука, Арзни) приурочены к зонам РР, так как эти геотермы связаны с магматической активностью, а последняя – с РР.

2.2. Скоростные аномалии сейсмических волн

Скоростные аномалии являются одним из наиболее надежных данных, указывающих на наличие неоднородностей в земной коре и верхней мантии, тесно связанных с разломно-блоковым строением. Существует ряд карт скоростных аномалий территории Армении для разных глубин (Закарян, 1984; Сихарулидзе, 1983; Мкртчян, 1984). В данной работе рассмотрим лишь две карты, построенные по данным телесеismicических продольных волн для нижних частей земной коры (рис.2.10) и верхней мантии (рис.2.11). Не углубляясь в детали отмеченных карт и возможной интерпретации выявленных аномалий, отметим лишь ряд пространственных особенностей скоростных аномалий:

1. Малый Кавказ и сопредельные районы в горизонтальном направлении по величине распространения скоростей сейсмических волн сильно дифференцированы. Пределы изменения скоростей довольно большие: от $8,0 \text{ км/с}$ до $8,6 \text{ км/с}$ в верхней мантии (на глубинах $150\text{-}200 \text{ км}$) и от $7,2 \text{ км/с}$ до $8,0 \text{ км/с}$ в нижних частях земной коры (на глубинах $30\text{-}50 \text{ км}$).
2. Наблюдается аномальное изменение скоростей сейсмических волн и в вертикальном направлении. Об этом говорит тот факт, что аномалии на глубинах $30\text{-}50 \text{ км}$ и $150\text{-}200 \text{ км}$ не соответствуют друг другу, иногда относительному максимуму на первой карте соответствует относительный минимум на второй карте и наоборот.
3. Вытянутость направления скоростных аномалий не соответствует тектонической зональности альпийского периода. На рассмотренных глубинах скоростные аномалии в основном имеют субмеридиональную зональность. Выделяется также вытянутость аномалии в северо-восточном, субширотном, а иногда и северо-западном направлениях.
4. Выделяется ряд линейных зон больших горизонтальных градиентов скоростей распространения сейсмических волн. По направлению простираются они также не совпадают

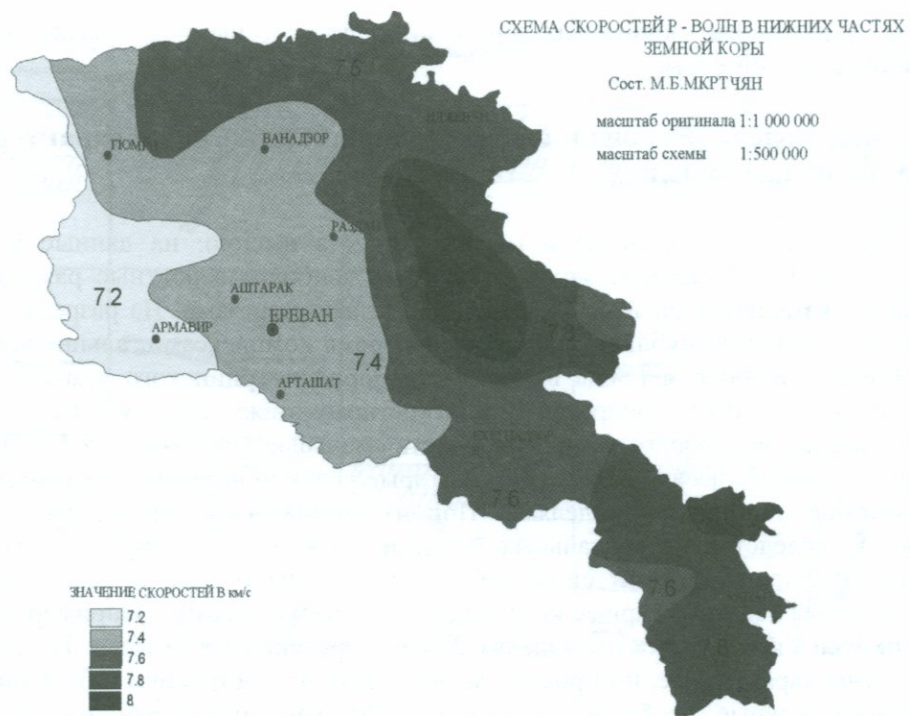


Рис. 1.11. Карта скоростей P волн в нижних частях земной коры территории (Мкртчян, 1984).

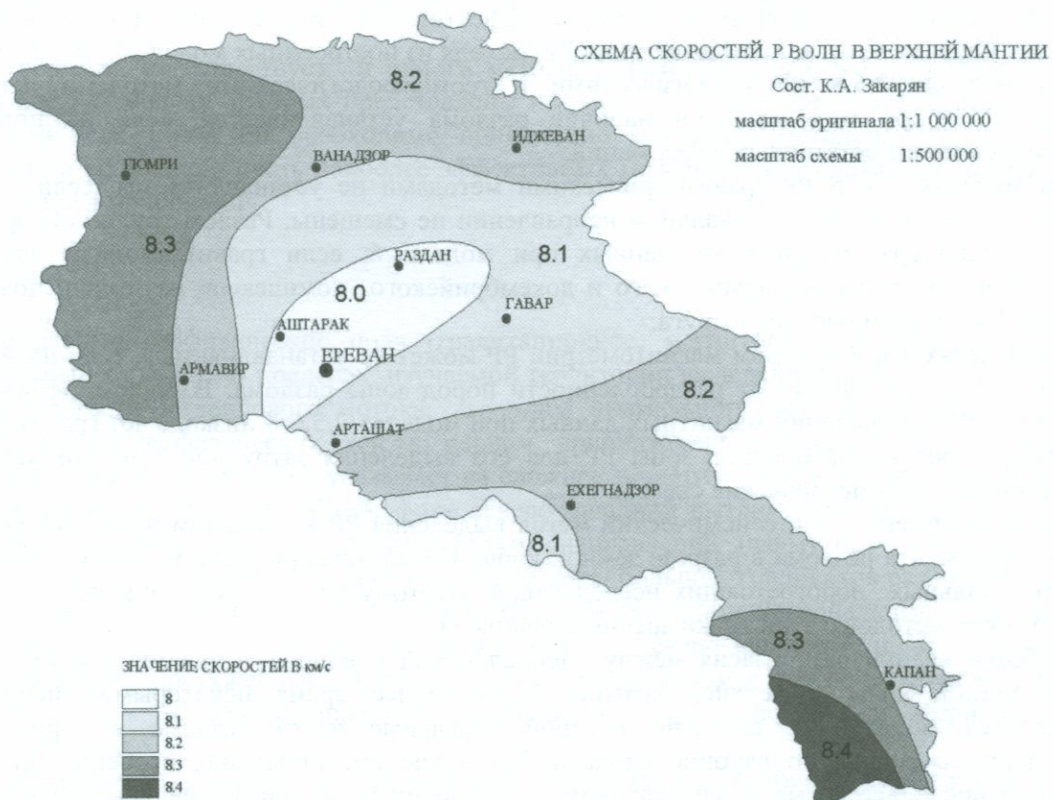


Рис.2.12. Карта скоростей P волн в верхней мантии территории Армении (Закарян, 1984).

с тектонической зональностью. Их простираение разное, а подавляющее большинство имеет меридиональное направление.

Указанные особенности скоростных аномалий использованы при выделении и изучении разломов и блоков земной коры.

2.3. Вероятные модели региональных (глубинных) разломов и характер физических полей над ними

Опираясь на данные, изложенные в главах I и 2, а именно: на данные о структурных, плотностных и магнитных этажах, можно построить наиболее вероятные разрезы РР или ГР, выявить характер изменения физических полей над этими разрезами. На разрезах верхние части земной коры территории республики представлены тремя комплексами: альпийским орогенным, альпийским геосинклинальным (сюда включены и породы герцинского этапа) и байкальским. Каждый из них соответствует конкретному плотностному этажу, причем с глубиной плотность этажей увеличивается, и, наоборот, намагниченность уменьшается (Назаретян, 1984).

На рис.2.13 приведены десять разрезов РР, которые условно названы геолого-геофизическими моделями разломов или просто моделями. При их составлении учтено, что зоны РР могут образоваться как вследствие вертикальных (модели 1,2,4-8), так и горизонтальных (3,9) сил. Причем необязательно, чтобы эти силы действовали по настоящее время, и, следовательно, необязательно, чтобы все структурные комплексы были нарушены РР. Например, на модели 5 не нарушен альпийский комплекс, а на моделях 2 и 8 – орогенный комплекс. Надо отметить, что нами рассмотрены характерные, но простые модели. При их построении в большинстве случаев не учтены такие важные особенности развития РР, как знакопеременность вертикальных движений, одновременное существование горизонтальных и вертикальных движений по ним, наличие в зоне РР геологических (особенно магматических) тел и др.

Естественно, что известные методы выделений РР (геологические, геофизические, геоморфологические и др.) имеют разную эффективность в зависимости от геологической ситуации. Оценим возможности выделения РР, исходя из построенных моделей (рис. 2.13).

При моделях 2,5,8 РР геологическими и геоморфологическими методами невозможно установить, а при моделях 1,3,9 наличие разлома устанавливается, если на поверхности сохранились следы остаточных деформаций.

При моделях 3 и 5 РР гравиметрическими методами не устанавливается, если глубинные границы земной коры в вертикальном направлении не смещены. Разлом трудно обнаружить на основе только гравиметрических данных при модели 6, если гравитационные эффекты от ступеней по поверхностям альпийского и докембрийского комплексов на земной поверхности полностью компенсируют друг друга.

При моделях 3 и 9 методом магнитометрии РР может не устанавливаться, если на магнитной съемке не отражен эффект от раздробленности пород зоны разлома. В общем, эффективность выделения РР на основании магнитных данных при моделях 2,5,6-8 низка. Учет гравитационного влияния раздробленности пород зоны РР для его выделения затруднен тем, что отсутствуют высокоточные гравиметрические съемки.

Наиболее эффективный сейсмический метод выделения РР в основном позволяет установить наличие фрагмента разлома в разрезе земной коры. Прослеживание разломов вдоль простираения требует детальных дорогостоящих исследований. Поэтому возможность широкого применения сейсмических методов с этой точки зрения ограничена.

Особенно велики разногласия между специалистами в вопросе строения зон РР в нижних частях земной коры и верхней мантии. В последнее время некоторыми специалистами предлагается модель РР, согласно которой отдельные части разлома в горизонтальном направлении смещены по глубине (модель 10). Такое представление, особенно для тех РР, которые в последнее время в вертикальном направлении не активизировались, является вполне вероятным, если учесть тектоническую расслоенность земной коры, когда отдельные слои (литопластины) перемещаются в латеральном направлении относительно друг друга. Однако установить такие особенности строения РР возможно лишь при наличии специальных наблюдений по методу ГСЗ. Отсутствие таких данных на территории Армении лишает нас возможности говорить об этом вопросе. Другие методы, например гравиметрические и магнитометрические, для установления этих особенностей неэффективны.

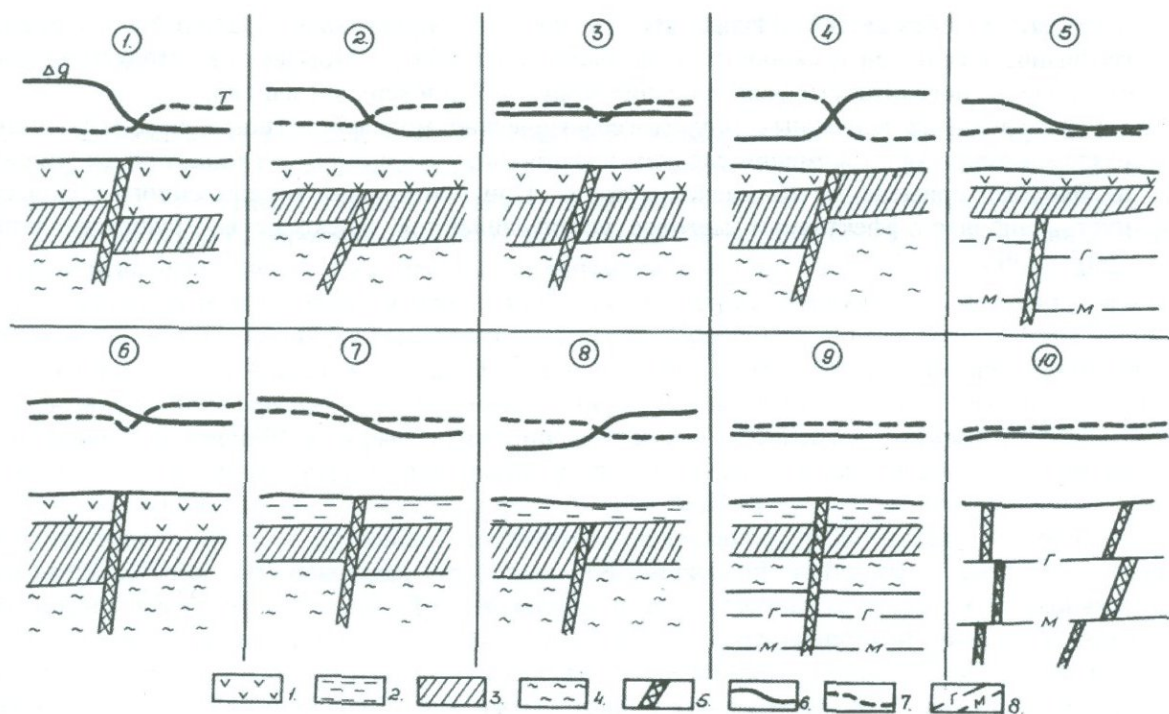


Рис. 2.13. Вероятные геолого-геофизические модели региональных (глубинных) разломов территории Армении. Комплексы пород: 1) орогенный вулканогенный; 2) орогенный нормально-осадочный; 3) альпийский; 4) байкальский; 5) зона ГР; 6) кривая силы тяжести; 7) кривая магнитного поля; 8) глубинные границы земной коры (Г - в гранитном слое; М - Мохоровичича).

Таким образом, не существует ни одного метода, с помощью которого возможно было бы выделить все РР, модели которых представлены на рис.2.13. Следовательно, для выделения по возможности всех типов РР необходимо применение комплекса методов. При применении ограниченного количества пусть наиболее эффективных методов устанавливаются далеко не все существующие в природе РР.

2.4. Выводы

1. Аномальные геофизические поля (гравитационное, магнитное, геотермическое) имеют зональный характер. В пределах изучаемой территории выделяются три протяженные зоны силы тяжести и теплового потока, две зоны аномального магнитного поля. Границы аномальных геофизических зон в первом приближении совпадают. Весьма сложное строение аномальных полей указывает на сложное геологическое, в том числе и глубинное, строение территории. На общем фоне северо-западной вытянутости линейных элементов полей выделяются также элементы других направлений (азимутов 0° , 45° и 90°). Из вытянутых элементов особое значение имеют зоны больших градиентов разной длины. Они в основном соответствуют резким геологическим границам. Региональные зоны больших градиентов Δg в основном ориентированы в северо-западном и меридиональном направлениях, протяженные (20-40 км) – в северо-западном и северо-восточном, короткие (6-20 км) – в северо-западном, северо-восточном, широтном и меридиональном направлениях.
2. Карты скоростных аномалий сейсмических волн на разных глубинах (30-50 км до 150-200 км) отличаются друг от друга, что говорит об изменении неоднородностей в вертикальном направлении. Вытянутость скоростных аномалий не соответствует общекавказской вытянутости геофизических зон. Они имеют преобладающее субмеридиональное простирание. Важно отметить, что картина скоростных неоднородностей на глубинах 150-200 км также сложна и сильно дифференцирована, как и на глубинах 30-50 км.

3. Заметно изменение преобладающих направлений простираний вытянутых элементов геофизических полей и скоростных аномалий по глубине. Это говорит о многоэтажности строения и многоактности формирования земной коры и верхней мантии.
4. Из составленных вероятных геолого-геофизические модели региональных (глубинных) разломов территории Армении следует, что для выделения, по возможности, всех типов РР необходимо применение комплекса методов. При применении ограниченного количества пусть наиболее эффективных методов устанавливаются далеко не все существующие в природе РР.

ГЛАВА 3. СЕЙСМИЧНОСТЬ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Эти два важных элемента динамики земной коры Армении взаимно связаны и, к сожалению, изучены недостаточно из-за нехватки исходных данных. Наиболее подробные и надежные инструментальные сейсмологические данные охватывают период времени приблизительно за 60 лет, а относительно однородные макросейсмические - 2000 лет. Наиболее информативные прямые инструментальные данные современной геодинамики появились около ста лет назад, когда по проложенным железным дорогам проводились геодезические измерения, а по данным GPS- 16 лет. Хотя такие данные для регионов мира считаются “богатými”, но они явно недостаточны для изучения полного цикла хотя бы одного сильного землетрясения (накопление тектонических напряжений – землетрясение - афтершоковый период - “залечение” среды очаговой зоны - новое накопление напряжений), который в Армении длится сто и более лет (Nazaretyan, 2011). Важно также обобщение данных параметров очагов средних и сильных землетрясений, т.к. они косвенно дают информацию о действующих напряжениях в земной коре. Эти две группы данных дополняют друг друга и позволяют составить определенное представление о региональных напряжениях, т.е. об основных причинах тектонической активности разломов. Вкратце рассмотрим эти важные данные. Других данных о действующих тектонических напряжениях в земной коре пока не существует. Несмотря на это, специалистами выявлены некоторые закономерности и особенности пространственно-временного проявления сейсмичности и тектонических напряжений в верхних частях земной коры Армении. В данной главе коротко остановимся на полученных разными исследователями результатах и рассмотрим их общие особенности за более длительный период времени.

3.1. Пространственно-временное распределение землетрясений с $M \geq 4$

Данной проблемой занимались многочисленные исследователи в разное время на основе разных исходных данных и разными методами. В данном параграфе мы не ставили цели выявить разнородные закономерности распределения землетрясений, а попытались выделить те закономерности общего характера, которые необходимы для выявления связей между разломной тектоникой и сильными землетрясениями территории Армении.

Анализ проведенных исследований пространственно-временного распределения землетрясений до 1970г. территории РА и соседних районов подробно изложен в X томе серии “Геология Армянской ССР”, который целиком посвящен геофизике (Геология Армянской ССР. Т.10, Геофизика, 1972). Не вдаваясь в эти исследования, отметим только ключевой важный факт, который стал более очевидным после Спитакского землетрясения 1988г. Речь идет о недооценке силы землетрясений прошлого, которая в свою очередь стала причиной уменьшения уровня сейсмической опасности на карте общего сейсмического районирования 1981г. территории Армении. Эта карта была утверждена как норма сейсмостойкого строительства и, к сожалению, с учетом недооценки 1-2 балльного уровня сейсмической опасности были спроектированы и построены тысячи многоквартирных и общественных зданий. Так, например, по С.А.Пирузяну сила Двинского землетрясения 893г. составила не более 8 баллов, Гарнийского землетрясения 1679г. - 8 баллов, Цахкадзорского землетрясения 1827г. - 6-7 баллов, Арагатского землетрясения 1840г. - 8 баллов и т.д. (Геология Армянской ССР. Т.10, Геофизика, 1972; Пирузян, 1969). То есть, по статистическим данным, на территории РА землетрясений силой 9 баллов не было. Сегодня уже балльность этих землетрясений оценивается на 1-2 единиц больше (Караханян, 1995; Avagyan, 2010; Balassanian, Nazaretian, et. al., 1997; Caucasian Seismic Information Network..., 2006; Haroutiunyan, Karakhanyan. and Assatryan, 1996; Karakhanyan, Djr bashiyan, Trifonov, Philip, Ritz, 1997).

По нашему мнению, у этой роковой ошибки есть две причины:

а) сейсмологи не поверили описаниям историков о последствиях землетрясений; б) не было такой макросейсмической шкалы, опираясь на которую возможно было бы оценить силу землетрясения, исходя из описаний повреждений исторических памятников (в основном церквей).

Очень важным шагом можно считать сбор и интерпретацию исторических данных землетрясений прошлого В.А.Степаняна (Մանգիսյան, 1964), а также исследования повторяемости землетрясений и массивная энергетическая классификация землетрясений

Армянского нагорья и Малого Кавказа Н.К.Карпетян (Геология Армянской ССР. Т.10, Геофизика, 1972; Карпетян, 1986). В дальнейшем широко стали развиваться сейсмологические методы, особенно в Институте геофизики и инженерной сейсмологии АН Армении. В 1991г., когда была создана Национальная служба сейсмической защиты при правительстве РА, и действующая сеть сейсмических наблюдений территории Армении перешла к службе, была развита сеть наблюдений, составлены более надежные каталоги.

Вообще, в основу всех сейсмологических исследований ставятся каталоги происшедших землетрясений. Они обычно состоят из 3 частей: доисторические землетрясения, исторические землетрясения и землетрясения инструментального периода. Данные о доисторических землетрясениях начали накапливаться в основном с конца XX века, и достаточно активно развивались в начале XXI века. Исследуя палеосейсмодислокации, специалисты достаточно точно определяют эпицентральною зону, силу происшедшего землетрясения. С точностью до десятков и сотен лет дается также и время землетрясения. Особенно ценны результаты исследований, осуществленных под руководством А. Караханяна, в результате которых существенно расширилась доисторическая часть каталога землетрясений территории Армении.

Для изучения исторических землетрясений Армянского нагорья есть достаточно богатые письменные свидетельства для около за 2000 лет. Священники и историки подробно описали последствия происшедших землетрясений, начиная с восприятия людьми толчков, повреждений или разрушений построек, заканчивая геологическими изменениями местности. В этой сфере для развития исследований работник Ереванского Матенадарана А. Зайтунян собрал огромный объем материалов. В.А.Степанян в своей монографии “Землетрясения в Армянском нагорье” впервые дал карту эпицентров исторических сильных землетрясений Армянского нагорья. В дальнейшем С.Пирузян, А.Караханян, Р.Арутюнян и др., подробно изучая письменные исторические данные и на месте проводя исследования, дали уточненные параметры землетрясений, заполнили каталог исторических землетрясений.

Значительный шаг сделан в 1962г., когда на Южном Кавказе расширилась сеть региональных сейсмических наблюдений. Если до 1962г. на всей территории Армении без пропуска регистрировались землетрясения с $M > 4$ и параметры землетрясений определялись большими ошибками (координаты эпицентров определялись с точностью до 10 км), то с 1962г. регистрировались все землетрясения с $M \geq 3.0$ территории Республики и прилегающих районов. Для территории республики были созданы более надежные и точные каталоги землетрясений. Усилиями Н.К.Карпетян, Э.Г.Гедакяна, Г.В.Саркисян и др. был создан каталог землетрясений по инструментальным данным, где координаты эпицентров определялись уже с точностью 5 км (Гедакян, Саакян, Саркисян, 1983; Карпетян, 1976; Саргсян, 1990-2014). Если в 1962-1978гг. записывались и обрабатывались все землетрясения территории Армении класса $K \geq 10$, то начиная с 1979г., когда была создана Опытно-методическая сейсмопрогностическая экспедиция Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Армении расширилась сеть сейсмических наблюдений и для каталога территории республики представительными стали землетрясения класса $K \geq 9$. Важно отметить, что каталог землетрясений региона и вообще для территории СССР составлялся единым методом и публиковался в ежегодных известиях “Землетрясения в СССР”. Начиная с 1992г. этот бюллетень было переименовано в “Землетрясения Северной Евразии”, которое также публикуется раз в год.

Таким образом, имея более или менее целостный каталог землетрясений, который состоит из доисторического, исторического периодов и периода инструментальной записи, можно изучать пространственно-временное распределение землетрясений территории РА, имея ввиду, что этот каталог имеет временную, магнитудную неоднородность, и основные параметры землетрясений определены с разной точностью (Каталог землетрясений НССЗ РА, 2013).

В результате исследований пространственно-временного распределения землетрясений территории РА, проведенных разными специалистами, были установлены несколько важных закономерностей:

1. Землетрясения на территории РА в основном имеют глубину гипоцентра до 35 км.
2. Исходя из разных данных, магнитуда землетрясений максимальной силы не превышает 7.5.
3. Специалисты на территории РА выделяют несколько областей скопления землетрясений, особенно сильных и средней силы в виде линейно-вытянутых и изометрических зон.
4. Большинство сильных и средних землетрясений специалисты генетически связывают с активными региональными разломами. Некоторые специалисты считают, что сейсмически более активны разломные узлы.

5. Коэффициент графика повторяемости землетрясений с $K \geq 9$ территории РА приблизительно составляет 0.4-0.5.

Пространственное распределение землетрясений с $M \geq 4$

Пространственно-временное распределение землетрясений с $M \geq 4$ исследовано за 1932-2012 гг., используя каталог землетрясений Национальной службы сейсмической защиты РА. Как территория исследований, была выбрана площадь, ограничиваемая координатами 43.4° - 46.7° долготы и 38.8° - 41.5° широты (рис. 3.1). Расчеты и составление графиков осуществлялись компьютерной программой Z-map. Мы не пытались оценить точность определения эпицентров и гипоцентров, поскольку это очень сложная тема и нужны специальные исследования. Однако для определения закономерностей их распределения были учтены точности определений параметров, исходя из каталогов. Для исследования распределения сильных и средней силы землетрясений нами были использованы данные исторической части каталогов землетрясений, учитывая точность определения параметров. Известно, что точность основных параметров исторических землетрясений – одно из самых уязвимых мест каталога.

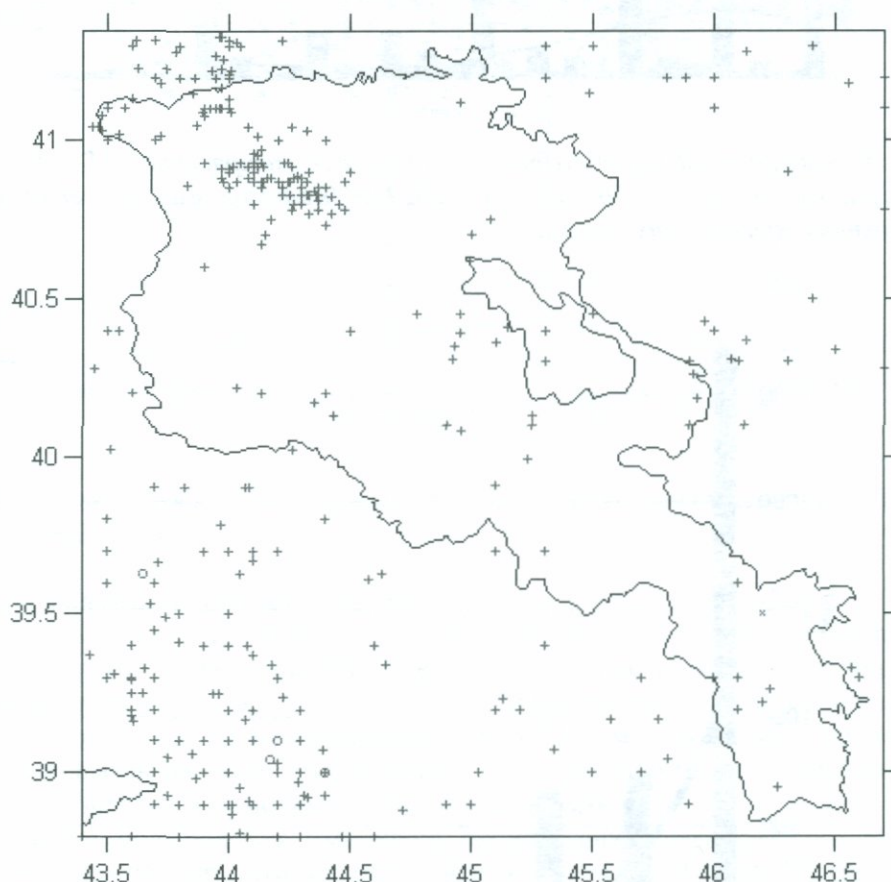


Рис. 3.1. Карта распределения эпицентров землетрясений с $M \geq 4$ территории РА и сопредельных районов за 1932-2012 гг. (Каталог землетрясений НССЗ РА, 2013).

Распределение гипоцентров землетрясений.

Для изучения распределения гипоцентров землетрясений они были сгруппированы по времени, силе. Рассмотрено также их распределение по условным районам, разделяя территорию Армении на северную и южную части. Цель таких исследований - установить, есть ли очевидные различия глубин гипоцентров в разных частях территории РА.

Как видно из рис. 3.2, гипоцентры землетрясений с $M \geq 4$ имеют глубину до 60 км. Однако гипоцентры, имеющие глубину 35-60 км, определены очень приблизительно, и уверенно утверждать, что на этих глубинах происходили землетрясения, трудно. Более того, за последние 50 лет, инструментальными записями достоверно выявленных землетрясений, тем более сильных, на этих глубинах нет (рис. 3.3).

Чтобы отмеченное заключение было более очевидным, на рисунках представлены также осредненные кривые данных, построенные по методу наименьших квадратов.

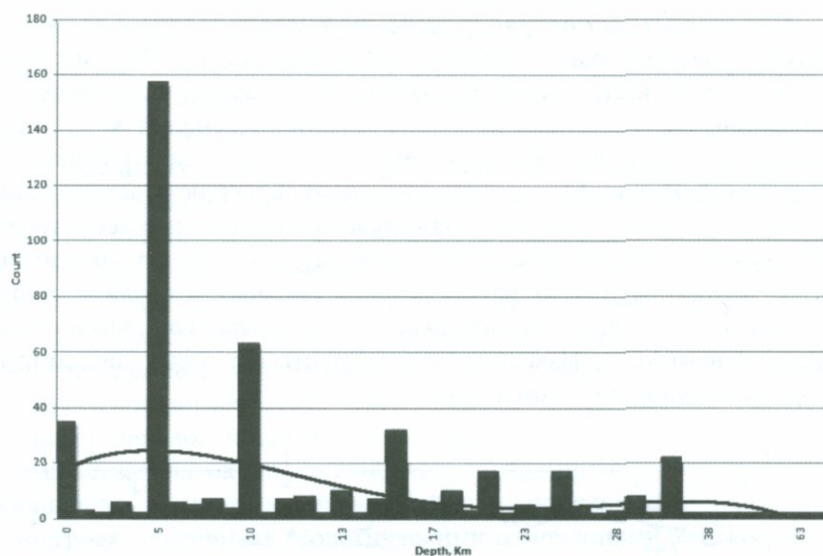


Рис. 3.2. Гистограмма распределения глубин гипоцентров землетрясений с $M \geq 4$ территории РА и сопредельных районов за период 550г. до н.э. - 2012 гг. (Каталог землетрясений НССЗ РА, 2013) и осредненная кривая этих данных.

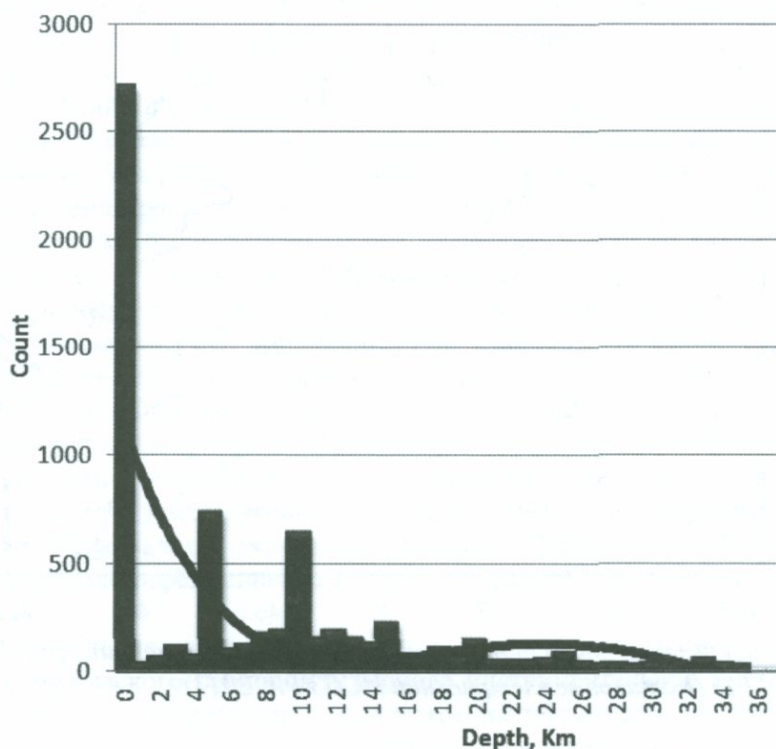


Рис. 3.3. Гистограмма и осредненная кривая распределения глубин гипоцентров всех зарегистрированных землетрясений за период 1962-2012 гг. (Каталог землетрясений НССЗ РА, 2013).

Мы согласны с теми специалистами, которые предполагают, что глубины гипоцентров с 35-60км землетрясений $M > 4,5$ определены с большими ошибками. Таким образом, подтверждается то предположение, что гипоцентры землетрясений территории РА находятся на глубине до 35 км.

Из рисунков 3.2 и 3.3 следует также, что преобладающая часть землетрясений земной коры территории РА происходит на глубине до 20 км.

С этой точки зрения убедительным является рис. 3.4, на котором показана трехмерная модель распределения гипоцентров всех землетрясений территории РА и прилегающих районов, начиная с 1962г. Очевидно, что на всей территории РА преобладающая часть (около 99%) гипоцентров землетрясений имеет глубину 0-35км. При этом впечатление такое, что в разных частях территории республики преобладающие максимальные глубины разные. Т.е. существуют области, например центральная часть РА, где землетрясений с относительно большими глубинами больше. Для проверки этого мнения исследуемая территория условно по широте 40° (проходит по южной части озера Севан) разделена на две части, и для этих частей построены гистограммы распределений глубин и магнитуд гипоцентров для одинакового времени (рис. 3.5).

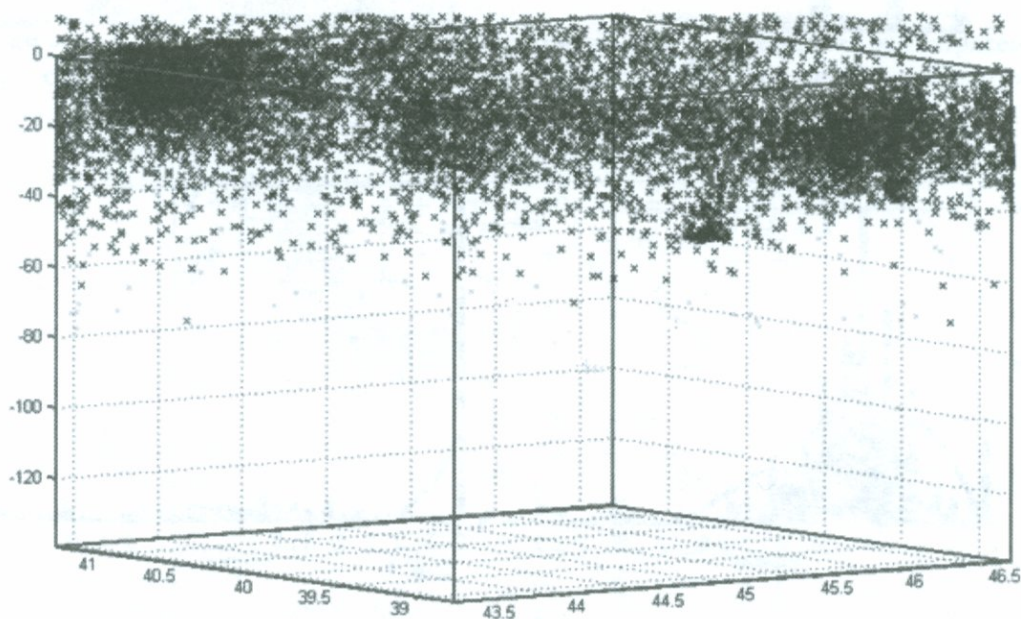


Рис. 3.4. Трехмерная модель распределения гипоцентров землетрясений для исследуемой территории за 1962-2012гг.

Из сравнения гистограмм заметно, что.

1. Нет существенных отличий в распределении гипоцентров по глубине между северным и южным частями территории РА. Как на севере, так и на юге глубина гипоцентров большинства землетрясений за 1962-2012гг. не превышает 35 км. Если считать точность глубин гипоцентров, то из гистограммы рис. 3.5А можно сделать заключение, что на севере максимальная глубина гипоцентров землетрясений более 10 км. Однако, исходя из надежности данных, можно это отличие игнорировать.
2. По величине большинства магнитуд происшедших землетрясений можно также с уверенностью говорить, что нет отличий между севером и югом РА (рис. 3.5В). Как на севере, так и на юге преобладают землетрясения с магнитудой 1-3. На севере, очевидно, наблюдается рост числа землетрясений с низкой магнитудой. Но это можно объяснить большим числом афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. Известно, что сразу после Спитакского землетрясения в эпицентральной зоне специалистами были установлены чувствительные сейсмические записывающие устройства, которые позволили регистрировать многочисленные слабые толчки (Арефьев, Аптекман и др.1991; Dorbath, Dorbath, Rivera et al,1992). Ясно, что если было возможно регистрировать самые слабые толчки, точно определить их магнитуду на всей территории республики и игнорировать афтершоки Спитакского землетрясения 1988г, то эта картина не получилась бы.
3. До 1962г. и после этого распределение максимальных глубин гипоцентров происшедших землетрясений на севере и на юге примерно одинаковое, и картина похожа на распределение гипоцентров всех землетрясений, происшедших на всей территории РА за 1962-2012гг. (рис 3.3).

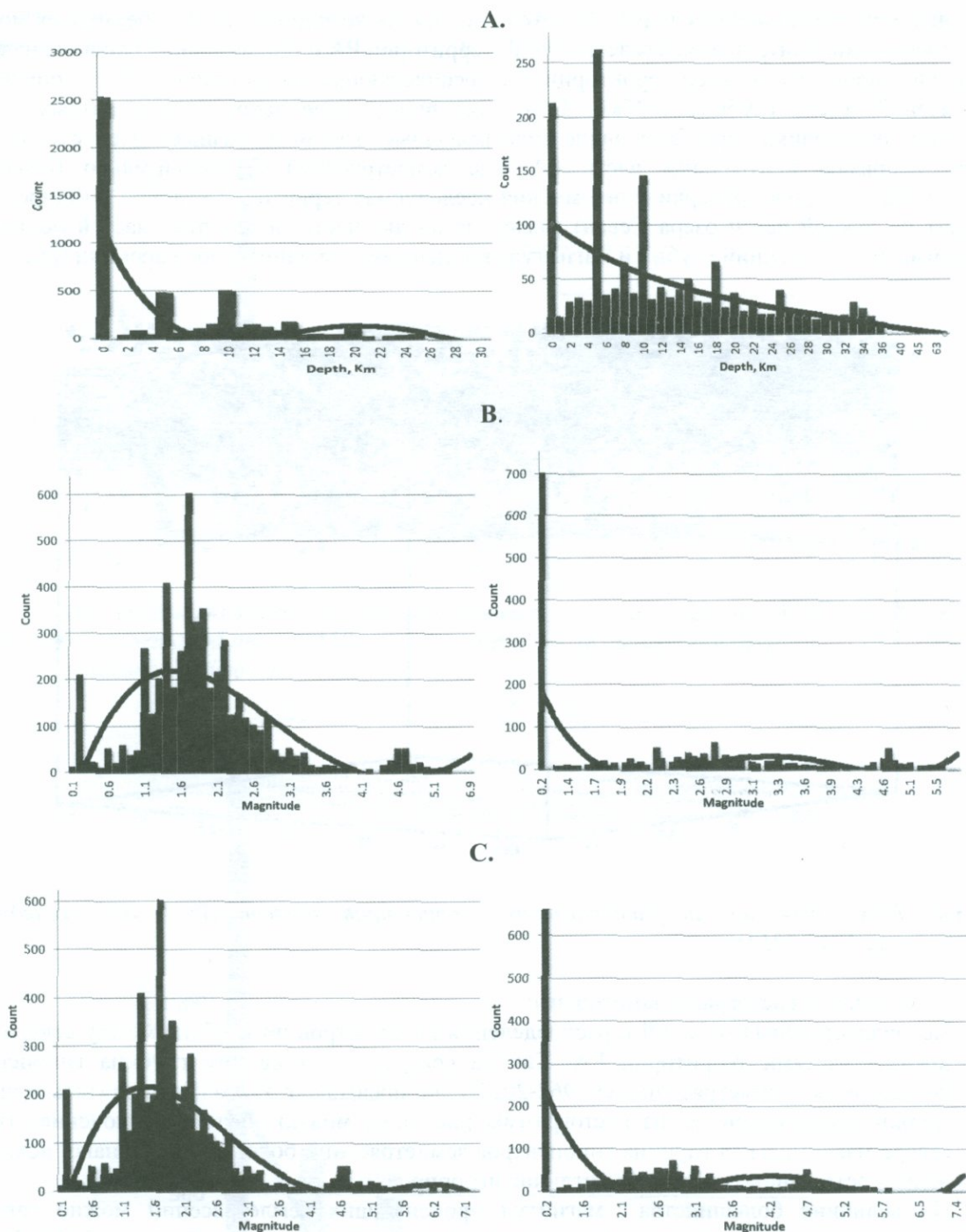


Рис. 3.5. Гистограммы и осредненные кривые распределений числа разных параметров землетрясений для северной (левосторонние рисунки) и южной (правосторонние рисунки) частей исследуемой территории по : А-глубинам гипоцентров за 1962-2012гг.; В- величинам магнитуд за 1962-2012гг.; С- величинам магнитуд всех землетрясений с 550г. до н. э.-2012гг.

4. То же самое можно сказать о большинстве магнитуд происшедших землетрясений на севере и на юге (рис. 3.5В). То есть, отличий величин преобладающих магнитуд на севере и на юге также нет и для землетрясений, происшедших до 1962г. Очевидно, число землетрясений, происшедших в северной части РА после 1962г., больше. В южной части небольшое число землетрясений обусловлено как наличием Зангезурской зоной сейсмического затишья, так и ростом сейсмической активности на севере после Спитакского землетрясения 1988г. (Баласанян, Назаретян, Амирбекян, 2004; Дургарян, 2003; Balassanian, Nazaretian, et. al. 1997).

Распределение эпицентров землетрясений

У исследователей имеются разные мнения о пространственном распределении эпицентров землетрясений. Основная причина разногласий – небольшая точность определений координат эпицентров. Известно, что даже в сегодняшней более или менее развитой сейсмической сети наблюдений НССЗ РА точность определений землетрясений составляет 5-10 км. Тем не менее, сейсмологи выделяют два вида сгущения эпицентров: рассеянный, когда в основном слабые землетрясения наблюдаются почти во всех частях территории РА, и зоны их скопления. Последние имеют линейную (землетрясения пространственно связываются с активными разломами) или изометрическую (связаны с разломными узлами) формы (Арефьев, 2003; Назаретян, 1984; Philip, Avagyan, Karakhanian, Ritz & Rebai, 2001; Саргсян, Саргсян, Мхитарян, Геворкян, 2008). Исходя из рис. 3.6, можно выделить две надежные области сгущений эпицентров, одна из которых совпадает с афтершоковой зоной Спитакского землетрясения 1988г, а другая – с Джавахетской зоной, самой активной областью по числу слабых землетрясений на Кавказе.

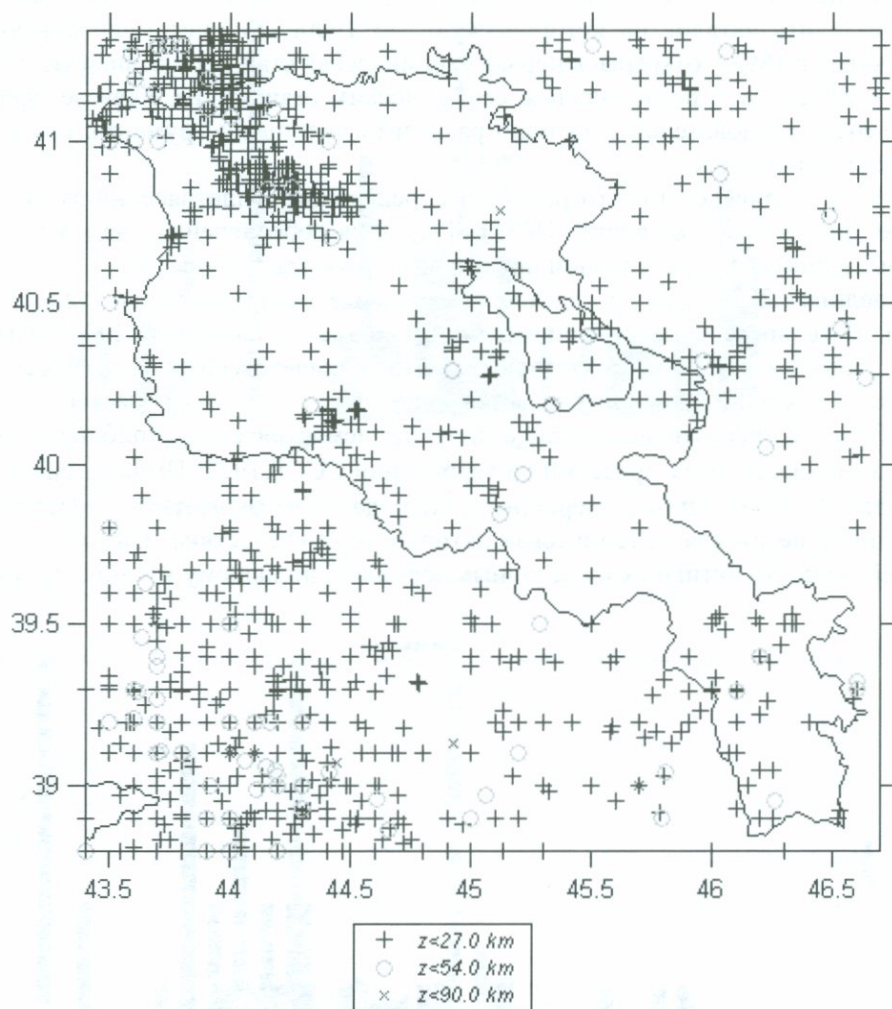


Рис. 3.6. Карта эпицентров землетрясений с $K \geq 9$ за весь инструментальный период.

Некоторые специалисты считают, что эти два района сгущений эпицентров должны рассматриваться как единая зона (Саргсян, Саргсян, Мхитарян, Геворкян, 2008). Однако в работе (Мирзоян, Назаретян, 2008) показано, что они являются отдельными зонами, связанными с генетически разными геологическими условиями. Кроме того специалисты считают, что сейсмоактивная зона Джавахета - следствие интенсивного дробления верхней части земной коры и, вообще, является уникальной структурой земной коры (Сихарулидзе, Тутберидзе, Баграмян, 1983). На юго-западе исследуемой области, на территории Турции и Ирана, сложная и рассеянная картина высокой сейсмической активности, по нашему мнению - следствие низкой точности координат эпицентров.

На территории РА можно также выделить линейные зоны особенно слабых землетрясений: от горы Арарат до озера Севан, которые разными специалистами интерпретируются по-разному, в том числе связываются с Арарат-Севанским разломом (Назаретян, 1984). Также сложная картина наблюдается в северо-восточной части исследуемой территории – в Азербайджане. Здесь также преобладают слабые землетрясения, точность определения эпицентров которых также не достаточна для определенных заключений.

Таким образом, опираясь на каталог землетрясений и на мелкомасштабную карту разломов и эпицентров, невозможно найти надежных связей между достаточно детальным тектоническим строением земной коры РА и пространственным распределением эпицентров, так как точность их координат низкая. Для решения задачи нужно разработать другие подходы. Например, выбрать активные региональные разломы и относительно сильные землетрясения с точными параметрами.

Распределение количества землетрясений по времени.

Для более или менее основательного ответа на этот вопрос необходимо разделить каталог землетрясений на разные периоды, исходя из надежности определения данных. Наиболее приемлемо разделить каталог на историческую (до 1900г.) и инструментальную (с 1900г. до наших дней, когда в 1898г. открылась первая сейсмическая станция в Минеральных Водах) части. Поскольку надежная сеть региональных сейсмических станций на Кавказе сформировалась в основном с 1962г., следовательно, логично разделить период инструментальных записей на две части – до 1962г. и после этого.

На рис. 3.7-3.9 приведены гистограммы распределений землетрясений за указанный период, составленные на основе каталога НССЗ РА. Для обеспечения надежности рассчитаны землетрясения, начиная с определенной представительной магнитуды.

За последние 2000 лет в каталогах сильные землетрясения представлены строго неоднородно. Есть достаточно большие периоды времени, например 200-400 гг., 500-800 гг., 1400-1600 гг., когда в каталоге отсутствуют сильные землетрясения. И это несмотря на то, что территория исторической Армении считается одной из тех редких областей мира, для которой существуют богатые письменные данные о прошлых землетрясениях приблизительно за 2000 лет (Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР, 1977; Մտեփախըրախ, 1964). Однако очевидно, что в определенные периоды такие данные отсутствуют. Наиболее вероятное объяснение этому не низкая сейсмическая активность, а отсутствие данных. Во всяком случае, выделение сейсмически активных и пассивных периодов, по нашему мнению, не так и надежно.

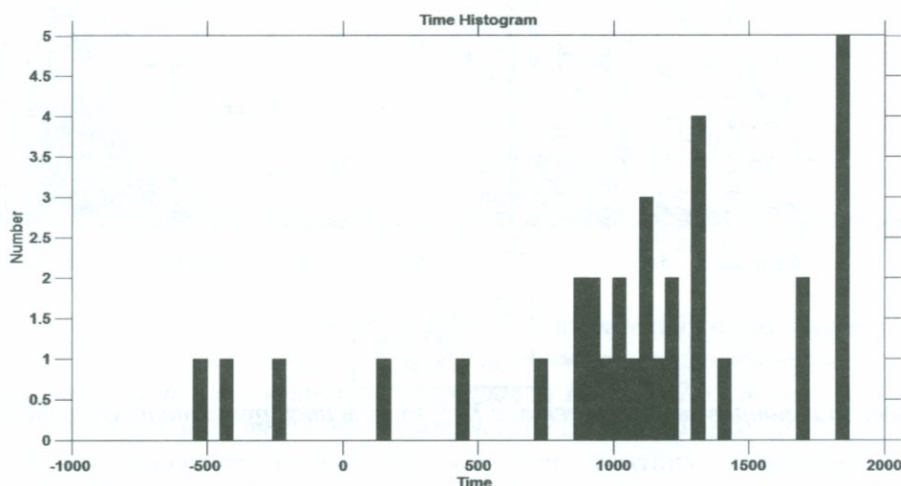


Рис. 3.7. Гистограмма распределения количества сильных землетрясений ($M \geq 5,5$) на территории Армении за 550 до н.э.-1900гг. (составлена на основе каталога НССЗ РА).

Невозможно также выявить определенную периодичность в проявлении землетрясений с $M \geq 4,0$ за 1900-1962 гг. В этот период времени распределение количества землетрясений также неоднородно (рис. 3.8).

Однако речь не о количестве землетрясений с $M \geq 5,5$, а о так называемых землетрясениях средней силы $5,5 > M \geq 4,0$, поскольку в каталогах сильные землетрясения не могли быть пропущены ни инструментальными записями, ни макросейсмическими данными. Очевидно и то,

что количество землетрясений за 1925-1939гг. с $M \geq 4,0$ велико, что обусловлено как сейсмической активностью, так и афтершоками Зангезурского (1931г., $M=6,8$) и Ленинанканского (1926г., $M=5,8$) землетрясений. Если учесть, что активная афтершоковая стадия Спитакского землетрясения той же категории длилась 2-3 года (Арефьев, 2003; Мирзоян, Назаретян, 2008), то это объяснение можно считать обоснованным. Очевидна и сейсмическая "пассивность" 1919-1925гг. территории РА, когда нет ни одного землетрясения магнитудой $M \geq 4,0$. В этом случае можно предположить, что было сейсмическое затишье до Ленинанканского землетрясения 1926г.. Очевидно и влияние афтершоков Чалدرانского (1976г., $M=7.2$) и Спитакского (1988г., $M=7.0$) землетрясений на количество распределений землетрясений.

Таким образом, за период 50-60гг. не обосновано говорить об этапах сейсмической активности и пассивности территории РА. Это важное заключение становится очевидным также из рис. 3.9.

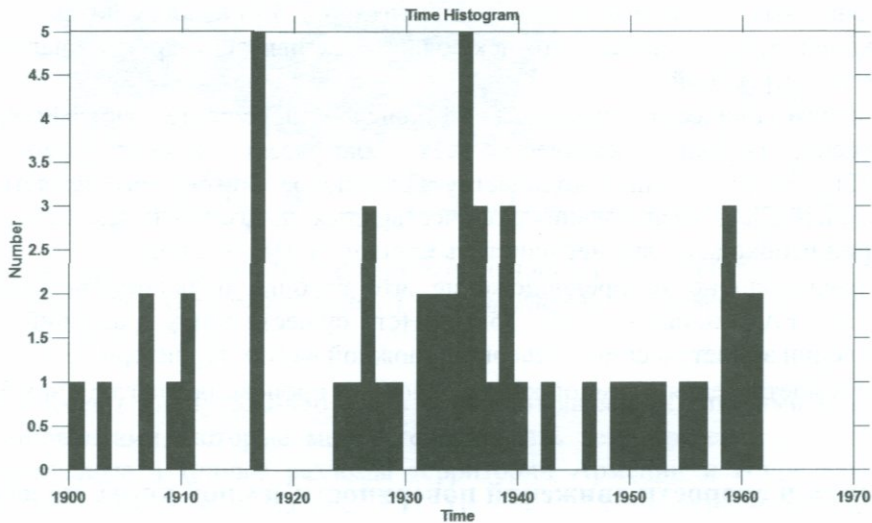


Рис. 3.8. Гистограмма распределения количества землетрясений с $M \geq 4,0$ за 1900-1962гг.

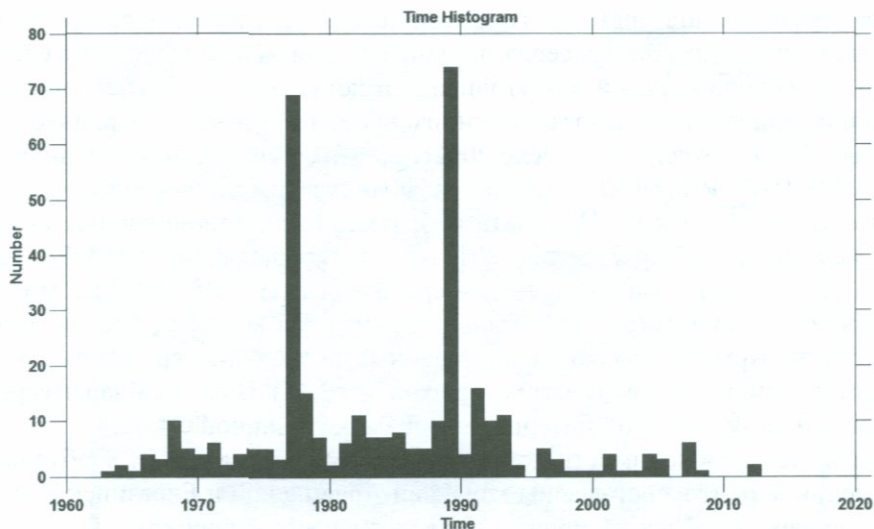


Рис. 3.9. Гистограмма распределения количества землетрясений с $M \geq 4,0$ за 1962-2012гг.

Пространственно-временное распределение сильных землетрясений

Эта проблема особенно важна для оценки сейсмической опасности территории РА, в том числе с точки зрения сейсмического районирования, исследования отдельных очаговых зон и связей между активными тектоническими элементами и землетрясениями. Имеются множество исследований данной проблемы, выявлены некоторые особенности пространственно-временного распределения землетрясений (Геология Армянской ССР. Т.10, Геофизика, 1972; Карапетян, 1986; Карапетян, Карапетян, Симонян, Хачиян, 1995; Balassanian, Nazaretian, et. al., 1997; Caucasian

Seismic Information Network.,2006; Габриелян, Саркисян, Симонян,1981; Карапетян,1986; Назаретян,1979; Назаретян, Шахбекян,2014; Сихарулидзе, Тутберидзе, Баграмян,1983; Avagyan, et al.,2010; Balassanian, Nazaretyan, Avanesyan et al.,1995; Karakhanian, Djrbashian, Trifonov, Philip, Ritz,1997; Nazaretian, Avanesian, Tovmassian, Simonian,1997; Pirousian, Balassanian, Avanesyan, et al.,1997; Sosson, et al.,2010). На основе обобщения полученных разными авторами данных, соблюдая осторожность, поскольку между специалистами есть определенные разногласия в ключевых вопросах, обусловленные точностью параметров сильных землетрясений и расположением региональных разломов, можно сделать следующие выводы общего характера по пространственно-временному распределению землетрясений:

- Из анализа существующих каталогов незаметна определенная периодичность в деле выявления сильных землетрясений на территории РА. Кроме этого, нет определенной периодичности в очаговых зонах в возникновении сильных землетрясений.
- На исследованной территории в течение последние 2000 лет активизировались около десятка очаговых зон (Вайоц Дзор, Двин, Зангезур, Ани-Гюмри, Спитак, Джавахет, Севан и др.), однако это не означает, что исключается активизация других очаговых зон в виде сильных землетрясений.
- В абсолютном количестве землетрясений большое число составляют афтершоки сильных землетрясений. Например, количество всех землетрясений на исследуемой территории за 1962-2012гг. 12 раз уступает количеству афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. Следовательно, для исследования количественных показателей землетрясений какой-то территории необходимо заранее очистить каталог от афтершоков.
- Более правдоподобно то предположение, что глубина большинства землетрясений на территории РА составляет до 35км. Нет существенных различий в глубинном распределении землетрясений в северной и южной частях территории РА.
- Сильные землетрясения в земной коре в основном происходят на глубинах 5-25 км.

3.2. Направления и скорости движений поверхности земной коры по данным GPS

Наблюдения по GPS на территории Армении и сопредельных районах начаты на 6 пунктах с 1994г., а в 2002г. их число достигло 16 (Reilinger et al.,1997). По этим данным стало очевидным, что территория Армении подвергается горизонтальному сжатию по север-северо-восточному направлению вследствие движения на север Аравийской плиты со скоростью в среднем 20 мм/год (рис 3.10). Они послужили основой для уточнения и детализации схем тектоники плит региона. На рис.1.1 данной монографии показан один из наиболее удачных вариантов тектонической схемы Тавро-Кавказа. К сожалению, после 2002г. на этих пунктах не проводились наблюдения. Затем с 1998г. ИГН НАН РА, ООО “Геориск” и Французским университетом Монпелье-2 была создана другая сеть, состоящая из 31 пункта наблюдений и 6 стационарных станций. В работе (Karakhanyan, Vernant, Doerflinger et al., 2013) анализированы данные GPS как новой сети наблюдений за 1998-2009гг., так и данные первой сети за 1994-2002гг., что позволило им достаточно подробно рассмотреть горизонтальные движения крупных блоков земной коры и по разломам территории Армении. Накопленные данные позволили специалистам составить ряд структурных карт с элементами геодинамики (рис. 3.11 - 3.15). В данном параграфе использованы в основном данные и результаты их интерпретации вышеуказанной статьи.

Надо отметить, что необходимость детальной сети наблюдений GPS обусловлена тем, что территория Армении входит в состав зоны коллизии Аравийской и Евразийской плит, вследствие чего она имеет сложное и дифференцированное геологическое строение.

В виде таблицы представлены основные данные по пунктам GPS территории Армении, в том числе их названия, географические координаты, величина скоростей и точность определения и др.(таблице 3.1).

Из рис. 3.11, где показано движение векторов пунктов GPS по отношению “неподвижной” Евразийской плиты, очевидно, что векторы горизонтальных перемещений всех пунктов территории Армении имеют приблизительно северо-восточное направление, а максимальная скорость северного компонента достигает до 9 мм/год. В общем плане специалисты выделяют два крупных самостоятельных блока: Куринского бассейна и Малого Кавказа, которые отделяются друг от друга Памбак-Севан-Сюникским разломами(рис. 3.12). Этот важный для региона разлом

является правосторонним сдвигом, скорость движения которого составляет 2 ± 1 мм/год (Karakhanyan, Vernant, Doerflinger et al., 2013). Авторы данной статьи считают, что разломы

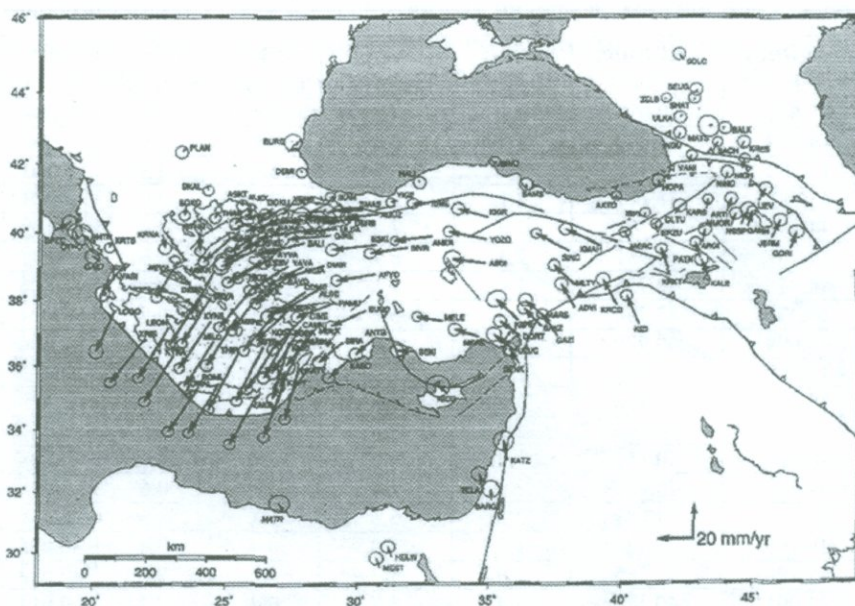


Рис. 3.10. Направление горизонтального перемещения и скорости отдельных точек земной коры Тавро-Кавказа по данным GPS наблюдений. Размеры стрелок соответствуют величине годовой скорости (Reilinger et al., 1997).

Малого Кавказа имеют длину 350-450 км, в основном являются сдвигами с взбросовым или сдвиговым компонентами, которые могут генерировать землетрясения с магнитудой до 7.5. Наиболее значительные активные разломы территории Армении и сопредельных районов, с указанием их названия показаны на рис. 3.11. На рис. 1.12. представлены скорости движения отдельных фрагментов Памбак-Севан-Сюникского разлома. Заметно, что юго-восточная ветвь этого разлома-Акеринский разлом, по величине скорости почти на 1мм/год уступает Памбак-Севанской ветви.

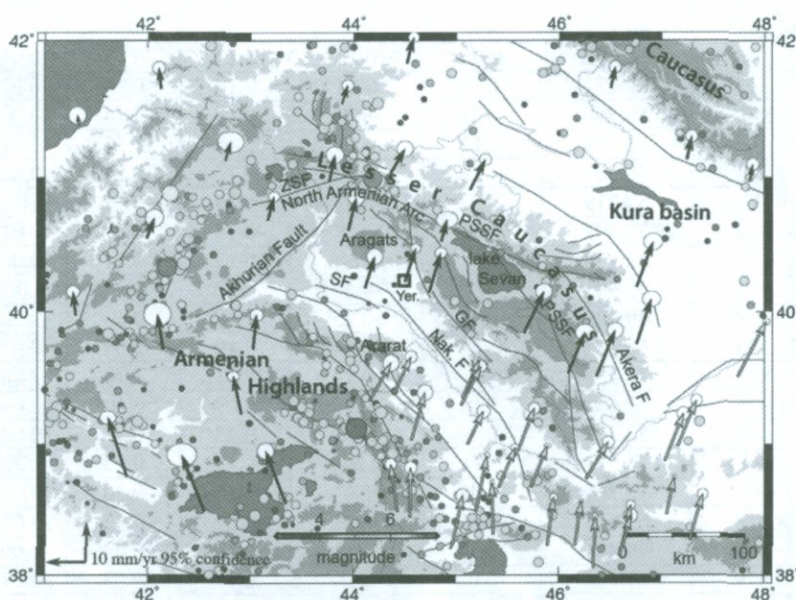


Рис. 3.11. Общая структурная карта территории Армении и сопредельных районов с элементами современной динамики (Karakhanyan, Vernant, Doerflinger et al., 2013). Данные по сейсмичности ($M=3.0-6.5$ за 1976–2011гг.) взяты из каталога землетрясений Национального информационного центра. Темно-черным цветом указаны векторы GPS из работы (Reilinger et al., 2006), а светлым цветом-векторы из работы (Djatour et al., 2011). Буквами обозначены региональные разломы: GF-Гарнийский; PSSF-Памбак-Севан-Сюникский; SF-Сардарапатский; ZSF-Желторечка-Сарыкамьшский; Yer.-Ереванский.

Таблица 3.1. Расположение пунктов GPS на территории Армении и сопредельных районах и скорости движения по ним (Karakhanyan, Vernant, Doerflinger et al., 2013).

#	Longitude °E	Latitude, °N	E _{Vel.} , mm/yr	N _{Vel.} , mm/yr	σ E, mm/yr	σ N, mm/yr	ρEN	Site name
1.	45.645	40.099	4.1	8.3	0.6	0.60.	0.004	AKH0
2.	44.679	39.840	5.7	6.4	0.6	0.6	0.000	ARA4
3.	43.782	41.121	1.7	6.5	0.3	0.3	0.000	BAV0
4.	43.782	41.121	2.1	5.4	0.6	0.6	0.000	BAV4
5.	44.287	40.381	2.0	7.0	0.4	0.4	-0.12	BUR0
6.	44.287	40.381	2.3	6.7	0.6	0.6	-0.017	BUR4
7.	44.276	40.736	1.6	7.3	0.4	0.4	-0.006	CHO0
8.	44.276	40.736	1.5	6.2	0.7	0.7	-0.011	CHO4
9.	45.094	40.920	3.1	6.3	0.6	0.6	-0.006	ENO0
10.	45.209	40.198	2.9	8.6	0.4	0.4	0.002	ERA0
11.	45.209	40.198	3.4	8.4	0.6	0.6	0.005	ERA4
12.	44.810	40.160	2.5	7.8	0.4	0.4	-0.007	GEG0
13.	44.810	40.159	1.9	8.0	0.6	0.6	-0.008	GEG4
14.	44.657	40.101	2.0	7.4	0.6	0.6	-0.003	KAR0
15.	44.575	39.881	2.7	6.8	1.4	1.3	0.044	KHO0
16.	44.190	41.185	1.8	4.9	0.4	0.4	-0.006	KIZ0
17.	44.190	41.185	1.9	4.7	0.6	0.6	-0.015	KIZ4
18.	44.091	40.178	2.4	6.7	0.4	0.4	-0.011	MET0
19.	44.091	40.178	2.9	5.9	0.6	0.6	-0.016	MET4
20.	44.503	40.226	2.2	7.2	0.1	0.1	-0.013	NSSP*
21.	44.593	41.055	2.8	6.2	0.6	0.6	-0.004	ODZ0
22.	44.550	40.840	2.4	6.1	0.6	0.6	-0.006	PAM0
23.	44.718	40.520	2.2	6.9	0.7	0.7	-0.006	RAZ0
24.	43.951	40.108	2.3	7.2	0.4	0.3	0.000	SA10
25.	43.951	40.108	2.9	6.2	0.6	0.6	0.000	SA14
26.	43.807	40.097	2.6	6.5	0.4	0.4	-0.002	SA20
27.	43.807	40.097	2.8	5.4	0.6	0.6	-0.001	SA24
28.	44.508	40.753	2.7	5.9	0.6	0.6	-0.003	SHA0
29.	45.686	40.117	3.5	9.0	0.6	0.7	-0.007	SUB0
30.	45.055	40.307	2.4	8.2	0.6	0.6	-0.004	TSA0
31.	45.908	40.204	4.8	8.7	0.6	0.6	-0.002	ZOD0
32.	45.367	40.114	4.0	8.4	0.6	0.6	0.004	ZOL0
33.	58.560	56.430	0.25	0.13	0.11	0.13	-0.017	ARTU*
34.	17.073	52.277	-0.03	0.11	0.14	0.09	-0.011	BORI*
35.	4.359	50.798	-0.10	-0.84	0.17	0.14	-0.004	BRUS*
36.	6.921	43.755	0.17	0.16	0.11	0.10	-0.010	GRAS*
37.	15.493	47.067	0.79	0.67	0.16	0.21	-0.005	GRAZ*
38.	104.316	52.219	-0.32	-0.79	0.19	0.19	0.000	IRKT*
39.	21.032	52.097	0.02	0.28	0.12	0.09	-0.017	JOZE*
40.	5.810	52.178	0.04	0.68	0.13	0.11	-0.006	KOSG*
41.	92.794	55.993	-0.97	-1.31	0.22	0.22	0.001	KSTU*
42.	355.750	40.429	-0.48	-0.25	0.18	0.16	-0.001	MADR*
43.	24.395	60.217	0.20	-0.84	0.10	0.09	-0.018	METS*
44.	11.865	78.930	-0.24	-0.94	0.11	0.10	-0.004	NYAL*
45.	11.926	57.695	-0.81	-0.54	0.09	0.10	-0.011	ONSA*
46.	13.066	52.379	-0.33	0.06	0.25	0.26	-0.003	POTS*
47.	128.866	71.634	0.14	0.009	0.15	0.19	0.008	TIXI*
48.	1.481	43.561	-0.48	0.80	0.50	0.50	-0.001	TOUL*
49.	18.938	69.663	-0.69	0.95	0.11	0.10	-0.011	TROM*
50.	356.048	40.444	-0.13	0.13	0.13	0.09	-0.005	VILL*
51.	12.879	49.144	-0.02	0.18	0.10	0.09	-0.014	WTZR*
52.	129.680	62.031	-0.14	-0.84	0.42	0.33	0.003	YAKT*
53.	41.565	43.788	-0.44	0.76	0.16	0.10	-0.013	ZECK*
54.	7.465	46.877	0.55	0.44	0.11	0.09	-0.011	ZIMM*
55.	36.759	55.699	0.35	0.33	0.13	0.14	-0.011	ZWEN*

Примечание: Значения скоростей восточного и северного компонентов($E_{Vel.}$, $N_{Vel.}$) и их неточности(σE , σN) в Евразийской системе отсчета даны в мм/год; ρEN - корреляция скоростей между $E_{Vel.}$, $N_{Vel.}$, а звездочкой (*) в столбце названий пунктов GPS указывает непрерывность наблюдений.

Исходя из карты активных разломов и данных GPS, Малый Кавказ разделяется на 5 блоков: Карсский, Арагатский, Араратский, Гегаркуникский и Восточно Мало Кавказский(рис. 3.13).

Как из измеренных(таблица 3.1), так и рассчитанных на основе модели блокового строения(рис. 3.14) данных горизонтальных скоростей движения по разломам очевидно, что они не большие. Следовательно, для подготовки сильного землетрясения (например $M=7.0$) требуется довольно большой промежуток времени(сто и более лет.)

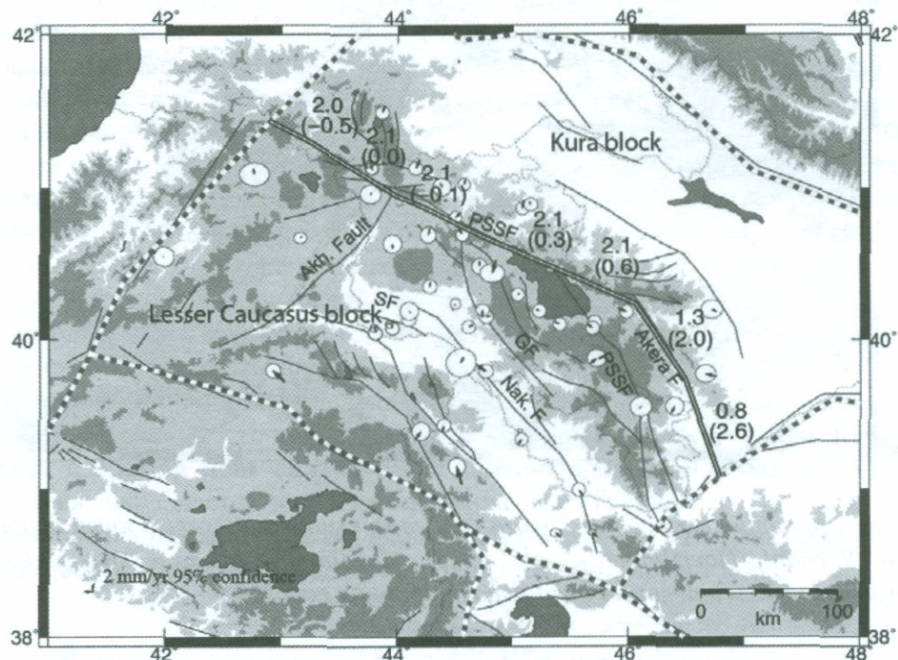


Рис. 3.12. Геометрия модели блокового строения Малого Кавказа со значениями остаточной (разница между наблюдаемой и модельной) скорости. Двойной линией показана граница блока со значениями скоростей сдвига, а пунктирами - границы без оценок скоростей. Названия разломов те же самые, что на рис. 3.13 (Karakhanyan. Vernant, Doerflinger et al., 2013).

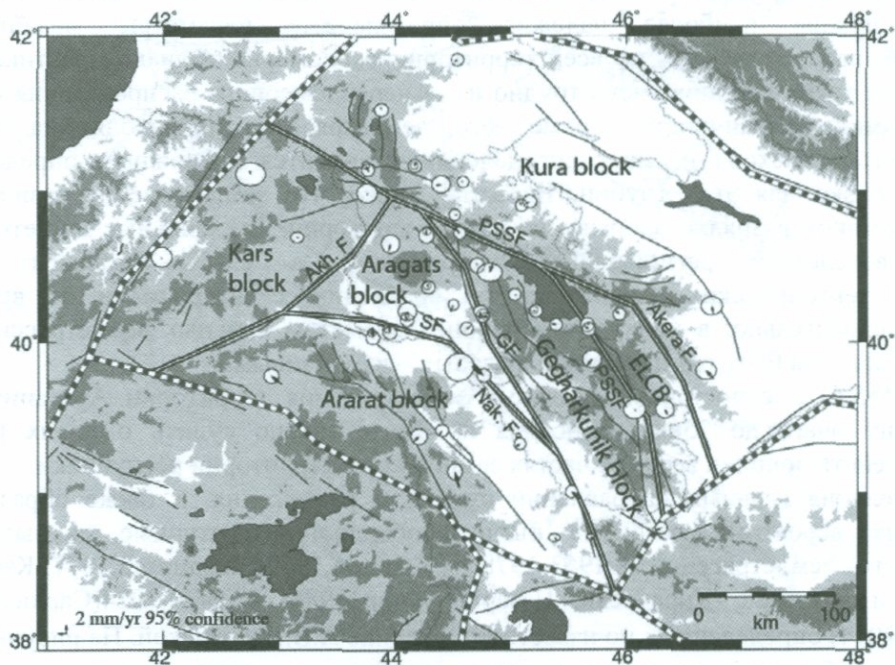


Рис. 3.13. Модель блокового строения Малого Кавказа, основанная на карте активных разломов Армении и сопредельных районов(Karakhanyan. Vernant, Doerflinger et al., 2013).

параметрах сильных землетрясений, использованы параметры слабых землетрясений (Егоркина, Ракитов, Гаретовская, Егорова, 1977). В каталоге данных параметров механизма очагов присутствует временная неоднородность, т.е. имеются временные интервалы, для которых или не были определены параметры землетрясений или их надежность низка, поэтому они не были включены в каталог. Из-за трудности оценки надежности использованных литературных данных принято, что параметры определены достоверно. Отметим только, что параметры механизма очагов были определены по единой методике, причем как исходный материал был взят знак первого вступления продольной волны. Т.к. имеем дело с землетрясениями $M \geq 4$, то можно сказать, что знаки первых вступлений волн определяются относительно четко. Учитывая сказанное, а также распределение землетрясений на территории, можно эти данные положить в основу определения направлений главных региональных напряжений.

При проведении статистического анализа осей сжатия (рис.3.15А) заметно, что их подавляющее большинство направлено в субмеридиональном направлении. Сказанное более наглядно отражается на розе-диаграмме распределения направлений осей сжатия (рис.3.15Б). Заметно также, что данные по Джавахетскому нагорью не имеют существенного влияния на общую картину распределения направлений осей сжатия.

На основе исходного материала выделены конкретные районы земной коры, в которых направление осей сжатия происходящих землетрясений приблизительно одинаково, т.е. выделены районы, в которых доминируют определенные направления сжатия. Так, например, в очагах землетрясений района северо-восточнее горы Арарат, районов городов Ереван, Камо, Дилиджан, а так же севернее г. Гюмри поле сжатия имеет близмеридиональное направление. Широтное направление сжатия наблюдается в очагах землетрясений Талинского подрайона и Севанских гор. Северо-восточное направление сжатия наблюдается в очагах Степанаванских и Зангезурских землетрясений, а северо-западное – южнее и юго-западнее горы Арарат и др.

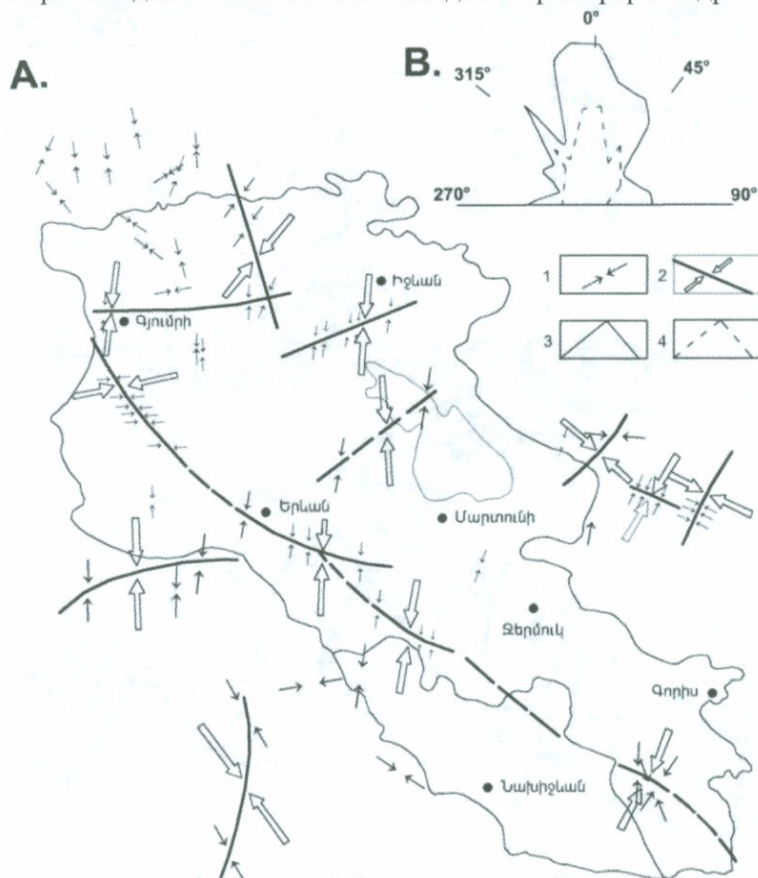


Рис. 3.15. Ориентация осей сжатия, действующих в очагах землетрясений (А), и роза-диаграмма их распределения по простиранию (Б): 1–проекция осей сжатия; 2–преобладающие направления сжатия в конкретных районах; 3 – диаграмма распределения направления сжатия всех землетрясений; 4–диаграмма распределения направления сжатия без землетрясений Джавахетского нагорья(составлена на основе литературных данных).

Важно отметить, что векторы сжатия по отношению к горизонту в основном составляют угол величиной $0-50^{\circ}$ (рис.3.18), т.е. преобладает близгоризонтальное направление осей сжатия.

Анализ осей напряжения растяжения показывает, что в верхних частях коры преобладает субширотная ориентировка векторов растяжения (рис.3.16). По отношению к горизонту они в основном составляют угол величиной $0-15^{\circ}$ и $30-50^{\circ}$, т.е. они также имеют преобладающее близгоризонтальное направление (рис.3.18).

Известно, что в очаге землетрясения протекает процесс разрушения среды, возникающий в результате ее деформирования, следовательно, в очагах возникают разрывы. Согласно методике определения параметров очага существуют две вероятные плоскости разрыва. Которая из них, который соответствует действительности, обычно определяется дополнительными геологическими и сейсмологическими (особенно по пространственной миграции афтершоков) сведениями. Однако миграция афтершоков, интересующих нас землетрясений в основном не изучена, а геологическая ситуация в очагах землетрясений часто неизвестна, поэтому сказать, какой разрыв из двух вероятных является действительным, в настоящее время очень трудно, поэтому мы вынуждены для статистического анализа использовать оба разрыва.

Карта распределения плоскостей разрывов по сравнению с картой направлений напряжений имеет относительно сложный характер (рис.3.17а). Но, все же, по розе-диаграмме (рис.3.17б) выделяются северо-восточное и северо-западное преобладающие направления расположения плоскостей разрывов. Среди них преобладают разрывы с близвертикальным падением плоскости сместителя (рис.3.18).

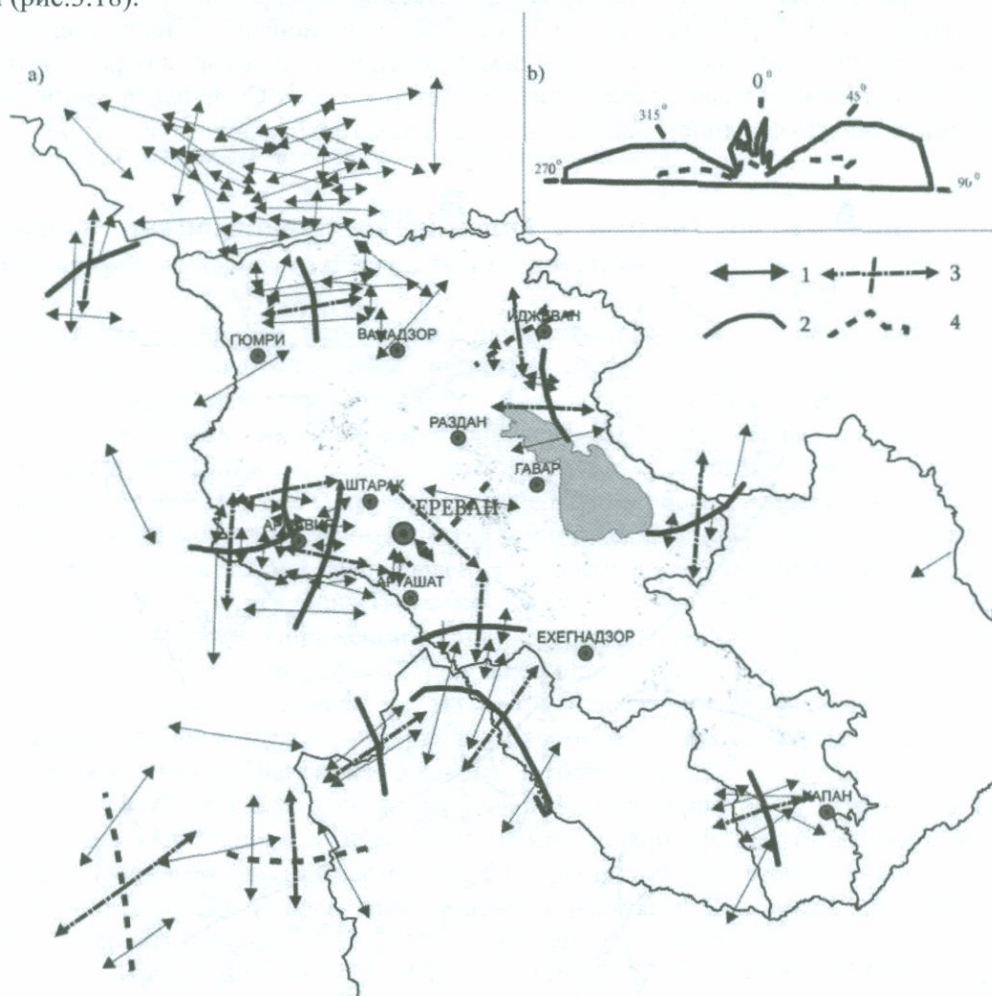


Рис. 3.16. Ориентация осей растяжения, действующих в очагах землетрясений (а), и розе-диаграмма их распределения по простиранию (б): 1 – проекция осей растяжения; 2 – преобладающее направление растяжения в конкретных районах; 3 – диаграмма распределения направления растяжения всех землетрясений; 4 – то же без землетрясений Джавахетского нагорья(составлена на основе литературных данных).



Рис.3.17. Ориентация вероятных плоскостей разрывов, образованных вследствие землетрясений: 1 – проекция разрывов; 2 – преобладающее направление в конкретных районах; 3 – диаграмма распределения направлений разрывов для всех землетрясений; 4 – диаграмма распределения направлений разрывов без землетрясений Джавахетского нагорья(составлена на основе литературных данных).

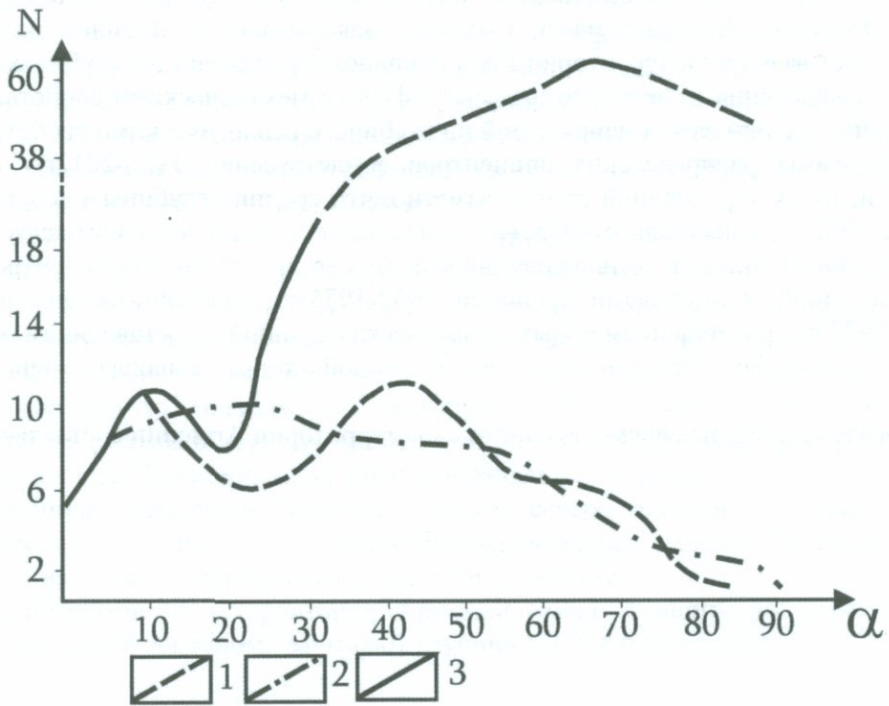


Рис.3.18. Графики распределения углов падения параметров механизма очагов землетрясений: 1 – сжатия; 2 – растяжения; 3 – вероятных разрывов(составлена на основе литературных данных).

На всей территории республики можно выделить лишь одно протяженное направление (Ленинакан-Ереван-Кафан), вдоль всей протяженности которого с обеих сторон действуют сжимающие силы (рис.3.15). Этому направлению в основном соответствует региональная зона больших градиентов гравитационного поля.

Исходя из изложенного, можно сделать следующие выводы:

- Действующие региональные напряжения сжатия в верхних частях земной коры территории республики имеют преобладающее близмеридиональное направление, а растяжение – близширотное. Образованные вероятные разрывы в основном имеют северо-западное и северо-восточное направления.
- Выделяются определенные районы земной коры, где землетрясения имеют приблизительно одинаковые характеристики параметров механизма очага. Особый интерес представляет вытянутая зона сжатия вдоль полосы Ленинакан-Ереван-Кафан, по которой два блока земной коры сталкиваются друг с другом.
- Образованные при землетрясениях вероятные плоскости разрывов в основном имеют близвертикальное падение, а действующие главные напряжения – близгоризонтальное (0-50°).

3.4. Сейсмоактивный слой земной коры территории РА

Обычно под понятием “сейсмоактивный слой” земной коры специалисты понимают те глубины земной коры, где в основном происходят землетрясения (Баранский., Краснопевцева, Щукин, 1984; Ботт, 1974). Поскольку очаги некоторых землетрясений территории РА в виде разломов вышли или отразились на поверхности земли, постольку под понятием “верхней границы” сейсмоактивного слоя нужно принять именно эту поверхность. Об этом свидетельствует и большое количество слабых землетрясений, имеющих глубину 0-5 км (рис. 3.19). Наиболее важно определение нижней границы сейсмоактивного слоя и выяснение преобладающего положения сильных землетрясений в этом сейсмоактивном слое. Исходя из вышеотмеченных особенностей распределения глубины эпицентров, можно утверждать, что сейсмоактивный слой на территории РА имеет глубину до 35 км. Этому мнению придерживается подавляющее большинство специалистов, занимающихся этой основной задачей. Из рис.3.19 следует также, что наиболее часто встречающиеся глубины землетрясений средней силы и сильных землетрясений-до 5-26 км. Из каталога активных разломов (таблица 1.1), следует, что глубины эпицентров землетрясений связанных генетически с разломами, уступают максимальным глубинам разломов. И почему сильные землетрясения на территории РА в основном происходят на глубинах до 25 км - задача отдельного обсуждения и, вероятно, связана с физико-механическими свойствами земной коры, распределения тектонических напряжений по глубине, с реологическими свойствами среды и др.

Из гистограммы распределения эпицентров землетрясений 1932-2012гг. по глубине и, в особенности, из их усредненной кривой заметно, что средние глубины уменьшаются, начиная с 1932 г. до 1975 г., а начиная с 1975 г. – возрастают, но они не превышают 10 км. Наиболее вероятным заключением этого наблюдения является то, что глубины эпицентров землетрясений, полученные инструментальными записями 1932-1975гг., надежно не определяются. Однако, начиная с 1975 г. с размещением новых сейсмических станций и составлением более подробных и надежных годографов сейсмических волн земной коры, выросла точность определения эпицентров.

Таким образом, толщина сейсмоактивного слоя территории Армении составляет до 35км.

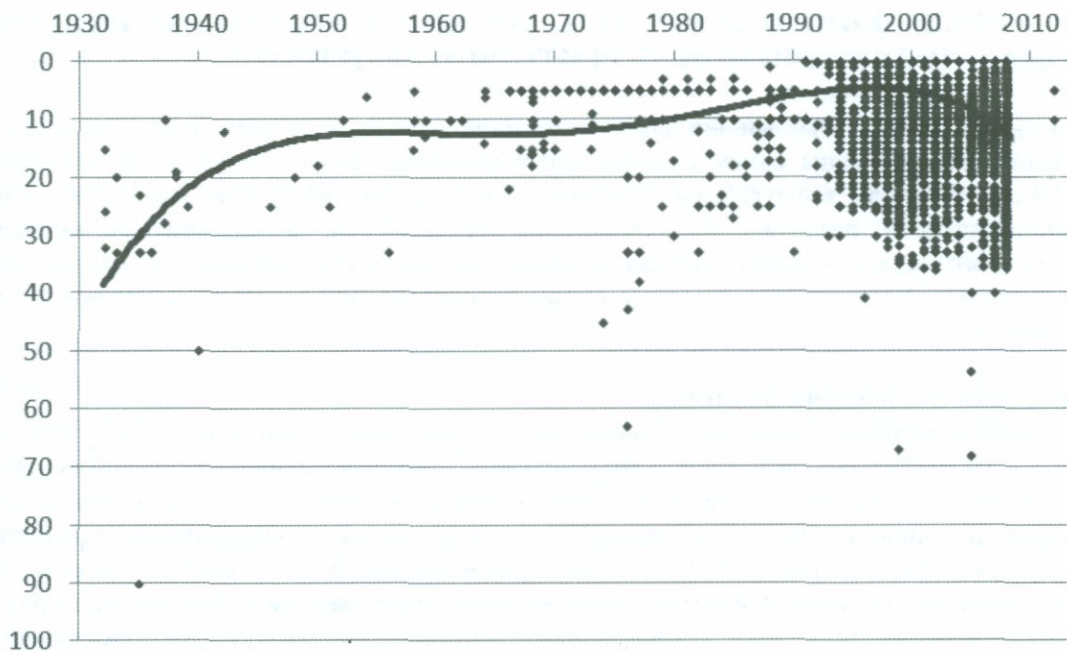


Рис. 3.19. Распределение глубины гипоцентров землетрясений за 1932-2012 гг. территории РА и сопредельных районов по годам и осредненная кривая глубин гипоцентров.

3.5. Выводы

1. Максимальная магнитуда землетрясений по литературным и приведенным в монографии данным оценивается $M_{\max}=7.5$. В конкретных очаговых зонах трудно установить периодичность проявления сильных землетрясений. Скорее всего, можно говорить о непостоянстве сейсмичности во времени.
2. Очаги наиболее сильных землетрясений имеют объем величиной до $10\,000\text{ км}^3$ (размеры осей эллипса $60 \times 10\text{ км}$), а площадь главного разрыва составляет до 1600 км^2 .
3. При сильных землетрясениях ширина зоны дробления горных пород – зоны разлома – достигает до 10 км , а область основных остаточных деформаций гораздо меньше.
4. Не всегда в районах сильных землетрясений частота слабых землетрясений большая. Большинство (70%) исторических землетрясений с $M > 5.5$ имеют глубину гипоцентра $5\text{--}15\text{ км}$. Глубина единичных землетрясений достигает $30\text{--}50\text{ км}$. Относительно большое скопление гипоцентров наблюдается на глубине до 20 км , а в этом интервале – на глубинах $0\text{--}10$ (около 70%) и $10\text{--}20\text{ км}$.
5. Направления регионального сжатия, действующего в земной коре территории Армении, по данным GPS (на поверхности земли) и по параметрам механизма очагов землетрясений с $M \geq 4$ (на глубинах $5\text{--}20\text{ км}$) совпадают, что говорит о едином направлении векторов сжатия, с которыми связаны современные тектонические процессы, в том числе землетрясения.
6. По фокальным механизмам землетрясений с $M \geq 4.0$ действующие региональные напряжения сжатия в верхних частях земной коры территории республики имеют преобладающее близмеридиональное направление, а растяжения – близширотное. Образованные вероятные разрывы имеют северо-западное и северо-восточное направления, а их плоскости имеют близвертикальное падение. Векторы сжатия и растяжения имеют близгоризонтальное ($0\text{--}50^\circ$) падение.
7. Сейсмоактивный слой территории Армении имеет толщину до 35 км , а сильные землетрясения, в основном, занимают глубину $5\text{--}15\text{ км}$ в этого слоя.

ГЛАВА 4. ВЫДЕЛЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Для выделения и установления закономерностей размещений разломов в земной коре по возможности использованы существующие геофизические, геологические и др. данные. Кроме того, что очень важно, все разломы выделены с единых позиций, и известные в литературе критерии выявления разломов не привлечены механически, а разработана методика их выделения. Методика учитывает местные геолого-геофизические особенности и существующие исходные данные. Установлены основные общие характеристики разломов и закономерности их расположения.

4.1. Методика выделения разломов

Нет единой методики выделения региональных разломов (в дальнейшем РР). Они обычно выделяются на основе геологических, геофизических, геоморфологических и других признаков (критериев). Однако не все признаки разломов равнозначны и всегда надежны. Часто разломы выделяются на основе комплекса методов. Но и в этом случае необходимо выделить наиболее надежные признаки, которым следует отдать предпочтение. В зависимости от геологических условий конкретного района надежные признаки могут быть разными. Для изучения разломной тектоники покрытых молодыми образованиями районов наиболее эффективными являются геофизические методы. Геологические методы, особенно когда разломы после образования покрова не проявили заметной тектонической активности, малоэффективны. Поэтому в покрытых районах только геологическими методами в лучшем случае можно выделить активные разломы. На наш взгляд, это является одной из основных причин того, что количество разломов для любого покрытого района при применении геофизических методов больше, чем при применении геологических. Роль геоморфологических методов для выделения разломов более ограничена.

Таким образом, выявление разломов покрытых районов, в первую очередь, есть задача геофизическая.

Необходимость использования комплекса данных

Известно, что большая часть территории Армении покрыта мощным покровом неоген-четвертичных отложений, поэтому при выделении РР ведущее место надо отдавать геофизическим методам, одновременно используя геологические и другие методы с обязательным условием использования геологических, геоморфологических и других данных. Необходимость комплексирования разных данных и методов для наиболее полного выявления существующих РР, наглядно видна из построенных вероятных геолого-геофизических моделей для модели территории республики (рис. 2.13). Из этих моделей следует, что одним методом или данными невозможно выделение большей части разломов. При применении ограниченного количества, пусть наиболее эффективных методов, устанавливаются далеко не все существующие в природе РР.

Обоснование и описание методики выделения РР

Важным этапом является выбор эффективных (надежных) геофизических признаков выявления разломов с учетом геологических особенностей территории республики. Для этого обычно изучается характер геофизических аномалий, устанавливаются возможные источники аномалии и на основе этих данных выбираются эффективные геофизические критерии из числа общеизвестных. Возможен и другой подход, когда изучается характер изменения геофизических полей над надежно установленными фрагментами разломов (называемыми нами реперами), и в конечном итоге, выбираются геофизические критерии. На наш взгляд, второй подход более надежен, т.к. критерии выделения разломов выбираются с учетом местных геолого-физических условий. Однако при применении обоих подходов имеются определенные трудности и возможны ошибки.

При первом подходе трудности возникают в связи с выявлением причин, вызывающих геофизические аномалии, т.к. геологическое истолкование геофизических данных не всегда однозначно. Этим и объясняется низкая надежность ряда геофизических критериев разломов, выбранных этим путем. Вместе с этим необходимо учесть, что имеются критерии, надежность которых не вызывает сомнений.

При втором подходе должны быть надежно установленные РР или их фрагменты разного характера (ранга, возраста, простирания и др.). Обычно довольно трудно найти такие реперы разломов, поэтому необходимо применять оба подхода вместе, т.к. они могут дополнять друг друга. Для выбора реперов РР территории Армении имеются следующие благоприятные обстоятельства:

а) разломная тектоника большей части территории детально изучена с помощью сейсмических станций “Земля” и “Черепаха” методом обменных волн землетрясений-МОВЗ (Гаретовская, 1975; Егоркина, Гаретовская, 1975; Егоркина, Краснопевцева, 1980; Егоркина, Соколова, 1973; Осипова, Арменакян, 1979; Осипова, 1980).

б) для тех районов, где отсутствует покров неоген-четвертичных отложений, имеются детальные геологические исследования, и часто мнения разных исследователей в вопросе местоположения РР совпадают (Аракелян, Малхасян, 1975; Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Габриелян, Саркисян, 1981; Геология СССР, 1970; Караханян, 1995; Саркисян, 1973; Трифонов, Караханян, 1990; Karakhanian, 1993; Karakhanyan, Djrbashiyani, 1997; Karakhanian, Trifonov, 2004).

Изучение строения земной коры, в том числе и разломов с вертикальным перемещением крыльев, с помощью МОВЗ (сейсмических станций “Земля” и “Черепаха”) довольно эффективно. Густая сеть наблюдений и выбранная методика интерпретаций исходного материала намного способствуют повышению точности полученных результатов.

Наличие гравиметрических и магнитометрических (в том числе аэромагнитных, снятых с разных высот) карт масштаба 1:200000 и более крупные, детальные сейсмологические данные также способствуют надежному выделению разломов.

На рис.4.2. представлен обобщенный фактический материал по выделению тех разломов, глубина которых превышает мощности земной коры, полученные Егоркиной Г.В. и др., Осиповой И.Б. и др., Эренбург М.С. и др., с помощью МОВЗ. Ясно, что местоположения разломов и величины вертикального смещения глубинных границ этих разломов определены с некоторой

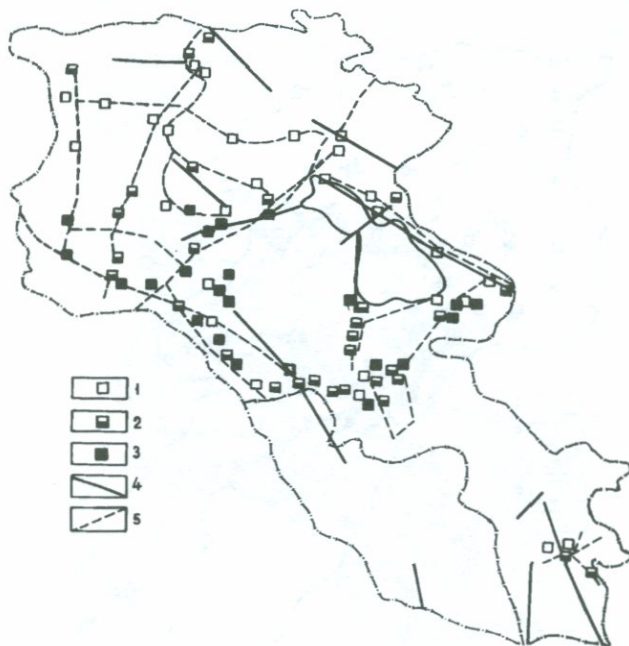


Рис.4.2. Схема расположения фрагментов так называемых сейсмических (Гаретовская, 1975; Егоркина, Гаретовская, 1975; Егоркина, Краснопевцева, 1980; Егоркина, Соколова, 1973; Осипова, Арменакян, 1979; Осипова, 1980) и геологических (Аракелян, Малхасян, 1975; Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Габриелян, Саркисян, 1981; Геология СССР, 1970; Караханян, 1995; Саркисян, 1973; Трифонов, Караханян, 1990; Karakhanian, 1993; Karakhanyan, Djrbashiyani, 1997; Karakhanian, Trifonov, 2004) "реперов" региональных разломов. Сейсмические "реперы" с амплитудой вертикального смещения глубинных границ земной коры: 1) до 1км; 2) 1-2 км.; 3) 2км. и более; 4) геологические реперы по литературным данным; 5) маршруты исследований строения земной коры МОВЗ сейсмическими станциями "Земля" и "Черепаха".

ошибкой. Разрезы земной коры, полученные вышеупомянутыми авторами, нами приняты за достоверные, однако разломы дифференцированы по величине вертикального перемещения глубинных границ, особенно по границам "Г" и "М", т.к. эти границы прослеживаются наиболее четко. Известно, что чем больше величина вертикального перемещения крыльев, тем более надежно выделяется разлом. Количество фрагментов разломов по этим данным довольно большое (80), и, следовательно, из них можно выбрать реперы для выделения РР. Сейсмическими станциями наличие разлома устанавливается в точке, а направление простирания трудно определить. Для этого необходимы новые наблюдения по специально выбранным профилям. Такой возможности у нас нет. Остается для этой цели использовать другие данные, в частности, геологические и геофизические, из которых, как уже отмечено, геофизические, особенно гравиметрические и магнитометрические, более подходящие. Определяя основные характеристики гравитационного и магнитного полей фрагмента РР, можно определить вероятные направления его простирания (рис. 4.3). Имея под рукой довольно большое количество этих определений, можно выделить разлом. Указанным способом выделяются РР, величина амплитуды вертикального перемещения которых по глубинным границам в наилучшем случае 0,5 км и более. Разломы меньшей амплитуды, а самое главное - сдвиги, таким путем не выделяются.

Как репер выделения региональных разломов, можно использовать и надежные геологические данные - фрагменты разломов, которые установлены по геологическим данным и принимаются большинством специалистов. Выделение таких фрагментов на основе литературных данных - довольно сложная задача, т.к. каждый автор уверен в своем исходном материале, полученном в поле. Проверить этот материал сложно и трудно. С другой стороны, что очень важно, расхождение геологических данных в вопросе местоположений крупных разломов территории республики довольно большое. Чистый статистический подход для решения этой задачи неприемлем, т.к. РР выделены за последние 50 лет, в течение которых менялись и представления о них, и методы исследований, и качество исходного материала. Часто, что очень естественно, сами авторы меняли свои взгляды о местоположении конкретного разлома. Поэтому в качестве

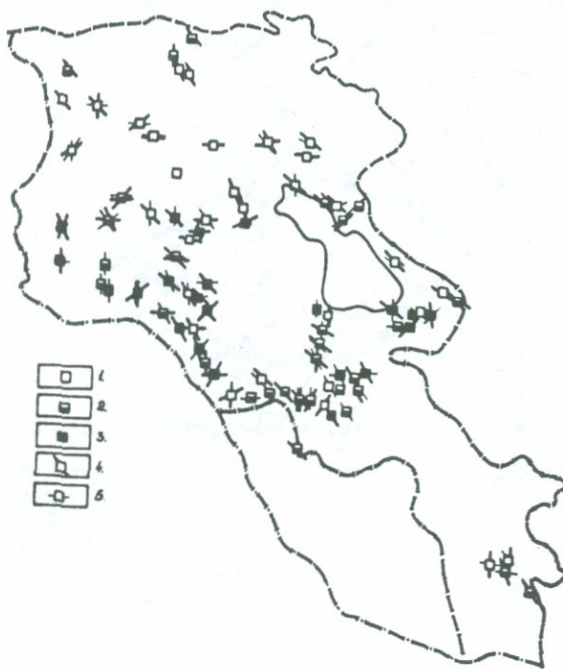


Рис. 4.3. Вероятные направления простирания глубинных разломов в районах сейсмических "реперов" по гравиметрическим и магнитометрическим данным. Сейсмические "реперы" с амплитудой вертикального смещения глубинных границ земной коры: 1) до 1 км; 2) 1-2 км; 3) 2 км и более: вероятные направления простирания сейсмических "реперов"; 4) по гравиметрическим данным; 5) по магнитометрическим данным.

условно надежных фрагментов разломов нами выбраны те, которые: а) выделены в фундаментальных, обобщающих коллективных трудах; б) расположены в тех районах, где

отсутствует покров молодых образований; в) выделены по комплексу геолого-геофизических и других методов, сравнительно в последнее время с учетом результатов предыдущих исследований (рис. 4.2).

Проявление реперов в аномальных геофизических полях

При сопоставлении схемы реперов разломов с картами гравитационного и магнитного полей наблюдаются следующие закономерности:

1. Подавляющее большинство реперов (около 80%) совпадают с линейными зонами больших градиентов гравитационного поля (рис.4.4). Остальная часть реперов или приурочена к линиям нарушения структуры, или к максимумам и минимумам поля Δg . Причем половина этих сейсмических реперов характеризуется амплитудой вертикального смещения до 1 км. Это в том случае, когда их число в два раза меньше общего числа реперов с амплитудой вертикального смещения 1 км и более. Градиентные зоны Δg , с которыми совпали реперы разломов, отличаются между собой как по величине градиента, так и по протяженности. Причем величина горизонтального градиента колеблется в пределах 1-5 мГл/км, а длина – 20-300 км (в пределах Армении). Это говорит о том, что указанные узкие зоны больших градиентов имеют как региональный, так и локальный характер. В большинстве случаев, когда профиль сейсмических наблюдений пересекает высокоградиентную зону, то устанавливается наличие глубинного разлома.
2. Корреляционная связь между магнитным полем и реперами более сложна (рис.4.5). Но все-таки заметно, что большинство реперов расположены в пределах линейных зон больших градиентов аномального магнитного поля. Процент такого совпадения реперов сравнительно низок, чем при сравнении с зонами градиентов гравитационного поля. Число случаев отсутствия фрагментов разломов при пересечении профилей сейсмических наблюдений с высокоградиентными зонами магнитного поля сравнительно больше, чем с аналогичными зонами гравитационного поля. Это говорит об относительно низкой надежности магнитных данных. Однако вообще не использовать магнитометрию для выделения РР было бы не правильно, т.к. в некоторых местах она более эффективна, чем гравиметрия.
3. Часть реперов совпадает с линиями нарушения структуры аномалий гравитационного и магнитного полей. Такие линии довольно разнообразны. По ним меняются простирание, форма, интенсивность, размеры аномалии, т.е. они служат границами областей с разной морфологией и интенсивностью аномалий.

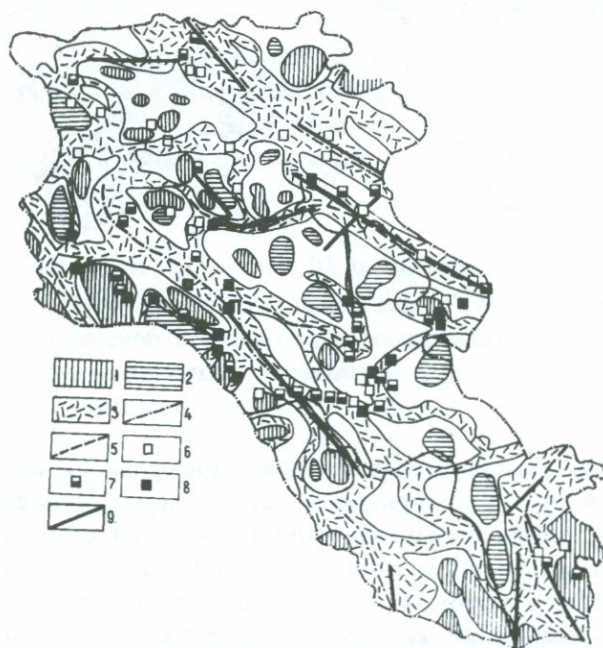


Рис. 4.4. Схема расположения реперов глубинных разломов и схематическая карта аномального гравитационного поля. Элементы гравитационного поля: 1) максимумы; 2) минимумы; 3) зона больших градиентов; 4) оси региональных зон больших градиентов; 5) оси протяженных зон больших градиентов. Сейсмические реперы глубинных разломов с амплитудой вертикального смещения глубинных границ земной коры: 6) до 1км; 7) 1-2км. и более; 9) геологические реперы.

4. Редки случаи, когда сейсмические реперы расположены в пределах самой аномалии (максимума и минимума). Такие реперы характеризуются разной величиной вертикального смещения глубинных границ. Геологические реперы почти всегда совпадают с высоко градиентными линейными зонами гравитационного и магнитного полей.

Направление простирания сейсмических реперов, как выше было отмечено, нами определено, исходя из характера гравитационного и магнитного полей, а также наличия связи между аномалиями и реперами (рис.4.3). Если простирание репера определяется нечетко, то они для этой цели не используются. А если получаются два или три возможных направления, то выделяются все. При сравнении выделенных направлений простирания реперов отдельно по гравиметрическим и магнитометрическим данным отдельно, заметно достаточно хорошее сходство. При отсутствии сходства предпочтение отдается наиболее четко и однозначно определяемому направлению. Число возможных ошибок, связанных с определением направления простирания разломов, для большей части территории уменьшается в связи с тем, что разломы часто выделяются не по единичным реперам, а нескольким.

Определенный интерес представляет рассмотрение пространственной связи между сейсмическими и геологическими реперами. Из рис.4.2 заметна четкая связь между ними. Там, где профили сейсмических наблюдений пересекают геологические реперы, всегда подтверждается наличие разлома. Это говорит в пользу надежности выбранных реперов обоих типов. Сейсмические реперы, совпадающие с геологическими реперами, характеризуются разными величинами амплитуды вертикального смещения глубинных границ.

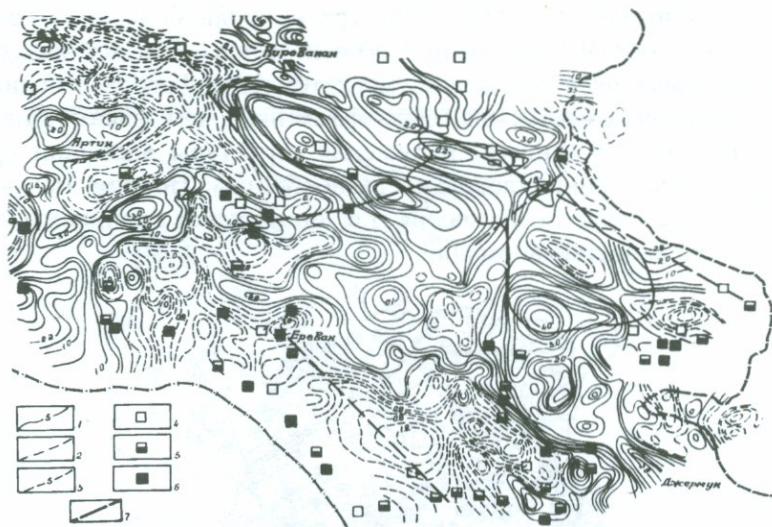


Рис. 4.5. Схема расположения реперов глубинных разломов и карта магнитного поля при высоте съемки 4200м. (по Е.Г. Лапиной и др.). Изодинамы: 1)положительные; 2) нулевые; 3) отрицательные. Сейсмические реперы с амплитудой вертикального смещения глубинных границ: 4) до 1км.; 5) 1-2 км.; 6) 2км и более; 7) геологические реперы.

Таким образом, для выбора геофизических критериев ГР изучаемой территории в первую очередь надо использовать установленные связи между элементами полей (линейные зоны больших градиентов, линии нарушения структуры полей и др.) и реперами. Кроме того, надо выбрать общепринятые и не вызывающие сомнений геофизические критерии. Но, как уже было отмечено, при выявлении разломов всегда предпочтение отдается группе критериев, выбранных первым путем. Геофизические критерии выявления РР Армении и сопредельных районов следующие:

1. Гравиметрические:

- а) линейные, иногда прерывистые зоны больших градиентов, соответствующие ступенчатым выступам или линиям, вдоль которых намечается резкое несоответствие разрезов разновозрастных образований; б) коленообразное строение узких зон больших градиентов,

расположенных вдоль одной линии, соответствующих горизонтальному перемещению контактов горных масс; в) границы крупных изостатических аномалий (зоны больших градиентов), соответствующие границам блоков коры, отличающихся знаком или интенсивностью новейших тектонических движений и изостатических процессов; г) резкое отличие структуры локального аномального гравитационного поля по обеим сторонам линии (зоны), прослеживаемое на значительные расстояния; по обеим сторонам от таких линий меняются параметры аномалий, их конфигурация, интенсивность и часто простирание; д) смещение в плане линейно вытянутых зон больших градиентов гравитационного поля.

2. Магнитометрические:

а) границы магнитных зон и подзон (узкие, протяженные зоны больших градиентов), по обеим сторонам от которых меняются форма, знак, простирание, размеры, а иногда-интенсивность магнитных аномалий, свидетельствующие об изменениях литологических и магматических формаций, о наличии разных тектонических элементов; б) “цепочки” интенсивных локальных положительных аномалий протяженностью несколько сот километров, обусловленных сильно намагниченными ультрабазитами офиолитовых поясов; в) линейно вытянутые отрицательные магнитные аномалии антикавказского простирания, нарушающие структуру магнитного поля; г) понижение интенсивности магнитного поля вдоль протяженной линии, соответствующей зонам раздробления разломов, когда векторы остаточной намагниченности обломков пород располагаются “хаотически”; д) резкий скачок глубины залегания верхних кромок магнитоактивных масс.

3. Сейсмометрические:

а) линейное расположение эпицентров сильных и разрушительных землетрясений; б) линейные зоны густо расположенных эпицентров слабых землетрясений антикавказского простирания; в) направление линейно вытянутых изосейст разрушительных землетрясений; г) квази-вертикальные границы отражения сейсмических волн, которые пересекают земную кору и продолжаются в мантии; д) скачкообразные изменения глубин до поверхности опорных сейсмических горизонтов, непрерывно коррелируемых по профилю; е) резкое изменение по профилю сейсмогеологических характеристик (появление зон диффрегированных волн, зон отсутствия отражений или резкого ухудшения их качества, изменение динамических характеристик волн, появление участков затухания волн, возникновение новых сейсмических горизонтов и др.).

4. Геотермические:

а) границы геотермических зон с разными тепловыми потоками и геотермическими градиентами, связанными с разными тепловыми условиями мегаблоков; б) наличие локальных аномалий геотермического градиента и теплового потока, связанных с термальными ($T \geq 37^{\circ}$) минеральными источниками.

Недостатки методики выделения РР и возможные ошибки

Общие недостатки предложенной методики выделения РР территории Армении следующие:

- 1) РР имеют разные геологические и, следовательно, геофизические характеристики. Если использовать геофизические характеристики известных фрагментов разломов и по аналогии выявлять новые разломы, то возможны следующие ошибки: а) пропуск цели, т.е. не будут выделяться ряд существующих в природе РР, т.к. не известны их геофизические характеристики; б) ложные разломы, т.е. при применении геофизических характеристик ошибочно будут выделены не существующие в природе разломы. В первом случае для устранения ошибок необходимо накопить новый исходный геолого-геофизический материал или применить новый метод выявления разломов. Во втором случае во избежание ошибок можно группировать разломы по надежности (уверенно выделенные и предполагаемые).
- 2) РР с горизонтальным перемещением крыльев (блоков) без существенных (до 1 км) вертикальных смещений глубинных границ земной коры по данной методике не выделяются. Этот вопрос в какой-то степени можно решить на основе анализа смещенных в плане линейных элементов гравитационного и магнитного полей, являющихся отражением на поверхности смещенных глубинных геологических объектов (Назаретян, Асланян, 1984).

- 3) Возможны ошибки при определении местоположений РР. Это естественно, т.к. местоположения реперов разломов как по МОВЗ, так и по геологическим данным определены с некоторой точностью. При выборе и применении геофизических критериев выявления разломов влияние ошибки местоположения реперов уменьшается, т.к. критерии выбираются на основе их средних геофизических характеристик. Количество реперов для такой статистики достаточно. Кроме того, можно использовать гравитационные, магнитные, сейсмические данные масштаба 1:200 000, а результаты интерпретации (схема РР) представить в масштабе 1:500 000. Можно считать, что точность определения местоположения разломов с помощью предложенной методики для масштаба 1:500 000 достаточна.
- 4) Самым значительным недостатком применения геологических реперов является то, что антикавказские разломы, геологические характеристики которых проявляются не так отчетливо, как общекавказских, полностью не выявляются. Вопрос сдвигов опять остается открытым, т.к. надежно выявленные глубинные разломы с горизонтальным перемещением крыльев геологическими методами почти не установлены, а в их существовании вряд ли можно сомневаться.

Исходный материал для выделения РР.

Были использованы следующие основные материалы:

1. *Гравиметрические*: карты в редукции Буге в масштабах 1:200000 (авторы А.Г.Мартirosян и др.) и 1:500000 (Ш.С.Оганисян), юга территории Армении в масштабе 1:200000 (Ю.И.Никольский и др.), карты изостатических аномалий в масштабах 1:2500000 и 1:500000 (М.Е.Артемьев и Ш.С.Оганисян).
2. *Магнитометрические*: карты аэромагнитной съемки территории Армении 1:200000 масштаба при высоте съемки 1000-1200м (Г.А.Русаков и др.) и при абсолютной высоте съемки 4000м (Г.А.Русаков и др.); 1:50000 масштаба при высоте съемки 80±30м (Г.А.Русаков и др.); 1:200000 масштаба южной части РА при высоте съемки 4200м (Е.Г.Лапина) и северо-западной части (Е.Г.Лапина); карты наземной съемки За 1:500000 и 1:200000 масштабов (Ц.Г.Акопян), карта графиков За территории Армянской ССР 1:200000 масштаба (С.Н.Назаретян).
3. *Сейсмологические*: каталоги сильных (Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР, Каталог НССЗ ТУМЧС РА) и слабых (опубликованных в "Землетрясения в СССР" и "Землетрясения Северной Евразии", в бюллетенях сети сейсмических станций Кавказа, Армении и др.) землетрясений, каталог землетрясений Армянского нагорья за 1900-1961гг. (Н.К.Карапетян); результаты определения параметров механизма очагов землетрясений (Н.К.Карапетян, О.Д. Гоцадзе, Г.А. Джиджеишвили и др., Г.В.Егоркина, Г.В. Саркисян и др.); фактические данные выявления глубинных разломов сейсмологическими станциями "Земля" и "Черепаша" (Г.В.Егоркина и др., И.Б.Осипова и др., М.С.Эренбург и др.) и сетью сейсмических станций Кавказа (Д.И. Сихарулидзе и др.).
4. *Геотермические*: схемы геотермического районирования территории Армении в масштабе 1:500 000 (Р.Т. Мириджанян, К. М. Сагателян).

Использованы также многочисленные литературные геологические, геоморфологические данные, результаты дешифровки космических снимков и др. РР, выделенные по указанной методике и на основе отмеченных данных, представлены на рис.4.6.

Один и тот же разлом в большинстве случаев выделяется сразу по пяти и более группам признаков (Назаретян, 1987), чем обеспечивается надежность его выявления. Естественно, что не все признаки равнозначны при установлении местоположения конкретного РР. Преимущество всегда отдавалось признакам, наиболее веским, надежным как для данного РР, так и вообще. Глубинный характер большей части выделенных разломов подтверждается фактическими данными станций "Земля" и "Черепаша" (рис.4.2). По этим данным глубина разломов превышает мощность земной коры территории республики и составляет 45-50 км.

Из истории изучения РР территории Армении следует, что основная часть представленных на рис.4.6 разломов или их отдельных фрагментов были выделены ранее другими исследователями - как геологами, так и геофизиками. Нами выделен ряд новых РР (особенно широтного простирания), комплексом геофизических методов подтверждено наличие известных по

геологическим данным разломов, уточнено местоположение некоторых РР, а самое главное, составлена карта ГР с единых позиций.

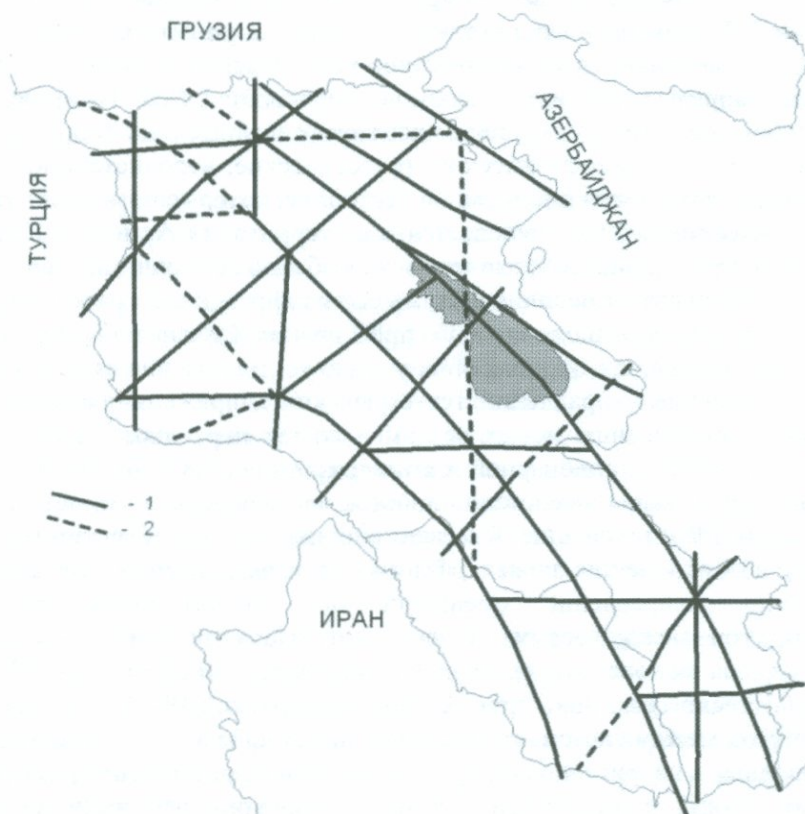


Рис. 4.6. Схема расположения региональных разломов территории Армении, выявленных на основе комплекса геофизических, геологических и геоморфологических данных: 1-установленные; 2-предполагаемые.

4.2. Основные закономерности размещения разломов

На карте РР (рис.4.6) разломы имеют определенное закономерное расположение. Выделяются четыре господствующих направления разломов: северо-западное, северо-восточное, субмеридиональное и субширотное. Вслед за Н.С. Шатским разломы этих направлений можно объединить в две системы: ортогональную и диагональную, внутри которых разломы взаимно перпендикулярны. Ортогональная система складывается из ГР широтного и меридионального направлений, диагональная - северо-западного и северо-восточного. Наблюдается выдержанность направлений и интервалов между разломами одинаковых направлений. Величина интервала между РР составляет 35-60 км, а в большинстве случаев – 35-40 км (рис.4.6). Элементы аналогичных закономерностей в размещении разломов в земной коре Армении были установлены еще в конце пятидесятых годов на основе геологических, а затем и геофизических данных (А.Т.Асланян указал закономерное расположение общекавказских ГР, Г.П. Тамразян и М.А. Кашкай – меридиональных, Ц.Г.Акопян и Ю.И.Никольский – северо-восточных).

В 1978г. было показано, что выдержанность интервалов и направлений характерно РР всех четырех направлений (Назаретян, 1984). А.Т.Асланян, опираясь на результаты дешифровки космических снимков Тавро-Кавказской области, пришел к заключению, что справедливо мнение о наличии регматической сети РР, которая существует независимо от складчатых структур. Их возникновение он связывает с ротационной и контракционной неустойчивостью литосферы (Асланян, 1984).

Таким образом, на территории Армении выявлены элементы закономерного и системного расположения РР. Эта картина на первый взгляд непривычная и обычно вызывает сомнения, особенно у ряда геологов. Однако, достаточно взять разломы только одного направления (кроме широтного), как это сомнение исчезает и с уверенностью можно говорить о наличии этих разломов или их фрагментов. Особенно вызывают сомнения следующие элементы схемы

расположения РР: количество и их упорядоченное расположение (прямолинейность, параллельность и выдержанность интервалов между разломами конкретного направления). Поэтому вкратце остановимся на ряде вопросов, связанных с ними.

Количество ГР. Опираясь на историю изучения крупных разломов земной коры любого региона, можно заметить, что количество установленных разломов во времени быстро увеличивается. Например, на карте разломов территории СССР 1978г. количество разломов в несколько раз больше, чем на тектонических картах пятидесятых годов. И это естественно, т.к. появились новые методы (геофизические, геологические, аэродистанционные и др.), исходные данные и новые представления о разломной тектонике, которые позволили лучше узнать строение земной коры. Такая тенденция наблюдается и на территории Армении. Количество выявленных РР выросло после применения геофизических и особенно сейсмических методов.

Количество РР зависит от величины угла между направлением разломов разной ориентировки и интервала между разломами одинакового простирания. Сильная дифференцированность земной коры вполне естественна, т.к. разломообразующие тектонические силы во времени меняли свои направления. Изменение направлений тектонических напряжений, воздействующих на земную кору, приводит к образованию новых разломов до тех пор, пока вся кора не будет достаточно раздроблена, насыщена стационарной сетью разломов. В.С. Буртман считает, что 4- и 6-компонентные сети разломов являются полностью насыщенными, т.е. после формирования такой насыщенной сети ГР дальнейшие изменения ориентировки поля тектонических напряжений приведут не к возникновению новых разломов, а к активизации уже существующих. Причем изменится лишь направление смещений по существующим разломам (Буртман, 1978). Минимальный угол между осями складок, которые возникли при изменении направления приложения сил на основе экспериментов, составляет 30° (Юдахин, 1983). Так как разломы и складки очень тесно связаны друг с другом (Гзовский, 1975), то вполне возможно, что минимальный угол между системами разломов также близок к 30° . Таким образом, с этой точки зрения, выявленные на рис. 4.6 четыре направления простирания разломов являются вполне естественными. Могут быть сомнения в том отношении, что нами не полностью выявлены всевозможные направления РР.

На схемах расположения наиболее хорошо изученных и больших сомнений не вызывающих общекавказских глубинных разломов территории республики интервал между разломами составляет в среднем 35км (Асланян, 1958; Габриелян, 1981; Геология СССР, Арм ССР, 1970). Интервал между разломами других направлений составляет 35-60км. Сам фактический материал по изучению разломов Армении сейсмическими станциями "Земля" и "Черепаша", обзор данных ГСЗ других регионов показывает, что интервал между региональными разломами может быть еще меньше.

Упорядоченное расположение РР. Обобщая данные о размерах блоков земной коры ряда регионов мира, М.А. Садовский и др. (рис. 4.7), пришли к заключению, что наблюдается

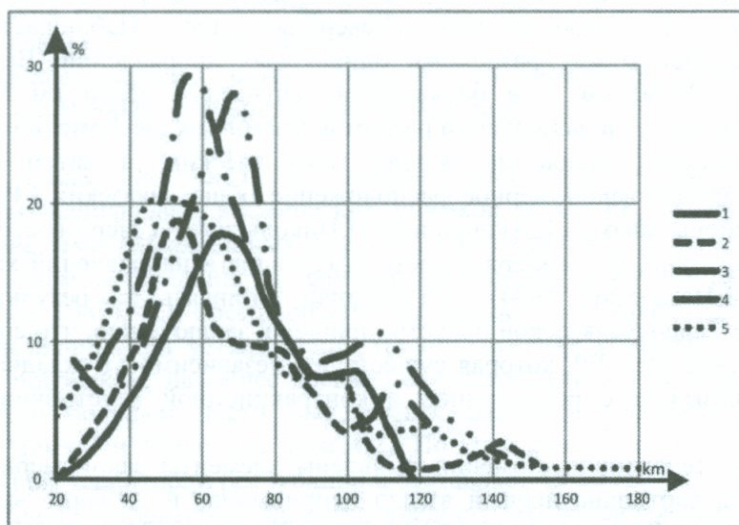


Рис. 4.7. Расположение блоков земной коры по размерам (М.А. Садовский и др., 1982): 1 – Малой Азии, Армянского нагорья; 2 – Калифорнии; 3 – Средней Азии; 4 – Туркмении; 5 – Казахстана.

некоторая упорядоченная иерархия преимущественных размеров блоков. Преобладают блоки земной коры, расчлененные системой разломов с размерами от 55 (Калифорния) до 70 км (Туркмения) и 90-115 км. Распространение сейсмических волн существенным образом зависит от длины волн и характерного размера блока. Исследования по распространению сейсмических волн показали, что выделяется несколько характерных пространственных размеров: 10-12 км, 45-60 км, 100-120 км и др. (Антонова, 1978). Первый из этих размеров авторы связывают с неоднородностями, образующими верхнюю часть земной коры, а остальные (начиная с 45 км) – блоками земной коры.

Хотя океаническая кора резко отличается от континентальной, определенный интерес представляет изучение закономерностей расположения разломов на дне океана, т.к. вследствие сравнительно слабой эрозии следы разломов относительно хорошо сохранились. Был установлен ряд закономерностей расположения трансформных разломов, установленных батиметрическими съемками и геофизическими данными (Бочаров, 1985). Оказывается, что в районе гребня хребта Геккеля в Северном Ледовитом океане, Срединно-Атлантического хребта, Красного моря и др. расстояние между трансформными разломами составляет от 35 до 110 км, при высокой точности установления разломов (несколько сотен метров). Длины активных частей разломов разные: от 10-40 км и более до 150 км (60% активных разломов имеют длину до 40 км). Трансформные разломы составляют угол с осями рифтовых зон, в основном близкий к перпендикулярному. Субпараллельность и выдержанность интервалов между РР Армении наблюдается также на территории Грузии и Азербайджана (Иоселиани, 1973; Шихалибейли, 1966; Шихалибейли, Тагиев, 1978).

Прямолинейность разломов. На рис. 4.6 осевые линии зон разломов имеют прямолинейный характер. На сравнительно небольших расстояниях крупные разломы не могут иметь иную форму. Даже если во время заложения осевая линия РР будет “зигзагообразна”, то в дальнейшем при движениях блоков она будет “выпрямлена”. Об этом свидетельствуют почти все литературные данные, посвященные расположению РР. По мнению ряда исследователей, даже при большой протяженности разломов не возможен его “кривой” характер. Просто в таком случае они состоят из коротких, но прямолинейных фрагментов (Тяпкин, 1982). Прямолинейность РР наиболее очевидно заметна на батиметрических съемках дна океана и на космических снимках планет.

Таким образом, на территории Армении устанавливаются следующие закономерности в расположении РР: выделяются четыре господствующих направления РР, которые составляют между собой угол величиной 45° ; разломы одинакового направления субпараллельны друг другу, а интервал между ними выдержан. Закономерное расположение крупных разломов (линеаментов) было установлено в начале нашего века. Еще в 1911 г. У. Хоббс высказал мнение, что разломы имеют закономерное расположение на всей Земле, а их ориентация зависит от оси ее вращения. В дальнейшем о наличии планетарной сети разломов указал Р. Зондер (называл мировую сеть разломов системой регматических трещин), а Ф. Венинг-Майнец пытался выяснить происхождение планетарной сети разломов как следствие напряжений общепланетарного характера. Н.С. Шатский выделил четыре главных направления разломов, которые образуют две системы: диагональную и ортогональную. В дальнейшем появились многочисленные работы, подтверждающие этот вывод на основе геологических, геоморфологических, геофизических, аэрокосмических данных.

Некоторые обобщенные геометрические параметры РР

Длина разломов составляет несколько сот км, и все они выходят за пределы территории Армении. Вдоль простирающихся по геолого-геофизическим характеристикам разломы расчленяются на фрагменты порядка 35-60 км. Глубина залегания разломов в большинстве случаев, превосходит мощность земной коры, т.е. больше 45 км. Угол наклона зон разломов колеблется в пределах 60° - 90° . Ширина зон разломов по афтершокам сильных землетрясений составляет до 8-10 км. Геологические данные о ширине зон разломов очень разные, даже нет единого понятия ширины. Среднегодовые скорости горизонтальных подвижек по разломам составляют 2-10 мм/год. Более подробно о параметрах конкретных РР будет дано в главе 5 настоящей монографии.

Возможные причины неустановления РР при геологической съемке

Возникает естественный вопрос: если существует такая густая сеть РР, то почему они не установлены геологическими съемками? Основные причины, на наш взгляд, следующие.

1. Разломы древние (доальпийского возраста), и если часть из них особой активностью не проявила в последних тектонических циклах, вследствие чего заметно не нарушена сплошность альпийского и орогенного покровов, то они не могут проявляться на дневной поверхности. Речь идет особенно о поперечных РР. Это предположение является очень вероятным, т.к. почти вся территория Армении покрыта молодими образованиями.
2. Не все активные глубинные разломы выходят на земную поверхность, а расположены на средних и нижних частях земной коры. Такие примеры известны во многих регионах земного шара, когда было детально изучено строение коры. Некоторые исследователи даже считают, что земной поверхности достигают лишь немногие разломы, в большинстве случаев вторичные. Например, А.В.Чекунов, опираясь на данные ГСЗ, считает, что в альпидах мантия раздроблена намного сильнее, чем кора, амплитуда смещений по разломам в основании коры по сравнению с фундаментом особенно велика (в 5-7 раз). Разломы зарождаются в мантии и проникают снизу в кору. Не все ГР достигают поверхности(Чекунов,1979). Не надо исключать и этот вариант, т.к. нами в основу выделения глубинных разломов положены геофизические аномалии.
3. Во время полевых наблюдений просто не были замечены разрывные признаки глубинных разломов. Сказанное не может быть невероятным, т.к. признаки особенно поперечных разломов вследствие общекавказской тектонической зональности часто проявляются в замаскированном виде. Кроме того, почти все специалисты отмечают активность общекавказских РР в новейшем этапе, однако на геологических картах ни один разлом на всю протяженность не устанавливается. История изучения РР Армении показывает, что с изменением представления о разломах их число возрастает. Не исключено, что признаки многих РР будут установлены при новых геологических съемках. Работы, выполненные за последние годы, свидетельствуют об этом(Karakhanyan, Djrbashiyanyan, 1997; Karakhanyan, Vernant, 2013; Avagyan, 2010).
4. Геологическая интерпретация геофизических данных нами проведена неточно, и в действительности ряд разломов не существует. Хотя мы старались использовать существующие качественные исходные материалы и надежные методы выделения разломов, считаем, что схема РР нуждается в дополнении и уточнении на основе новых геолого-геофизических и других данных.

Обобщая сказанное, можно заключить, что предложенная карта разломов(рис. 4.6)очень вероятна. Они играли разную роль в формировании земной коры. В зависимости от направления полей тектонических напряжений активность определенных РР была больше чем остальных, а потом с изменением направления напряжений произошло изменение степени активности этих разломов. Однако, т.к. аномальные геофизические поля-следствие (сумма) всяких неоднородностей в земной коре и верхней мантии, следовательно, все разломы независимо от возраста заложений, которые привели к перераспределению масс в земной коре, в той или иной степени отражаются в геофизических полях.

4.3. Выводы

1. На основе разработанной методики, качественного исходного материала единым подходом составлена карта РР территории Армении масштаба(рис.4.6). Надежность применяемой методики обусловлена тем, что геофизические критерии выделения ГР выбраны путем изучения характера полей над достоверно установленными фрагментами разломов глубинного заложения (реперами), т.е. с учетом местных геолого-геофизических особенностей. Один и тот же разлом в большинстве случаев выделен сразу пятью и более группами признаков, чем также обеспечивается надежность их выделения. Глубина большинства разломов по сейсмическим данным превышает мощность земной коры и составляет минимум 45км. Глубинный характер остальной части выделенных разломов предположен на основе тех геофизических и геологических характеристик разломов,которые аналогичны с характеристиками РР, глубинность которых доказана сейсмическими методами. Большая часть РР была выделена ранее другими исследователями: как геологами, так и геофизиками.

Комплексом геофизических методов подтверждено наличие известных по геологическим данным разломов, уточнено местоположение некоторых из них. Новые РР общекавказского простираения не установлены. Доказано наличие густой сети субширотных РР.

2. Установлено закономерное расположение ГР, а именно: разломы одинакового простираения параллельны друг другу, а интервал между ними выдержан и составляет 35-60км (в большинстве случаев 35-40 км). Выделяются четыре господствующих направления ГР: северо-западное, северо-восточное, субмеридиональное и субширотное. Они объединяются в две системы: ортогональную и диагональную, внутри которых разломы взаимно перпендикулярны. Указанные закономерности установлены во многих регионах земного шара и на других планетах. Согласно литературным данным, они имеют планетарный характер.
3. Полученная карта расположения РР довольно хорошо согласуется с аналогичными картами Южной Грузии и Западного Азербайджана, составленных геолого-геофизическими методами. На карте выделены все те РР, которые независимо от времени их заложения и активизации привели к перераспределению масс и создали неоднородности в земной коре, т.е. геофизические аномалии, на основе которых установлены РР, содержат в себе информацию об этих неоднородностях. Возможно, что часть из них затухшие или слабоактивные, а другая часть продолжает проявлять высокую активность. Не обязательно, чтобы все РР проявились на дневной поверхности. Если они заметно не нарушили сплошность пород альпийского комплекса, не могут проявиться на дневной поверхности и трудно установить их геологической съемкой. По этой причине количество ГР скрытых районов по геофизическим данным всегда больше, чем по геологическим данным.
4. Сложная система РР формировалась в течение длительного времени. Изменение направления тектонических напряжений приводит к активизации разломов определенного простираения, поэтому для РР характерна многоактность развития.

ГЛАВА 5. РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Выявленные РР территории Армении имеют некоторые важные особенности строения и развития, которые целесообразно рассмотреть более подробно. К числу таких особенностей относятся их геометрические параметры, дифференцированность вдоль простирания, тектоническое положение, современная активность и масштабы движений блоков по разломам, возраст заложения и этапы активизации. Весь комплекс этих данных необходимо учитывать при классификации разломов.

На рис. 5.1 и 5.2 представлены геологические и глубинные разрезы по профилям северо-восточного и меридионального направлений, которые дают общее представление о параметрах, масштабах вертикальных перемещений и тектоническом положении РР земной коры территории Армении. Но наиболее полные данные о разломах будут представлены ниже, в параграфах.

5.1. Геометрические параметры региональных разломов

При изучении связей землетрясений с крупными разломами обычно мало внимания уделяется геометрическим параметрам разломов. Хотя известно, что учет параметров разломов в сейсотектонике очень важен, т.к. от них зависит возможность накопления больших тектонических напряжений и, следовательно, возникновение сильных землетрясений. С параметрами разломов тесно связан и магматизм. В частности, глубина разлома контролирует состав магмы, а ширина - ее размещение в недрах Земли.

Но, к сожалению, геометрические параметры РР слабо изучены. В научной литературе имеются лишь редкие примеры, когда глубина, ширина и угол наклона зоны разлома определены более или менее надежно. Предполагается связь между параметрами разломов, и на основе этого установлен ряд соотношений между ними на основе модельных экспериментов и аналога других регионов. Однако эти соотношения очень приближенные, т.к. условия эксперимента далеки от естественных, а на основе изучения параметров разломов других регионов ненадежно оценивать параметры разломов Армении.

Д л и н а разломов Армении изучена наиболее хорошо. Большинство выделенных на рис. 4.6 РР выходит за пределы территории республики и прослеживается на территории Грузии, Азербайджана, Турции и Ирана. Они имеют длину минимум несколько сотен км. Некоторые из них прослеживаются очень далеко на тысячу и более км. Например, Ереванский и Севанский разломы, выделенные А.Т. Асланяном и А.А. Габриеляном, прослеживаются на западе на территории Турции и на северо-востоке - на территории Ирана (Асланян, 1958; Габриелян, 1959). Е.Е. Милановский считает Транскавказский РР одним из элементов северного продолжения Африкано-Аравийского рифтово-магматического пояса и др. (Милановский, 1962). До сих пор вызывает споры вопрос о том, чем “заканчиваются” разломы – затухают или ограничиваются другими разломами. Из схем расположения РР республики следует, что разломы не затухают, а ограничиваются разломами других направлений. Причем имеются случаи, когда разломы объединяются.

Г л у б и н а разломов более или менее надежно изучена сейсмологическими станциями методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в основном по смещениям границы Мохо по разломам. Минимальная глубина большинства выделенных разломов по МОВЗ превышает мощность земной коры (более 45-50 км). Но какова истинная глубина РР – неизвестно. Вопрос глубин остальной части разломов и их фрагментов указанными данными не отрицается, просто в районах этих разломов отсутствуют сейсмические наблюдения. Исходя из того, что по гравитационной и магнитной характеристике они аналогичны разломам, глубинный характер которых доказывается сейсмическими данными, можно предполагать и об их глубинном залегании.

Данные о глубине гипоцентров сильных землетрясений, приуроченных РР, также косвенно указывают, что глубина сейсмоактивных разломов распространяется минимум 15-20 км. Определение глубины разломов другими методами менее эффективно. Не имеется точных гравиметрических и магнитометрических методов для этих целей. Определение глубины разлома по магматическим признакам также ненадежно, т.к. глубина разломов в течение истории развития меняется, и, опираясь на исторические данные, невозможно говорить о глубине разлома

настоящего времени. О большой глубине ряда разломов свидетельствует карта скоростей сейсмических волн в верхней мантии (рис. 2.12). Интересная методика определения глубины

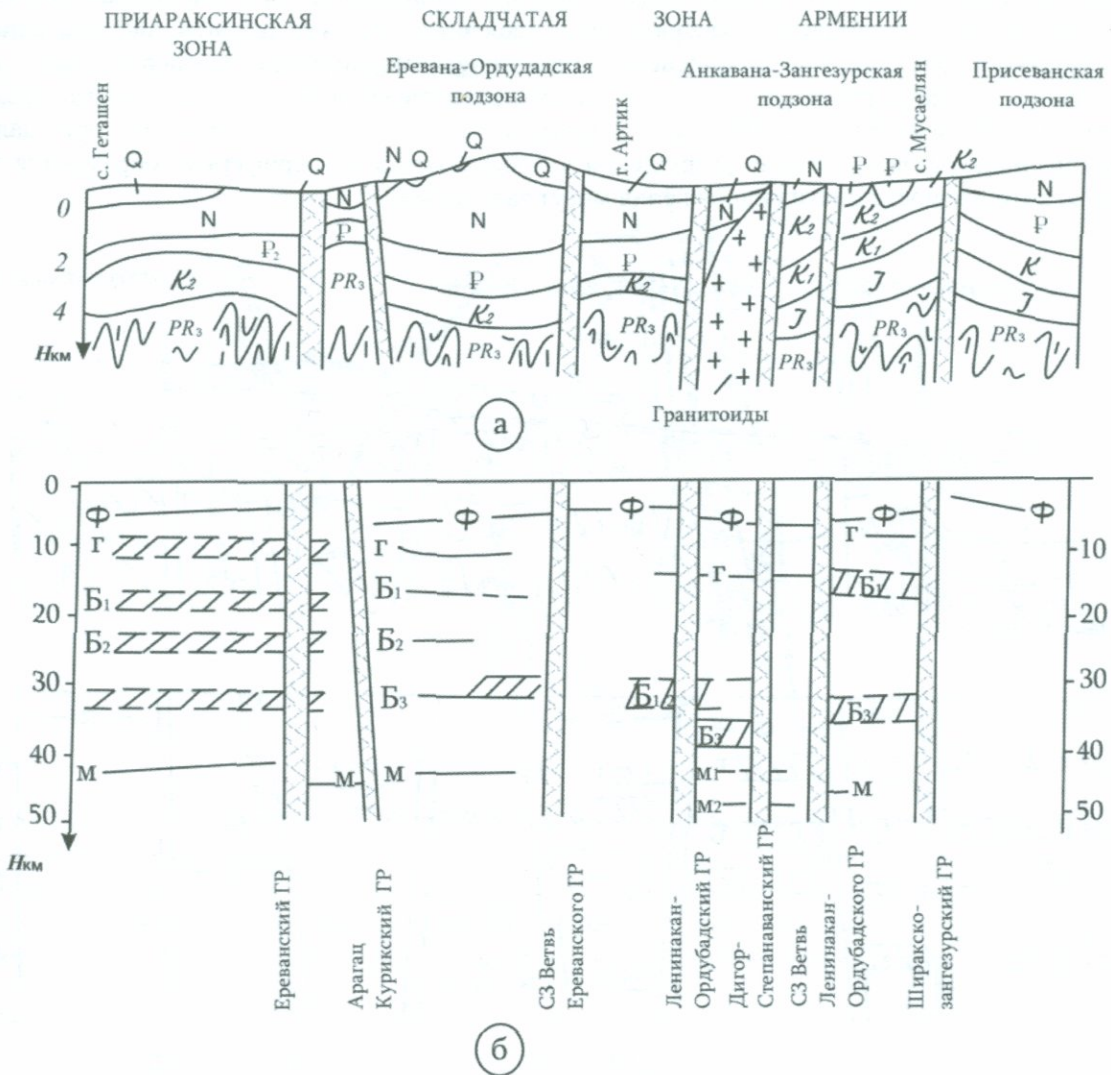


Рис. 5.1. Геологический (а) и глубинный (б) разрезы по профилю северо-восточного направления г. Эчмиадзин-г.Иджеван (составлен по данным: Асланян,1984; Габриелян, Саркисян, Симонян,1981; Егоркина, Соколова, Егорова. и др.1976; Бабаджанян,1977; Назаретян,1984). Буквами обозначены: Ф – поверхность кристаллического фундамента; Г – граница в “гранитном” слое; Б₁,Б₂,Б₃ – границы в “базальтовом” слое; М – граница Мохоровичича.

разломов, основанная на изменении характера сейсмических волн, зарегистрированных на двух сейсмических станциях, расположенных на разных сторонах разлома (Сихарулидзе, Тутберидзе, Баграмян,1983). Этим путем определены глубины некоторых разломов Армении разной ориентировки. Глубина этих разломов составляет 50-70 км. Однако отнести эти глубины к конкретному разлому, на наш взгляд, неверно, т.к. между сейсмическими станциями находятся не одна, а несколько зон разломов. Тем не менее, эти данные являются единственными сведениями о предельных глубинных РР.

Ширина зон некоторых разломов дается на основе геологических данных. В частности, А.А. Габриелян считает, что ширина зон общекавказских глубинных разломов составляет 10-20 км (Габриелян,1985). Однако, надо заметить, что под шириной зоны разлома разные специалисты подразумевают разные понятия: зону дробления, зону магматической активности, зону метаморфизма и вторичных измененных пород и др. Для целей сеймотектоники очень важно изучить зону активного динамического влияния разлома, которая, по С.И. Шерману, представляет из себя часть окружающего разлом в трех измерениях пространства, на котором проявляются остаточные деформации, а по Р.М.Лобацкой – область максимального проявления всех при-разломных изменений (Солоненко,1973). Ширину этой наиболее раздробленной и нарушенной

внутриразломной зоны на определенной глубине (для территории Армении 10-15 км, где расположена основная часть гипоцентров умеренных и сильных землетрясений) целесообразно принять как ширину зоны РР, образованную при его заложении и последующих активизациях. Исходя из следующих данных и рассуждений, предполагается, что ширина зон дробления РР Армении намного меньше, чем это определено геологическими данными на поверхности:

1. Путем анализа размеров очагов сильных землетрясений было показано, что области остаточных деформаций в зонах РР имеют ширину не более 10-15 км. Причем по мере удаления от осевой линии разлома степень разрушения уменьшается, и на перифериях образуются лишь трещины, которые после снятия напряжения могут залечиться.

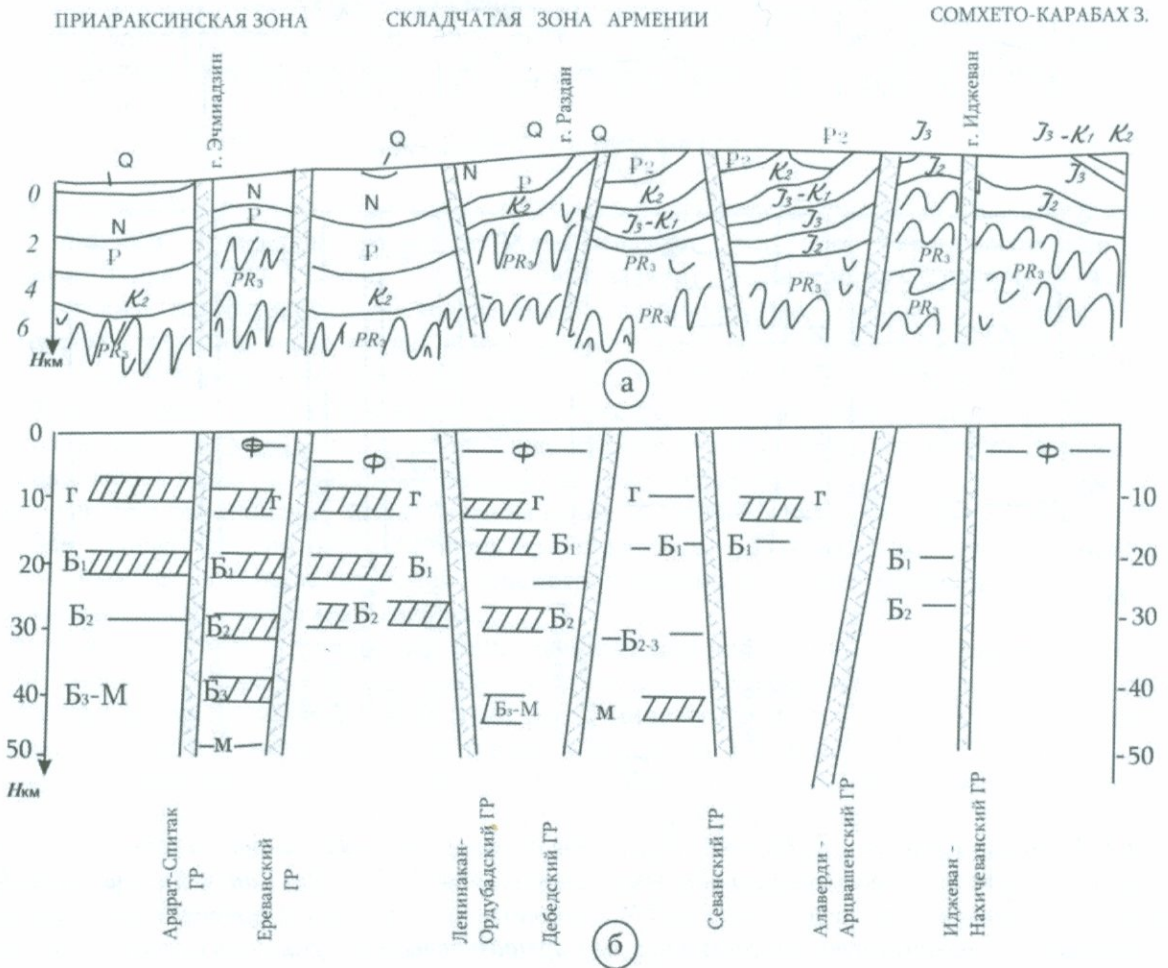


Рис. 5.2. Геологический (а) и глубинный (б) разрезы по меридиональному профилю с. Геташен – с. Мусаелян (составлены по данным: Асланян, 1984; Габриелян, Саркисян, Симомян, 1981; Егоркина, Соколова, Егорова и др., 1976; Бабаджанян, 1977; Назаретян, 1984).

2. Из расчетов гравитационных эффектов моделей зон разломов следует, что при избыточной плотности пород $0,05-0,10 \text{ г/см}^3$ и ширине зоны 15 км (при ее вертикальном расположении) создаются аномалии величиной 10-30 мГл, которые должны проявляться на детальном картах. Однако на картах Δg Армении такие линейные аномалии, связанные зонами РР, не наблюдаются. Следовательно, либо зоны дробления имеют небольшую ширину (всего несколько км), либо зоны разломов по плотности не отличаются заметно от блоков. Во втором случае зона как раздробленный участок земной коры теряет свое значение.

Эксперименты по разрушению образцов под давлением, теоретические расчеты и детальное наблюдение отдельных разломов (Солоненко, 1977; Суворов, 1973; Тяпкин, 1982; Хромовских, Солоненко, 1979; Чекунов, Кучма, 1979) показывают, что зоны разломов на поверхности земли имеют большую ширину, чем на глубине. Как уже отметили, по А.А. Габриеляну, по геологическим данным ширина зон общекавказских разломов на поверхности составляет 10-20

км, значит, на больших глубинах, например на глубинах концентрации большинства очагов сильных землетрясений, она должна быть значительно меньше.

Анализ коленообразных смещений узких протяженных зон больших градиентов гравитационного поля (на картах) по РР вследствие горизонтального движения блоков земной коры показывает, что “переходная” зона, которая должна соответствовать ширине зоны РР, не широкая, всего несколько км (рис.5.3).

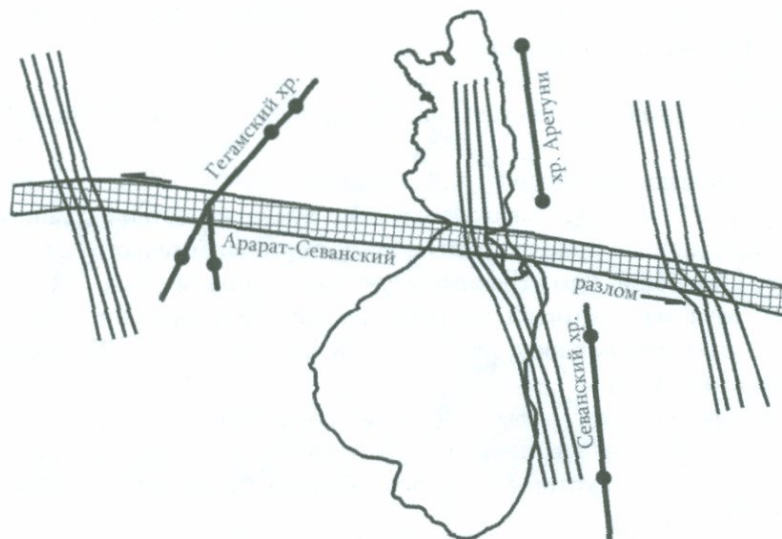


Рис.5.3. Пример установления горизонтальных перемещений блоков земной коры по Арарат-Севанскому разлому геофизическими и геоморфологическими данными. 1 – региональные зоны больших градиентов Δg ; 2 – изодинамы магнитного поля; 3 – осевые линии региональных зон больших градиентов Δg , соответствующих Арарат - Севанскому разлому; 4 – осевые линии градиентных зон магнитного поля; 5 – направление смещения блоков коры; 6 – зоны РР по комплексу геофизических данных.

3. Сейсмические волны, проходя через зону дробления разлома шириной 10 км и более, должны были резко терять свою амплитуду. Но анализ изосейст ощутимых исторических землетрясений Армении показывает, что резкого изменения их формы при пересечении зон разломов не наблюдается. Следовательно, зона разлома не сильно влияет на изменение интенсивности сейсмических волн. Одной из причин этого явления может быть узкая зона дробления (Назаретян, 1984).

4. Афтершоковые области сильных землетрясений Кавказа имеют небольшую ширину, до 10-12 км. Например, ширина области восьмибалльного Зангезурского землетрясения 1968г. составляет 3-5 км, Спитакского 1988г.- 6-8км (Միրզախան, 2008; Карапетян, 1979), что говорит о небольшой ширине зоны разлома.

5. Детальными исследованиями МОВЗ земной коры территории Армении не установлено широких зон поглощения сейсмических волн или потери корреляции опорных отражающих границ. Специальные изучения крупных разломов разных регионов земного шара (дна океанов, докембрийских щитов, краевых разломов и др.) показывают, что их ширина, несмотря на длину в тысячи и более км, очень узкая и в редких случаях составляет десятки км (Гзовский, 1975; Тяпкин, Кивелюк, 1982; Чекунов, Кучма, 1979; Щукин, 1977; Nazaretian, Avanesian, Tovmassian, Simonian, 1997; Keller, Anderson, Pritchard, 1966).

Таким образом, предполагается, что ширина зон РР Армении (зоны дробления) не превышает нескольких километров. Для получения более конкретных результатов необходимы специальные полевые геофизические исследования.

Н а к л о н зон разломов (сместителей) также целенаправленно неизучен. Однако ряд прямых и косвенных данных дает основание предполагать, что большинство из них имеют субвертикальное расположение:

1. Согласно таблице 1.1. данной монографии наклон зон активных разломов территории Армении составляет 65° - 90° .
2. По данным сейсмических станций “Земля” и “Черепаха”, зоны РР в основном имеют близвертикальное падение - 70° - 90° (Егоркина, Соколова, Егорова, 1976). Хотя точность метода в решении этого вопроса невелика, но при пологом расположении зон разломов они, особенно на больших глубинах, должны были наблюдаться.
3. Из большинства геологических данных следует, что крупные разломы республики в основном являются сбросами или взбросами, т.е. имеют крутое падение (Аванесян, Саркисян, 1999; Адамия, 1985; Али-Заде, Ахмедов, Куликов, 1965; Асланян, Вегуни, Милай, 1975; Габриелян, Саркисян, Симонян, 1981; Karakhanian, Trifonov et al. 2004; Агамалян, 1994).
4. Прямолинейность разломов также свидетельствует о близвертикальном положении их сместителей.
5. Была сделана попытка по способу К.Ф.Тяпкина (Тяпкин, Кивелюк, 1982) определить угол наклона зон ряда РР, которые характеризуются довольно четкой гравитационной ступенью. Хотя полученные данные приближенные, но все они свидетельствуют о крутом падении зон РР. Наиболее подробно по гравиметрическим данным был изучен наклон Хуступ-Гиратахского разлома, который ряд исследователей считают надвигом. Все расчеты показали, что угол его наклона не может быть меньше 70° (Назаретян, 1984; Назаретян, Микаелян, Мирозян, 2007).
6. Анализ углов наклона вероятных разломов, образованных при землетрясениях с $M > 4.0$, свидетельствует о том, что в большинстве случаев эти сейсмические события связаны с разломами, сместители которых имеют близвертикальное расположение (Назаретян, Киракосян, 1987).

5.2. Фрагментарность региональных разломов

При изучении сейсмоактивности разломов и вопросов эндогенной минерализации часто считается, что разлом на всей протяженности одинаково контролирует эти процессы. Однако из геолого-геофизических характеристик РР было заметно, что почти все разломы состоят из отдельных прямолинейных фрагментов, отличающихся друг от друга некоторыми особенностями геологического строения и их появлениями в физических полях. И это естественно, т.к. при пересечении РР разломами других направлений он расчленяется на “куски”, фрагменты. Если пересекающие разломы также имеют региональный характер, то образованные фрагменты РР могут по своему геологическому развитию в какой-то степени отличаться друг от друга (Назаретян, 1984). Таким образом, РР расчленяется на отдельные фрагменты, которые могут по своему геологическому строению (тенденции развития, проявлению магматизма, по роли в осадконакоплении, знаку и скорости перемещения и др.) отличаться друг от друга, при этом имея общие региональные черты и общий объединяющий признак – единую осевую линию.

Естественно, что при образовании и формировании РР на всей протяженности будут иметь общие геолого-геофизические черты, которые сохраняются долго, но до тех пор, пока роль пересекающих разломов не будет определяющей в геологическом развитии данной территории. Конечно, в таком случае общие для рассмотренного РР черты полностью не исчезают, но будут трудно заметными на фоне нового направления активизации (эти черты будут проявляться в замаскированном виде).

Таким образом, пересекающиеся РР имеют одну важную особенность - “кусочно-непрерывный” характер. Изучение дифференцированности РР необходимо при проведении исследований поиска месторождений полезных ископаемых и при сейсмическом районировании. Поможет она также при определении последовательности заложения РР разного направления. Так, логично, что менее дифференцированные разломы моложе сильно дифференцированных. По гравитационным, магнитным и другим характеристикам РР заметно, что разломы всех направлений имеют фрагментарность вдоль простирания. После тщательного анализа для изучения фрагментарности РР территории республики взяты две, на наш взгляд, наиболее пригодные для этой цели группы геофизических характеристик разломов: гравитационные и магнитные ступени (с разной величиной градиента, протяженностью и перепада значения по ним), линии изменения морфологии, знака интенсивности геофизических аномалий (Назаретян,

1984). Однако в этом случае почти выпадают из рассмотрения данные о строении самой зоны разломов. Как известно, такие данные в настоящее время очень скудные по причине скрытости зон большинства разломов молодыми образованиями и отсутствия детальных целенаправленных исследований. На основе важных гравитационных и магнитных характеристик фрагментарность разломов показана на рис. 5.4, из которого заметно, что изменение характеристик разломов происходит с места его пересечения с другим разломом.



Рис. 5.4. Схема расчленения региональных разломов на фрагменты по важным гравитационным и магнитным характеристикам. На рисунке относительно “однородные” фрагменты разлома расположены между стрелками противоположного направления.

Из схемы расчлененности РР на фрагменты вдоль их простирания следует, что разломы сильно дифференцированы. Длина так называемых наиболее “однородных” фрагментов разломов составляет от 25 до 150 км. Надо учитывать, что вышеуказанная “неоднородность” фрагментов весьма условна, т.к. зоны РР - самые неоднородные геологические объекты. В данном случае под “однородностью” понимается фрагмент разломов с условно одинаковыми геологическими характеристиками, а более точно, их выражениями в физических полях. Заметно также, что РР общекавказского простирания слабо дифференцированы, а степень дифференцированности РР почти одинакова во всех районах территории республики. Если учитывать, что выделенные фрагменты служат границами между блоками земной коры, то станет ясно, как сильно раздроблена земная кора, а ее строение гораздо сложнее, чем представлялось ранее.

5.3. Масштабы вертикальных и горизонтальных смещений блоков по региональным разломам

Смещения блоков земной коры по РР будут рассмотрены в следующей главе (глава 6) данной монографии. В научной литературе до Спитакского землетрясения 1988г., и особенно до появления данных GPS, большинство специалистов формировали земную кору связывали с вертикальными движениями, игнорируя роль горизонтальных движений или отдавая последним второстепенную роль.

Изучение масштабов этих движений очень важно как для практических целей, так и для теоретических. Имеется ряд обобщающих работ, в которых сделана попытка оценить масштабы движений для отдельных регионов. Однако эти данные или резко отличаются друг от друга, или имеют большие вероятностные интервалы. Например, А.И.Суворовым составлена предварительная шкала предельных амплитуд глубинных разломов, согласно которой геосинклинальные разломы альпид имеют следующие предельные амплитуды: 1–7 км по вертикали и 5–100 км по горизонтали. Кроме того, опираясь на данные Памира и Карпат, он заключает, что в альпийской складчатой области горизонтальные движения в отличие от вертикальных проявились в довольно узких пределах – в конце мезо-кайнозоя (Суворов, 1978). А.В.Чекунов на основе данных ГСЗ Крыма и Карпат пришел к заключению, что в альпидах мантия раздроблена намного сильнее, чем кора. Амплитуда вертикального смещения по РР в основании коры по сравнению с фундаментом в 5–7 раз больше. Если в пределах последней вертикальные смещения по разрывам не превышают 5–6 км, то в районе границы Мохо достигают 15–17 км, т.е. в среднем амплитуда на подошве коры в 2,7 раза больше, чем на поверхности фундамента (Чекунов, Кучма, 1979). Эти же исследователи одновременно отмечают, что разные регионы отличаются друг от друга с точки зрения масштабов и интенсивности движений по разломам. Следовательно, необходимо данный вопрос изучить для конкретного региона. В данной работе предельные амплитуды вертикальных движений по РР территории Армении изучены нами на основе фактического материала по исследованию земной коры станциями МОВЗ, а горизонтальные – GPS и на основе геофизических данных с помощью разработанного С. Назаретяном метода (Назаретян, Способ выявления горизонтальных перемещений..., авторское свидетельство СССР, N 1405526, 1988).

Вертикальные смещения. Имеются достаточно детальные сведения о вертикальных подвижках по РР, полученные МОВЗ (Гаретовская, 1975; Егоркина, Гаретовская, 1975; Егоркина, Краснопевцева, 1980; Егоркина, Соколова, 1973; Осипова, Арменакян, 1979; Осипова, 1980). На основе этих сведений можно судить о дифференцированности и величине амплитуды вертикальных смещений по РР (надо учесть, что вертикальные движения носят знакопеременный характер). В таблице 5.1 приведены результаты о вертикальных смещениях глубинных границ земной коры по РР. К сожалению, отсутствуют аналогичные данные для некоторых районов территории республики, в частности, для северо-восточной Армении и Зангезура, однако имеющиеся сведения достаточно подробны и вполне достаточны для качественных (а для некоторых районов и количественных) выводов о масштабах этих смещений для исследуемой территории. При их анализе были рассмотрены амплитуды смещения по границам фундамента, Конрада, Мохоровичича и подсчитано число встречающихся случаев. Затем, после отсева ненужных данных, исходя из числа случаев, выбраны преобладающие и максимальные величины смещений вышеуказанных границ. Из таблицы видно, что в 24 случаях были определены преобладающие значения амплитуд смещения фундамента (1–2 км), а по 10 – амплитуда максимального смещения (3–4 км). Для границ Конрада и Мохо преобладающая амплитуда смещения равна 1–2 км при числе случаев соответственно 11 и 6, а максимальное смещение составляет соответственно 6–8 км и 4 км при числах случаев 4 и 4.

Из приведенных результатов следует:

- 1) вертикальные движения территории сильно дифференцированы. Даже очень близко расположенные блоки земной коры иногда испытывали движения в противоположном направлении.
- 2) амплитуды вертикальных перемещений по основным глубинным границам земной коры составляют в среднем 2–3 км.

Таблица 5.1. Обобщенные данные вертикального смещения глубинных границ по региональным разломам земной коры территории Армении по МОВЗ (сост. По данным: Гаретовская, 1975; Егоркина, Гаретовская, 1975; Егоркина, Краснопевцева, 1980; Егоркина, Соколова, 1973; Осипова, Арменакян, 1979; Осипова, 1980).

№	Название поверхности	Преобладающее значение	Число случаев	Максимальное смещение	Число случаев
1	Кристаллического фундамента	1-2 км	24	3-4 км	10
2	Конрада	1-2 км	11	6-8 км	4
3	Мохоровичича	2-3 км	6	4 км	4

- 3) Амплитуды вертикальных перемещений указанных границ почти по всей территории в первом приближении одинаковы. Незначительно высокими значениями характеризуется центральная часть республики, а низкими – северо-западная.
- 4) Не наблюдается недифференцированного воздымания или опускания земной коры и отдельных ее глубинных границ на всей протяженности хотя бы одного РР.

Горизонтальные смещения. Они наиболее надежно изучены за последние 15-20 лет данными GPS и полевых сейсмотектонических наблюдений. О горизонтальных движениях земной коры свидетельствует также наличие на верхних горизонтах автохтонного разреза Севано-Акеринской зоны. Кроме этого, М.Г. Леоновым на Малом Кавказе, в Восточной Турции и Иране установлены флишевые олистостромы эоцен-олигоцена (Сатиан, 1980). На основе этих данных можно говорить о крупномасштабных горизонтальных движениях Малого Кавказа в сеномантуроне и эоцен-олигоцене.

Анализ результатов параметров механизма очагов землетрясений показывает, что оси сжатия имеют в основном меридиональное, а оси растяжения – широтное направления. Образованные вероятные разломы имеют северо-восточное и северо-западное преобладающие простирания, угол падения плоскости сместителя которых в большинстве случаев равен 60-90°. В очагах землетрясений доминируют близгоризонтальные направления напряжений (Назаретян, Киракосян, 1987). Таким образом, большинство из рассмотренных землетрясений являются следствием близгоризонтальных напряжений и движений (сдвигов или их комбинаций).

Из основных положений почти всех известных гипотез структурообразования (тектоника плит, пульсационные, контракционные и ротационные и др. гипотезы) следует, что образование разломов или их активизация невозможны без горизонтальных движений. Правда, по одной гипотезе горизонтальным перемещениям уделяется большое место, а по другой – второстепенное, но, во всяком случае, они должны присутствовать.

Установлена теснейшая генетическая связь надвигов, сбросо-раздвигов и сдвигов. В динамическом единстве со сдвигами находятся и структуры растяжения, которые выражаются в сбросах, грабенах и приседаниях коры (Суворов, 1978). На территории Армении установлены многочисленные надвиги, сбросы, взбросы и др., которые характеризуются относительно большой протяженностью и большой амплитудой вертикального смещения. Если учесть, что амплитуда вертикального перемещения глубинных границ земной коры республики по многочисленным определениям МОВЗ составляет в среднем 2-4 км, то трудно представить, что при этих подвижках вообще отсутствуют горизонтальные движения.

При землетрясениях с интенсивностью 9 баллов и более движения по разломам достигают до поверхности Земли. Образованные остаточные деформации на поверхности (дислокации) дают хорошую информацию о характере и направлении движения по разлому (Karakhianian, Djrbashian et al., 1997; Karakhanyan, Vernant et al., 2013). Причем длина дислокации при землетрясениях 9 баллов ($M=6,9$) составляет в среднем 10 км (Солоненко, 1973). Многочисленные исследования сейсмодислокаций показывают, что в каждом случае обнаруживаются и вертикальные, и горизонтальные движения.

Обычно сдвиги - очень четкие прямолинейные разломы, а сместители имеют крутое, почти вертикальное залегание. Аналогичные структурные особенности имеют разломы Армении, что дает основание заниматься изучением горизонтальных движений по этим разломам.

Таким образом, имеется ряд фактических данных и физических основ, позволяющих обоснованно заниматься обнаружением горизонтальных перемещений по разломам. Но сложные геологические, геоморфологические и геофизические условия Армении затрудняют, осложняют эти исследования. Нами предложен геофизический способ определения горизонтальных перемещений (Назаретян, Способ выявления горизонтальных перемещений..., Авторское свидетельство СССР, N 1405526, 1988) и сделана попытка установления таких перемещений по некоторым РР северо-восточного и субширотного направления.

Для установления сдвигов нами были использованы основные положения известного способа смещения геологических тел, возраст которых древнее этого смещения. А более конкретно, в основу наших исследований взяты смещения в плане линейных элементов гравитационного и магнитного полей, являющихся отражением на поверхности смещенных в горизонтальном направлении глубинных геологических объектов. При установлении горизонтальных перемещений по разломам и определении величины их амплитуд основной упор сделан на смещение в плане осей (изолиний) региональных узких зон больших градиентов гравитационного поля (коленообразно изогнутые линейные зоны), которые в близперпендикулярном направлении секут разломы. Эти зоны соответствуют РР, а их источники лежат на больших глубинах. Выделенные изогнутые зоны указывают на перемещение отдельных ее фрагментов в горизонтальном направлении. Если имеются 2-3 и более таких коленообразных узких зон, расположенных в близперпендикулярном направлении к разлому, а направление изгибов зон одинаковое, тогда достоверно и однозначно можно говорить о горизонтальном перемещении блоков по разлому без привлечения других геологических и геоморфологических данных, т.к. в таком случае другой геологической интерпретации описанных гравитационных зон не может быть. Даже если имеется одна коленообразная изогнутая зона градиентов гравитационного поля, и тогда она представляет определенный интерес для установления горизонтальных перемещений. Метод реализуется следующим образом: по возможности берут детальную гравиметрическую карту, на нее наносят РР, по которым ищутся горизонтальные движения коры. Выделяются узкие протяжения зоны больших градиентов, которые секут разломы в близперпендикулярном направлении. Если с места пересечения градиентные зоны коленообразно изгибаются и направление изгибов одинаковое, то можно говорить о горизонтальном перемещении блоков коры. Амплитуда смещения определяется или средней величиной смещения в плане изолинии Δg градиентной зоны, или по смещению ее осевой линии. Таким образом предполагается, что вытянутые узкие зоны больших градиентов гравитационного поля первоначально были прямыми, а коленообразно изогнулись вследствие горизонтального смещения. Предложенный метод имеет следующие преимущества:

1. Существующими методами устанавливается горизонтальное перемещение поверхности блоков; данных же о перемещениях по глубинным границам практически не существует. Согласно теории тектонической расслоенности земной коры она состоит из отдельных слоев (литопластин), которые перемещаются в горизонтальном направлении с разной скоростью (Пейве, Трифонов, 1984), и обнаружение этих перемещений очень важно
2. Земная кора подвергается выветриванию и другим экзогенным процессам, которые разрушают признаки горизонтального перемещения геологических объектов, по которым обычно устанавливается перемещение. Кроме того, часто горизонтальные движения сопровождаются вертикальными. Тогда приподнятый блок выветривается, и этот материал накапливается в опущенном крыле. Таким образом, теряются следы геологических объектов установления горизонтальных движений. Для скрытых районов предложенный метод особенно эффективен, т.к. гравитационные коленообразные узкие зоны градиентов содержат в себе информацию о геологических структурах, находящихся под покровом молодых образований.
3. Для установления горизонтальных перемещений блоков согласно предложенному методу не требуется дополнительных полевых работ, а достаточно использовать существующие детальные гравиметрические карты. Таким образом, метод экспрессный.

Степень достоверности выявленных горизонтальных перемещений можно установить условно, исходя из следующих соображений:

- если перемещение установлено тремя и более коленообразно изогнутыми линейными зонами Δg , считается надежным;
- если перемещение установлено двумя зонами, тогда оно менее надежно;
- если установлено одной зоной и другими менее надежными (орографическая сеть, геоморфологическими и др.) сведениями – предположительно.

Описанный метод имеет и недостатки. Самый главный из них - это то, что обязательно наличие узких протяженных зон больших градиентов Δg , расположенных близперпендикулярно к разлому. Например, для территории Армении этим методом невозможно установить перемещения по общекавказским, меридиональным и ряду широтным РР.

Для установления горизонтальных перемещений на территории республики детально изучены смещения осей двух региональных зон больших градиентов Δg общекавказского направления. Использован также ряд длинных зон больших градиентов Δg . За фактический материал нами взята гравиметрическая карта в редукции Буге 1:200 000 масштаба. Смещения изолинии зон градиентов будут надежно заметны при величине 5-10 мм. Если учитывать, что часто градиентные зоны наблюдаются в горных районах, где точность определения величины силы тяжести низка, то нижний предел амплитуды установленных горизонтальных перемещений блоков составит 2 км. Точность определения величины амплитуды смещения будет зависеть от угла пересечения разлома с зонами Δg и количества таких пересечений.

О возрасте подвижки трудно говорить, опираясь лишь на геофизические данные. Но, тем не менее, можно на основе косвенных данных судить о геологическом этапе установленных смещений. Подчеркиваем, именно установленных на основе гравиметрических и магнитометрических данных, т.к. подвижки более ранних геологических этапов могут заметно не отражаться в этих полях, хотя современные аномальные поля являются следствием неоднородностей, образованных на разных этапах тектонического развития земной коры. Совпадение в плане основных структур аномальных полей и альпийского тектонического этапа, а также предположение о том, что современные гравитационные и магнитные аномалии – следствие особенно последнего (альпийского) тектонического этапа, дают нам основание предполагать, что установленные горизонтальные смещения имеют альпийский возраст. Говорить о современной активности выявленных по этому методу сдвигов или определить возраст образования их амплитуды - не корректно. На основе детальных гравиметрических данных с использованием ряда геоморфологических и др. данных установлены или предположены горизонтальные подвижки блоков земной коры территории Армении по шести РР широтного и северо-восточного простираения. Амплитуда перемещения блоков для большинства разломов составляет 2-4 км, и она на востоке и северо-востоке разломов больше, чем соответственно на западе и юго-западе (Назаретян, Микаелян, Мирзоян, 2007).

Для установления современных горизонтальных движений поверхности земной коры наиболее надежно использование данных GPS и результатов исследований современных сейсмодислокаций. В первой главе данной монографии было отмечено, что созданные сети GPS на территории Армении позволяют не только говорить о величинах скоростей горизонтальных современных движений земной коры (до 20 мм/год), но и определить скорости этих движений по определенным разломам. После Спитакского землетрясения 1988г. в республике были проведены детальные геологические и геоморфологические полевые работы по выявлению современных дислокаций и определению их параметров. Все эти данные представлены в работах (Karakhanyan, Vernant, Doerflinger et al.2013; Caucasian Seismic Information Network for Hazard and Risk Assessment. Final Project Technical Report. ISTC,2006). В частности, из таблиц 1.1 и 3.1 следует, что горизонтальная скорость движения по разломам составляет 1.3-5.0 мм/год, причем наиболее значительные скорости имеют Памбак-Севанский и Желторечка-Сарыкамьшский разломы, которые проявили высокую сейсмическую активность за последние 26 лет. На рис. 3.15 и 3.16. указаны скорости движения по известным сейсмоактивным разломам Армении. Очевидно, что величины горизонтальных скоростей по разломам, определенные по GPS и дислокациям, - величины одинокого порядка, просто данные GPS уступают данным сейсмодислокации.

5.4. О возрасте выявленных региональных разломов и уточнение схемы геотектонического районирования территории Армении

РР отдельных регионов образовались на отдельных этапах тектонического развития. Однако, если проблема фаз складчатости была разработана в известных работах Г.Штилле и других ученых уже в начале двадцатого века, то о фазах разломообразования (регматогенеза), так же как об общих фазах усиления или ослабления глыбовых и послойно-глыбовых движений (активизация) по разломам, мало что известно до сих пор. Разломы имеют определенную историю развития, в течение которой изменялись многие их характеристики: активность, кинематика, параметры (длина, ширина, тектоническое положение, форма, направление наклона сместителей) и др. (Суворов, 1973). Поэтому восстановление этой истории представляют как одну из наиболее трудных задач современной геотектоники. Большинство специалистов возраст заложения разломов земной коры Армении считают альпийский тектонический этап. Сказанное наиболее подчеркнуто в обобщающих работах, например на геологических или тектонических картах, составленных большим коллективом авторов в рамках проектов. Так, на тектонической карте Кавказа (1974), на карте разломов территории Армянской ССР (1981) и на карте разломов СССР и сопредельных стран (1980) возраст заложения крупных разломов альпийский, причем поперечные разломы неоген-четвертичного возраста. Однако имеется и ряд работ, в которых считается, что возраст РР доальпийский, а в этапах альпийского цикла они активизировались (Меликсетян, 1975; Шихалибейли, 1966). На основе геологических данных восточной части Малого Кавказа Э.Ш. Шихалибейли показал, что к началу альпийского этапа для нижнего структурного этажа уже были протяженные разломы широтного и субширотного (каледонского), северо-восточного и северо-северо-западного (герцинского) простираний. По его мнению, некоторые из этих разломов (в основном северо-восточного простирания), просуществовав в раннеальпийском этапе, явились проводниками магматических масс и были ими же закупорены. Эти разломы вновь ожили в последних этапах развития области.

Б.М. Меликсетян и др. попытались установить возраст заложения РР территории Армении и периоды их активизации комплексом геолого-геофизических и геоморфологических методов. По их мнению, самым древним является ряд меридиональных разломов (байкальское время), а самыми молодыми – широтные и северо-восточные (палеогеновое время) разломы. Возраст северо-западных разломов колеблется от доюрского до эоценового. Периоды активизации охватывают мел-четвертичное время. В альпийское время все разломы проявили активность. Причем трудно четко выделить общие этапы активизации РР даже одинакового простирания. В указанной работе сделана попытка уделить внимание унаследованному развитию разломных структур (Меликсетян и др. 1975). М.Г.Леонов (1976) и С.Д.Соколов (1975), опираясь на пространственно-временное размещение олистостромов на Малом Кавказе, выделяют две эпохи горизонтальных движений больших масштабов: сеноман-туронскую и эоцен-олигоценую.

На наш взгляд, из анализа направления простираний разломов, существующих на разных этапах тектонического развития земной коры изучаемой территории, следует:

1. Невозможно установить простирание разломов позднебайкальского цикла из-за отсутствия данных, т.к. комплекс пород этого этапа обнажается лишь на небольшом участке (Цахкуняцкое поднятие).
2. В раннегерцинском цикле с малой уверенностью можно выделить разломы северо-западного простирания. В районе Джульфы можно предполагать наличие разломов субширотного простирания. В позднегерцинское время уверенно выделяются разломы северо-западного и субширотного простирания и менее уверенно – меридионального простирания. Однако лишь единичные из этих разломов нарушают сплошность альпийского покрова соседних районов.
3. Сравнительно хорошо изучена разломная тектоника альпийского цикла, особенно на северо-восточном крыле Малого Кавказа, где комплекс пород доступен непосредственному наблюдению. В раннеальпийское время уверенно выделяются разломы северо-западного и северо-восточного простирания. Заметны также разломы субмеридионального простирания. Почти такая же картина наблюдается в среднеальпийское время, однако в этом периоде проявляются и субширотные разломы. Разломы диагональной системы в геологическом строении выделяются более уверенно, чем разломы ортогональной системы.
4. В орогенном этапе, особенно в позднеорогенное время, проявляются разломы почти всех направлений.

Таким образом, во всех тектонических циклах, начиная с раннегерцинского, присутствуют разломы северо-западного простирания. Наличие северо-восточных разломов хорошо видно с раннеальпийского времени. Разломы ортогональной системы выделяются менее уверенно, но их следы заметны с герцинского этапа. Однако, на карте в какое-то время более или менее заметны следы субширотных разломов, а в другое время - субмеридиональных разломов. По-видимому, на основе этих данных можно предполагать, что разломы обеих систем существовали как минимум с герцинского цикла. Разломом северо-западного простирания, начиная с герцинского времени, можно отводить ведущую, с точки зрения активности, роль. Этому свидетельствуют также результаты анализа простирания линейных и вытянутых элементов гравитационного и магнитного полей разного размера и интенсивности. На диаграммах отчетливо заметно генеральное северо-западное простирание указанных элементов полей (рис.2.4: 2.5; 2.9). Имеются вытянутые элементы и по остальным направлениям, среди которых наиболее отчетливо выделяется северо-восточное направление.

Не вызывает сомнения, что разломы субмеридионального, северо-восточного, субширотного направлений, слабее всего проявленные в верхних горизонтах земной коры и на поверхности, отражают наиболее глубокие части земной коры. Этому соответствует тот факт, что скоростные аномалии сейсмических волн на этих глубинах имеют вытянутость именно по указанным направлениям. Эти направления оказались явно замаскированными, вследствие общей зональности гравитационного и магнитного полей северо-восточного простирания. Если предполагать, что в доальпийском тектоническом цикле основные структуры (следовательно, и геофизические поля) имели не северо-западное направление, а в альпийском этапе произошли структурообразовательные процессы северо-западного направления, то естественно, что старый структурный план в большей степени будет разрушаться, а после образования комплекса пород мезокайнозоя будет трудно различимым или вообще незаметным. Однако, т.к. геофизические поля – следствие глубинных структур, лежащих ниже покрова и альпийского комплексов, то они будут в замаскированном виде отражать элементы строго структурного плана. Вот почему неярко выраженные вытянутые элементы геофизических полей имеют большое значение для установления ГР поперечных направлений. Та мозаичная геофизическая (геологическая) структура, которую мы наблюдаем на уровне земной поверхности, может рассматриваться как результат интерференции элементов разных направлений и разной глубины заложения.

Таким образом, у нас есть определенные основания предполагать, что региональные разломы поперечных направлений так же, как и общекавказские, - древние, во всяком случае, доальпийского возраста. Нельзя утверждать, что, начиная с альпийского цикла, они не проявляли никакой активности. Часть из них активна, как будет показано в дальнейшем, и в настоящее время. Большую активность в образовании позднеорогенных наложенных прогибов проявили субширотные разломы. Опираясь на изложенное и ряд фактов, касающихся дифференцированности РР и их унаследованной активизации, можно сделать следующие выводы: а) РР (в том числе и поперечные) территории республик древние, они заложены минимум в доальпийское время; б) литературные данные указывают не на время заложения РР, а на периоды их активизации; в) сложная сеть РР формировалась в течение длительного времени; г) в альпийском тектоническом этапе разломные структуры активизировались унаследовано, используя фрагменты ранее существующих разломов; д) в формировании альпийских тектонических комплексов роль диагональных разломов больше, чем ортогональных, причем особенно высокую активность, начиная самое позднее с раннегерцинского цикла, проявили разломы северо-западного простирания; е) в орогенном этапе заметны следы активности разломов всех четырех направлений в той или иной степени.

В первой главе было отмечено, что имеются значительные расхождения между исследователями в вопросе местоположения границ тектонических зон и подзон. Положив в основу тектонического расчленения территории республики выделенные нами РР и особенности геофизических полей, стало возможным более достоверно определить эти границы. На рисунке 5.5 представлена уточненная на основе геофизических данных схема тектонического районирования Армении. Как в существующих геотектонических схемах, которые, в общем довольно близки друг другу, так и в предложенной нами схеме, выделены три зоны, соответствующие трем гравитационным областям общекавказского простирания, и в первом приближении соответствуют трем геотектоническим зонам, выделенным К.Н.Паффенгольцем (Сомхето-Карабахская, Армянская и Нахичеванская), А.Т.Асланяном (Антикавказский,

Севанский и Араксинский оротектонические пояса) и А.А.Габриеляном (области раннеальпийской, среднеальпийской и позднеальпийской складчатости). На схеме районирования в виде самостоятельной тектонической единицы – сегмента – выделен Кафанский антиклинорий, тектоническое положение которого в литературе спорно. Некоторые ученые (А.А.Габриелян, И.Г.Магкьян), исходя из сходства геологического строения, истории развития и эндогенной минерализации между Кафанским антиклинориумом и Сомхето-Карабахской зоной, объединяют их в единую тектоническую и металлогеническую зону: Алаверди-Кафанскую или Сомхето-Кафанскую (Габриелян,1959; Магакьян,1967), а О.А.Саркисян предполагает смещение Кафанского антиклинорного блока от состава Сомхето-Карабахской зоны на юго-запад на 18-20км (Саркисян,1973). Другие исследователи (А.Т.Асланян, К.Н.Паффенгольц), учитывая наличие Севано-Акеринского прогиба, отделяющего Кафанский антиклинорий от Сомхето-Карабахской зоны, рассматривают Кафанскую структуру как самостоятельную зону или подзону (Асланян,1958; Паффенгольц,1963).

В одной из известных работ Кафанский антиклинорий выделен как сегмент (Габриелян, Татевосян,1966). Некоторые важные геофизические особенности Кафанского района, по которым он отличается от Сомхето-Карабахской зоны и складчатой зоны Армении, как было отмечено при анализе геофизических полей, позволяют нам подтвердить это мнение. К этим особенностям относятся: а) ограничения зонами больших градиентов гравитационного поля, которые сохраняются на картах регионального поля и соответствуют РР; б) по характеру геофизических полей (гравитационного, магнитного, термического) и по сейсмичности отличие от соседних областей, что свидетельствует о специфике геологического строения области и об отличии от окружающих районов; в) совпадения с интенсивной изолированной изостатической аномалией, которая характеризует блок коры, отличающийся интенсивностью новейших тектонических движений; г) на картах скоростей сейсмических волн для глубин 30-50 (рис.1.11) и 120-150 км (рис.1.12) антиклинориуму соответствуют изолированные аномалии; д) структурное положение в схеме геофизического и тектонического районирования Малого Кавказа, не позволяющее соединить его ни с одной зоной северо-западной вытянутости и являющееся “чуждым островком” среди них.

По дифференцированности геофизических полей складчатая зона Армении подразделена на пять подзон, каждая из которых характеризуется конкретными особенностями полей. Эти подзоны соответствуют Еревано-Ордубадскому и Присеванскому синклиниям, Мисхано-Зангезурскому антиклинорию (по А.Т.Асланяну) и Севано-Ереванскому грабен-синклинию (по А.А.Габриеляну). Выделяется также новая подзона - Севанская, которая вклинивается между Анкаван-Зангезурской и Присеванской подзонами.

Авторы данной монографии - сторонники блокового строения земной коры, но этим не игнорируется подход тектонической зональности территории Армении, которая играла большую роль в развитии многих направлений геологии. Глава 6 данной монографии целиком посвящена блоковому строению, поэтому вопросы блокового строения территории Армении в этом параграфе не рассматриваются.

5.5. О классификации региональных разломов

Вообще нет единой общепринятой классификации региональных или глубинных разломов, хотя актуальность этого вопроса очевидна, а этой теме посвящены многочисленные обсуждения как в печати, так и на совещаниях. Существуют разные принципы классификации разломов по: направлению простираения, морфологии разрыва, глубине залегания, структурному положению, возрасту заложения, проявлению магматизма или металлогении и др.. Ю.А.Косыгиным и др. проанализированы признаки, по которым обычно проводится классификация и установлены 27 признаков разломов, встречающихся не менее чем в 50% около двухсот определений термина “глубинный разлом” (Косыгин, Забродин, Коноваленко и др.,1977). В итоге этих исследований они пришли к заключению, что из существующих классификаций разломов наиболее надежна (устойчива, сравнительно однозначна) классификация глубинных разломов по кинематическому принципу: сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, надвиги и взрезы, т.е. принимаются принципы классификации В.Е.Хаина, А.И.Суворова и др. Причем, они предлагают отличать разломы геосинклинального и орогенного типов. Несомненно, указанная

классификация приемлема. Однако и при классификации разломов по кинематическому типу имеются сложности. Самое главное из них это то, что для глубинных разломов относительное перемещение крыльев (блоков) устанавливается весьма проблематично по набору косвенных данных. Существуют большие споры вокруг глубинных надвигов. Например, В.В. Белоусов

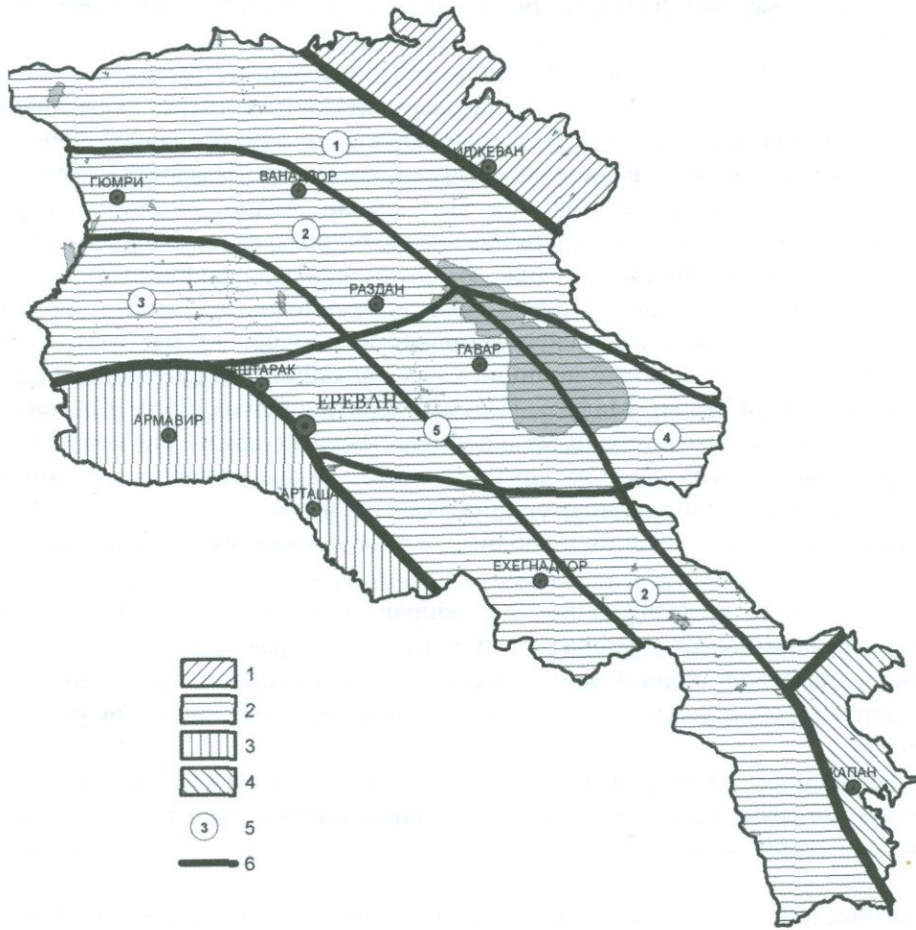


Рис.5.5. Уточненная схема геотектонического районирования территории Армении на основе геофизических данных. Тектонические зоны и подзоны (названия приняты по А.Т.Асланяну-1958, А.А.Габриеляну-1959, К.Н.Паффелгольцу): 1 – Сомхето-Карабахская зона; 2 – Складчатая зона Армении; 3 – Приараксинская зона; 4 – Кафанский сегмент; 5 – подзоны складчатой зоны Армении (цифра на схеме: 1 – Присеванская; 2 – Анкавано-Зангезурская; 3 – Еревано - Ордубадская; 4 – Севанская; 5 – Еревано-Севанский грабен-синклиорий); 6 – границы тектонических зон.

считает, что единственными глубинными надвигами являются зоны Заваритского-Беньофа (Белоусов,1976), а Н.И.Павленкова, А.В.Чекунов утверждают их наличие в земной коре, даже как широко распространенной структуры (Павленкова,1996; Чекунов, Кучма,1979). Решение вопроса осложняется еще тем, что в процессе формирования земной коры изменились кинематические параметры РР (Суворов,1973), кроме того, могут быть комбинации типов подвижек (сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги и др.). Классификация разломов по кинематическому принципу может оказаться недостаточной для небольших районов, где существуют РР конкретного кинематического типа, но совершенно разного геологического характера.

В этой ситуации особое значение приобретает классификация глубинных разломов по их тектоническому положению. Например, В.Е.Хаин разломы расчленяет на краевые, граничные и межглыбовые (Хаин,1963). Интересный подход при классификации разломов вслед за Н.С.Шатским и др. предлагает К.Ф.Тяпкин. По его мнению, одним из главных признаков РР является выдержанность их азимутов простирания. При этом разломы разных направлений обычно разновозрастные, т.е. данный признак имеет генетическое значение, и, следовательно, он обязательно должен быть использован при классификации ГР. Поэтому К.Ф.Тяпкин все

глубинные разломы по ориентировке в пространстве предлагает разделить на системы, состоящие из разломов двух взаимно перпендикулярных направлений. Такое предложение, по его мнению, основывается на представлении о едином времени их возникновения и образования соответствующей системы блоков земной коры. Одновременно он считает, что разломы каждого направления в системе различаются по своим геологическим характеристикам (Тяпкин, Кивелюк, 1982).

Хотя имеется ряд попыток классификации РР территории Армении, однако этот вопрос остается нерешенным и актуальным. Уже была сделана попытка классификации РР по направлению простирания (общекавказские, антикавказские и широтные), а общекавказский - по пространственным критериям – граничные, межглыбовые и др. (Назаретян, 1984). Определенный шаг в классификации глубинных разломов был сделан А.А.Габриеляном и др. (Габриелян, Саркисян, Симонян, 1981), они классифицировали глубинные разломы Армении по нескольким принципам: по глубине проникновения (гипоглубинные, глубинные), по ограничению геотектонических зон и блоков (граничные, межблоковые швы), по активности в неотектоническом этапе (активные, менее активные и законсервированные) и по активности в настоящее время. Весьма интересный принцип классификации был применен Э.Ш. Шихалибейли для разломов восточной части Малого Кавказа (Шихалибейли, 1966). Он на основе этапов формирования глубинных разломов и их пространственных связей со структурами выделяет: краевые и граничные глубинные разломы полного цикла развития, граничные сквозного длительного развития, граничные раннего этапа развития и поздние.

Однако описанные классификации не полные, а иногда имеются недостатки:

1. При проведении классификации по направлению простирания были не полностью установлены закономерности размещения глубинных разломов.
2. Глубина разломов территории республик определена ненадежно. По наиболее достоверным сейсмологическим данным глубина интересующих нас разломов превышает 40-50 км.
3. Классификация разломов по роли в ограничении геоструктур проведена не полностью. Выделенные граничные и межглыбовые типы разломов далеко не единственные типы на изучаемой территории.

Из геологической и геофизической характеристик РР Армении заметно, что разломы конкретного направления имеют схожие характеристики, следовательно, направление простирания разлома является важным признаком, и его нужно использовать при классификации разломов. Для убеждения в данном предположении был применен формализованный подход расчленения разломов по геологическим и геофизическим признакам с помощью метода распознавания образов (Назаретян, Казарян, 1976). Были выбраны 25 наиболее надежных геологических (несоответствие мощностей пород геологических разрезов по обеим сторонам разлома, контакты разновидных пород, границы тектонических единиц, офиолитовые пояса, наличие вулканов вдоль зон разломов, насыщенность зон разломов разрывами, наличие интрузивных тел, контраст фаций и формаций по обе стороны зоны разлома и др.) и геофизических (протяженные линейные зоны больших градиентов гравитационного поля, резкое изменение структуры гравитационного поля по разлому, соответствие разломов границам магнитных зон и подзон, разломы, нарушающие структуру магнитного поля, смена знака магнитного поля, полосы эпицентров землетрясений и др.), признаков разломов территории республик и классифицировали их с помощью известного алгоритма. Каждый разлом был представлен числовой характеристикой, которая вводилась в ЭВМ как объект распознавания. В качестве характеристики был взят набор чисел, каждый из которых соответствовал показанию одного из 25 геолого-геофизических признаков. Кодировка проведена цифрами 1; 1/2; 0 соответственно степени выраженности признака. Так, например, по контролирующей роли в проявлении магматизма разломы представлены цифрами: 1 – выражена сильно; 1/2 – слабо; 0 – очень слабо. Если группировать разломы по величине оценок, то наблюдается следующее: а) разломы одинакового направления составляют одну группу; б) внутри групп наблюдается дифференциация разломов по величине оценки; в) наиболее сильная дифференциация наблюдается внутри группы разломов северо-западного простирания. Эти результаты говорят о том, что, во-первых, классификация разломов по направлению простирания эффективна, и, во-вторых, необходимо расчленить северо-западные разломы на разные классы.

Отметим еще один существенный момент, связанный с классификацией РР. Ответ на вопрос, какие критерии необходимо ставить в основу систематики разломов, на наш взгляд, зависит от окончательной цели. Так, если классификация проводится для целей изучения металлогении, то предпочтение надо отдавать магматическим и металлогеническим признакам, если сейсмического районирования или сейсмопрогноза – признакам активности и типам подвижек блоков, если тектонического районирования – комплексу структурных и историко-геологических признаков и др. Опираясь на вышеизложенное, можно сказать, что при классификации РР территории Армении целесообразно учитывать следующие рекомендации:

1. В основу классификации не ставить такие признаки, которые определены весьма ненадежно (глубина, возраст и т.п.). Целесообразно применять такие методы, которые опираются на пространственные признаки.
2. Важное место при классификации надо уделять направлению простирания глубинных разломов как универсальному признаку, т.к. разломы определенного направления имеют схожие геолого-геофизические особенности, историю развития и др. Можно сказать, что классификация разломов по направлению простирания содержит в себе элементы иных принципов классификации.
3. Необходимо классифицировать РР этапами: на первом этапе выделить системы, состоящие из разломов двух взаимно-перпендикулярных направлений, а внутри систем – подсистемы, состоящие из разломов конкретного простирания (азимута), на втором этапе расчленив каждую подсистему (направление) на классы, исходя из их тектонического положения или по роли в разграничении структур.
4. Принципы классификации выбирать, исходя из ее окончательной цели.

Такая поэтапная система классификации РР имеет определенные геологические основы и позволяет относительно детально систематизировать их. Реализация первого этапа для разломов изучаемой территории не представляет трудности, и, по существу, такая градация сделана многими специалистами.

Рассмотрим некоторые наиболее часто применяемые подходы классификации РР Армении. Обычно разломы по направлению простирания расчленяются на две системы: диагональную и ортогональную, которые в свою очередь расчленяются на подсистемы – диагональная на северо-восточную и северо-западную, а ортогональная – на меридиональную и широтную. Расчленение РР на классы по роли в разграничении геоструктур довольно сложно, а иногда и невозможно. Основная трудность заключается в том, что тектонические единицы поперечных направлений пока еще недостаточно изучены, кроме того, Суворов А.И. показал, что в процессе формирования земной коры изменились основные пространственные параметры глубинных разломов, в том числе и их тектоническое положение (Суворов, 1973). Следовательно, нет необходимости классифицировать большинство поперечных РР по современному тектоническому строению, в формировании которого их роль неопределенна. Поэтому необходимо классифицировать по тектоническому положению общекавказские и те поперечные РР, которые участвуют в альпийской структуре территории республики. Остальные разломы можно условно отнести к категории сквозных, которые обычно скрытые и более глубинные (мантийные), чем продольные. Сквозные разломы значительной тектонической роли на высоких этапах земной коры не играют. Они располагаются вкрест простирания основных структур альпийского этапа. Опираясь на литературные тектонические данные и на уточненную схему тектонического районирования, РР территории Армении по роли разграничения структур можно расчленив на следующие классы: краевые (отделяют геосинклинали и срединные массивы); граничные (отделяют структурно-формационные зоны); межглыбовые (отделяют тектонические подзоны); межблоковые (отделяют блоки, входящие в состав тектонических подзон, соответствующие синклиниям и антиклиниям). На основе отмеченного на рис.5.6 представлена уточненная схема тектонического районирования, а на рис. 6.1 - схема блокового строения территории Армении. К числу краевых разломов отнесен Ереванский РР, отделяющий складчатый комплекс Малого Кавказа от Приараксинского прогиба (Анатолийско-Иранской внутренней зоны срединных массивов межгорных прогибов). Разлом по направлению Алаверди-Арцвашен-Гиратах следует рассматривать как граничный разлом, отделяющий складчатую зону Армении от Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны. Остальные разломы можно отнесены к межглыбовым РР, т.к. они служат границами тектонических подзон. Довольно большую группу составляют межблоковые разломы, отделяющие блоки земной коры с разными значениями

уровня аномального гравитационного поля (рис.6.1). Остальные разломы условно названы сквозными, т.к. расположены вкрест простирания основных геосинклинальных комплексов альпийского времени.

Вышеотмеченные принципы классификации РР опираются на статичные элементы тектоники (разграничение структур различных типов), а в практике возникает необходимость классификации разломов и по элементам динамики. Так, например, при изучении сейсмоактивности РР важна их классификация по морфологии и типу подвижки блоков, т.к. возможность накопления тектонических напряжений в земной коре во многом зависит именно от этих параметров. В таблице 1.1 первой главы данной монографии указаны виды перемещений по 14 активным разломам территории Армении. Среды сбросов, взбросов большое место занимают комбинации сдвигов со сбросами и особенно взбросами. Причем из 14 разломов таблицы 6 являются взбросо-сдвигами, особенно с правосторонним компонентом.

5.6. Выводы

1. Большинство РР территории Армении имеют глубину, превышающую мощность земной коры, и проникают, по всей вероятности, в верхнюю мантию. Их длина в пределах изучаемой территории составляет несколько сотен км, а по литературным данным длина некоторых разломов превышает тысячи км. Углы падения зон РР разные, но большинство из них имеет близвертикальное расположение. Ширина зон дробления РР составляет до нескольких км.
2. РР состоит из отдельных прямолинейных фрагментов, отличающихся друг от друга некоторыми особенностями геологического строения и их проявлениями в физических полях. Объединяющими их признаками являются: единая осевая линия и региональные характеристики разлома, приобретенные им в процессе формирования как единой структуры. Длина фрагментов разлома разная – от 25 км до 150 км. Но наиболее характерная длина фрагмента составляет 30-40 км. В расчленении разломов на фрагменты контролирующая роль принадлежит пересекающим ГР.
3. Средние амплитуды вертикального смещения глубинных границ земной коры (фундамента, Конрада, Мохо) по РР изучаемой территории почти одинаковы и составляют 1-2 км, а максимальные - по границе Мохо больше, чем по фундаменту. Амплитуда горизонтального перемещения по большинству РР составляет 2-4 км. Таким образом, земная кора, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях дифференцирована намного сильнее, чем предполагалось раньше.
4. Установленная сеть РР формировалась в течение длительного периода времени и самое позднее до наступления альпийской складчатости уже существовала. Литературные данные указывают не возраст заложения разломов, а один из последних периодов их активизации. Образование новых разломов в эпохи последних тектонических активизаций произошло с учетом фрагментов ранее существующих разломов, т.е. разломы активизировались унаследованно.
5. На основе выявленной сети РР и их геофизической характеристики уточнена схема тектонического районирования территории республик. Существующие подходы классификации РР имеют право на существование, и выбор метода зависит от цели классификации.

ГЛАВА 6. БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Активные разломы и блоки всегда были предметом внимания специалистов в области региональной геологии и геофизики. Для территории Армении существует множество карт и схем их расположения. В первой главе был дан краткий обзор изученности разломов и блоков земной коры территории Армении. Накопленные за последние годы в большом количестве новые исходные материалы по изучению активных элементов тектоники позволили нам еще раз обратиться к этим важным структурам земной коры, обращая особое внимание на схему блокового строения, современную активность разломов и блоков. Очевидно, что исследователями не была дана более или менее приемлемая формулировка термина “блок земной коры”, предложенные схемы блоков резко отличались друг от друга, выделенные блоки не были классифицированы с единой позиции и др.

6.1. Методика и основные данные для выделения блоков

Известно, что при выделении региональных разломов и блоков РА разные специалисты использовали различные исходные данные и подходы, вследствие чего часто имеются серьезные разногласия в вопросах размещения выделенных разломов, их глубины, категории, динамики и др. Поэтому была сделана попытка уделить важное место более или менее надежным исходным данным и наиболее эффективным методам выделения разломов. Были использованы также те результаты анализа геологического фактического материала, которые наиболее обоснованы и приняты широким кругом специалистов. Обычно, исследователи отводят особое место тем геофизическим полям, которые содержат информацию о глубинном строении земной коры. В этом ряду важное значение имеют разломы, выделенные по методу обменных волн землетрясений (МОВЗ), по региональным геофизическим полям, данным о землетрясениях, особенно по их глубинам и механизму очага и др. Для выделения границ блоков из геологических данных нами максимально использованы структурные, магматические, осадочные фактические данные и результаты их интерпретаций.

С целью составления новой схемы блокового строения земной коры территории РА, во-первых, были обобщены полученные результаты исследований, проведенных разными специалистами в разное время, во-вторых, были выявлены спорные и нерешенные задачи в области изучения блокового строения территории РА, в-третьих, были определены пути и даны некоторые конкретные предложения для их решения (Շախբեկյան, 2013; Շախբեկյան, 2014).

Для составления схемы блокового строения территории РА необходимо было решить следующие важные задачи: а) дать более или менее приемлемую формулировку термина “блок”; б) уточнить положение и категорию (ранг) региональных разломов, являющихся границами блоков; в) определить относительно однородные фрагменты земной коры, исходя из комплекса геологических, геофизических, геоморфологических и геодинамических данных, которыми они отличаются от сопредельных районов; г) предложить классификацию блоков, исходя из категорий разломов, являющихся границами блоков, их положения в тектонической структуре, размеров, глубинного строения и др.; д) учитывая данные современных движений земной коры, дать направления горизонтальных движений блоков и их средние скорости.

Суть методики составления схемы блокового строения земной коры территории Армении заключается в следующем: на основе карты региональных разломов и однородных фрагментов земной коры выделить блоки, опираясь на разные ранги разломов, тектоническое положение и особенности геофизических аномалий, соответствующих блокам, классифицировать блоки с учетом структуры тектоники плит Тавро-Кавказского региона, определить элементы динамики блоков на основе данных о современных движениях.

Под понятием “блок земной коры“ в данной работе подразумевается тот относительно однородный ограниченный разломами фрагмент земной коры, который своей структурой, в том числе глубинной, отличается от сопредельных районов. Важным условием является то, что блок в обязательном порядке должен быть ограничен разломами, глубина которых составляет минимум 20-30 км. Следовательно, необходимо определить важные геометрические параметры разломов: длину, угол падения, ширину зоны дробления, а также возможные типы движений по ним и др. Для решения отмеченных задач обязательно нужно использовать геологические, геофизические, геоморфологические, тектонические и другие данные, поскольку только комплексным

применением данных возрастает надежность выделения блоков и их границ. Важно максимальное использование данных о глубинном строении земной коры и, следовательно, блоков. Если постановка первого вопроса сравнительно ясна, то возникает немало трудностей и сложностей, связанных со вторым вопросом, поскольку, во-первых, мало данных о глубинной структуре земной коры, низка их надежность и, во-вторых, не определены представления о распространении блока по глубине, особенно когда речь идет о блоках низкого ранга.

Основные материалы для выделения и классификации блоков земной коры территории РА, использованные нами, следующие:

- Данные, полученные по методу обменных волн землетрясений(МОВЗ) на сейсмических станциях “Земля” и “Черепаха”, и результаты их анализа(Егоркина, Соколова, Егорова,1973; Егоркина, Гаретовская, Соколова,1975; Егоркина, Соколова, Егорова,1976; Бадалян, Киракосян, Осипова,1986; Краснопевцева,1984; Осипова,1985; Осипова, Арменалян,1979). Особенно важны данные о выделении разломов и слоев земной коры, масштабы вертикальных движений по ним. Необходимо также использовать карты рельефа глубинных слоев, являющихся обобщением исходных данных (Бадалян,1986). Несмотря на недостатки этих данных, необходимо отводить им большое место, поскольку на территории РА не были проведены исследования по глубинному сейсмическому зондированию, а глубокие скважины практически отсутствуют.
- Карты региональных и локальных составляющих гравиметрических, магнитометрических и геотермальных аномальных полей, результаты их анализа(Геология Армянской ССР.Т.10,1972; Глубинное строение Кавказа,1960;Краснопевцева,1984; Меликсетян, Архипов,1975; Мириджанян,1965; Назаретян, 1984; Никольский,1971; Оганесян, Оганесян,2008; Оганисян,1985; Пирузян, Бабаджанян, Донабедов, 1978; Саркисян, Волчанская,1973; Сироткина, Никольский,1971; Сихарулидзе, Тутберидзе, Баграмян,1983; Шахбекян, Назаретян,2013).
- Карты выделения региональных разломов разными методами, особенно комплексными геолого-геофизическими методами(Акопян, Назаретян,1976; Асланян, 1958; Габриелян, Саркисян, Симонян,1981; Асланян, Вегуни, Милай,1975; Бабаджанян,1977; Габриелян,1985; Карапетян, Карапетян, Симонян, Хачиян,1995; Назаретян,1984; Шахбекян, Назаретян,2014; CaucasianSeismicInformationNetwork...,2006; Nazaretian, Avanesian, Tovmassian, Simonian,1998;).
- Карты активных региональных разломов, составленных на основе полевых наблюдений за последние 20-30 лет, величины и скорости передвижений разломами (Казарян,2011; Караханян,1995; Туманян,1983; Avagyan, 2001; Karakhanian, Trifonov, Philip et al.,2004; Karakhanyan, Vernant, Doerflinger,2013).
- Данные GPS и других наблюдений о горизонтальных передвижениях земной коры, а также данные о механизмах очагов сравнительно сильных землетрясений и зонах их афтершоков(Reilingeretal,1997; Avagyan, 2001; Philip, Avagyan, Karakhanian et al,Ritz,2001; Caucasian Seismic Information Network...,2006; Karakhanyan, Vernant, Doerflinger,2013; McClusky, Balassanian, Barka,2001).
- Карты скоростей волн на разных глубинах земной коры и верхней мантии на основе записей региональных станций по методу телесеизмических волн (Закарян,1983; Мкртчян, 1984).
- Множество геологических и геофизических фактических данных и результаты их интерпретаций о структурах, которые находятся наиболее близко к поверхности.

6.2. Схема блокового строения земной коры территории Армении и классификация блоков

Схема районирования аномального гравитационного поля (рис.2.1) была положена в основу расчленения земной коры Армении на блоки по некоторым важным причинам: а) она отражает

глубинные структуры земной коры; б) истолкование региональных гравитационных аномалий более или менее однозначно; в) наиболее крупные структуры гравитационного поля достаточно хорошо согласуются с аномалиями других геофизических полей; г) схема районирования наиболее хорошо согласуется с общепринятыми тектоническими схемами.

На схеме районирования аномального гравитационного поля выделены 4 зоны, три из которых имеют общекавказское простирание (юго-западное, центральное, северо-восточное.), а четвертая - юго-восточное, клинообразно входит между центральным минимумом и северо-восточным максимумом (рис.2.1). Вытянутые зоны имеют северо-западное распространение и совпадают с основными геологическими структурами. Их ширина составляет 70-100 км, а длина - более чем несколько сотен километров только в пределах РА. Границы зон регионального гравитационного поля представлены узкими и протяженными зонами горизонтальных градиентов со значениями 3-5 мГл/км, которые соответствуют региональным разломам. Разница уровней Δg между аномальными зонами составляет около 60-80 мГл, что свидетельствует о поднятии и опускании фрагментов земной коры. Было отмечено, что эти гравитационные зоны имеют глубинный характер, совпадают с тектоническими зонами Армении, выделенными большинством геологов. Ясно, что эти 4 крупные тектонические единицы являются элементами блокового строения земной коры.

При классификации блоков за основу необходимо брать в первую очередь схемы плитовой тектоники Анатолия-Кавказ-Иранского региона, учитывая положение блоков в этой схеме и ранг разломов. Поскольку Кавказ находится в зоне коллизии, то на территории РА наиболее высокой единицей блокового строения может быть мегаблок, т.е. исключается наличие более крупных единиц, таких, как плиты, подплиты, сегменты и др.

Выделены 3 мегаблока, которые соответствуют тектоническим зонам территории РА или же региональным зонам гравитационного и магнитного полей.

Мегаблоки, в свою очередь, могут быть расчленены на блоки разного ранга. Для классификации блоков превосходство было дано опять гравиметрическим данным, отражающим глубинное строение земной коры, учитывая другие геофизические и геологические данные также. В частности, магнитометрические, сейсмические данные, элементы глубинного строения и разломы. По характеру аномальных геофизических полей, особенно размеру аномалий и их интенсивности, мегаблоки расчленены на блоки первого и второго рангов. Можно утверждать, что блоки первого ранга должны соответствовать тектоническим подзонам или геологическим крупным элементам (антиклинорий, синклинорий, сегмент и др.).

На рис.6.1 выделены 5 блоков первого ранга: три во втором мегаблоке, а два - в третьем. И по геологическим и по геофизическим данным в первом мегаблоке не было оснований для выделения блоков первого ранга, однако это не означает, что блоков такого ранга в этом мегаблоке вообще нет. Были выделены также блоки второго ранга во всех мегаблоках. Их количество достаточно велико - 18. По этим данным наиболее расчленен первый мегаблок, чем второй или третий.

Чтобы было ясно, на основании каких данных отделилась граница того или иного блока, на рис.6.1 латинскими буквами обозначены эти методы и критерии выделения разломов. Важно отметить, что разломы или границы блоков были выделены по нескольким группам критерий.

Связи между элементами блокового и глубинного строения земной коры территории Армении

Сделана попытка установления существующей связи между блоковым строением и глубинными границами. Для этого сопоставлены схемы блоков с картами рельефа кристаллического фундамента (рис. 6.2) и Мохоровичича (рис. 6.3). Из рис. 6.2 очевидно, что не всегда наблюдается совпадение между границами блоков и поднятиями или погружениями фрагментов фундамента. Так, если граница между первым и вторым мегаблоками совпадает с вытянутыми, узкими градиентными зонами кристаллического фундамента, то то же самое нельзя сказать о границе между вторым и третьим мегаблоками. Более определенные связи между поверхностью Мохоровичича и блоковым строением. Практически все границы мегаблоков и блоков первого ранга каким-то образом отражаются на карте рельефа Мохоровичича. Особенно они совпадают с зонами высоких градиентов рельефа поверхности. Надо отметить, что и здесь нет однозначной связи. В рельефе поверхности Мохоровичича отражаются третий мегаблок и блок первого ранга этого мегаблока, второй мегаблок и блок первого ранга, входящий в его состав. С

некоторыми оговорками первый мегаблок также находит свое отражение в рельефе поверхности Мохоровичича.

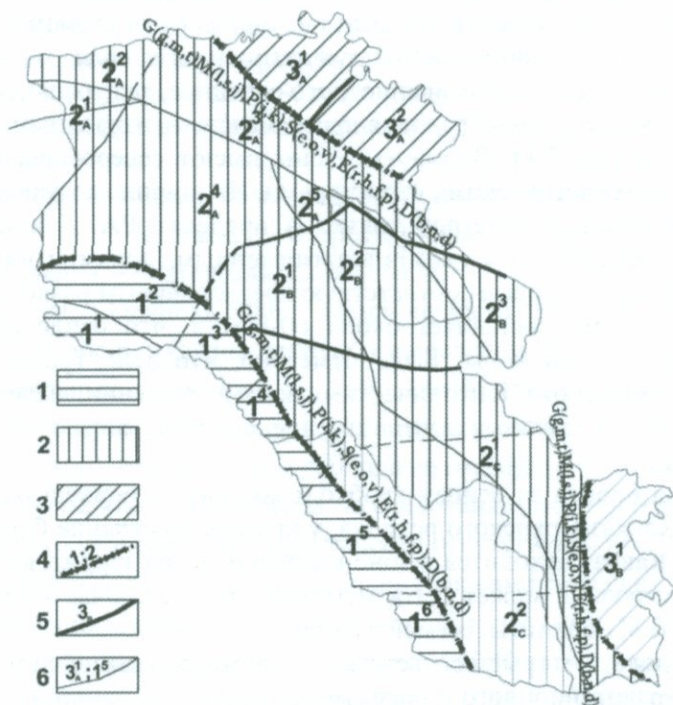


Рис. 6.1. Схема блокового строения земной коры территории РА по комплексу геолого-геофизических данных. 1-3 мегаблоки; 4 - границы мегаблоков и нумерация мегаблоков; 5 - границы блоков первого ранга и нумерация блоков первого ранга; 6 - границы блоков второго ранга и нумерация блоков второго ранга. На рисунке пунктирами даны мегаблоки и предполагаемые границы блоков. Методы и критерии выделения границ мегаблоков: G-гравиметрические данные (g- линейные зоны крупных градиентов, т- изменения значений уровня поля, t-изменения направлений локальных аномалий, форм, размеров, мощности). М-магнитометрические данные (I-линейные зоны крупных градиентов, s –изменения знаков аномалий, j-изменения направлений расширенных аномалий, форм, размеров, мощности). Р-геотермальные данные (i- изменения термального потока и значений геотермального градиента, R- наличие локальных аномалий геотермального градиента и термального потока), S- Сейсмические данные (e- линейный порядок эпицентров сильных землетрясений, o-возможные разломы механизма очага, v-резкие изменения скоростей сейсмических волн в земной коре и в верхней мантии), E-геологические данные (r- разломы, находящиеся на поверхности земной коры, h-линейный порядок вулканических конусов, f-резкие изменения формаций, p-резкие изменения геоморфологических элементов), D-данные глубинного строения (b- резкие изменения глубины кристаллического фундамента, n-ступенчатые изменения глубинных границ земной коры, d-изменения мощностей разных слоев земной коры).

6.3. Возможные направления горизонтального движения блоков территории Армении

Актуальной проблемой является изучение современной динамики блоков и разломов, включая направления подвижек и скоростей. Для этой цели были использованы результаты наблюдений GPS-ом, проведенных на территории РА, и определенные направления напряжений сжатия в очагах землетрясений $M \geq 4$ в разное время разными специалистами (рис.6.4).

Все точки наблюдения GPS, которые расположены на разных мегаблоках и блоках территории РА, с малой разницей передвигаются на север-северо-запад. Скорости горизонтальных передвижений составляют 10-20 мм/год, причем в точках, находящихся на юге, которые ближе к Аравийской плите, скорость несколько превышает скорости движения точек, находящихся на севере Республики. Если этот вопрос рассмотреть для большей территории, то эта закономерность в масштабе Кавказа более заметна. По наблюдениям десятилетней давности,

величины направлений передвижения точек GPS и скорости достаточно статичны (Reilingeretal,1997; Karakhanyan, Vernant, Doerflinger,2013; McClusky, Balassanian, Barka, 2001).

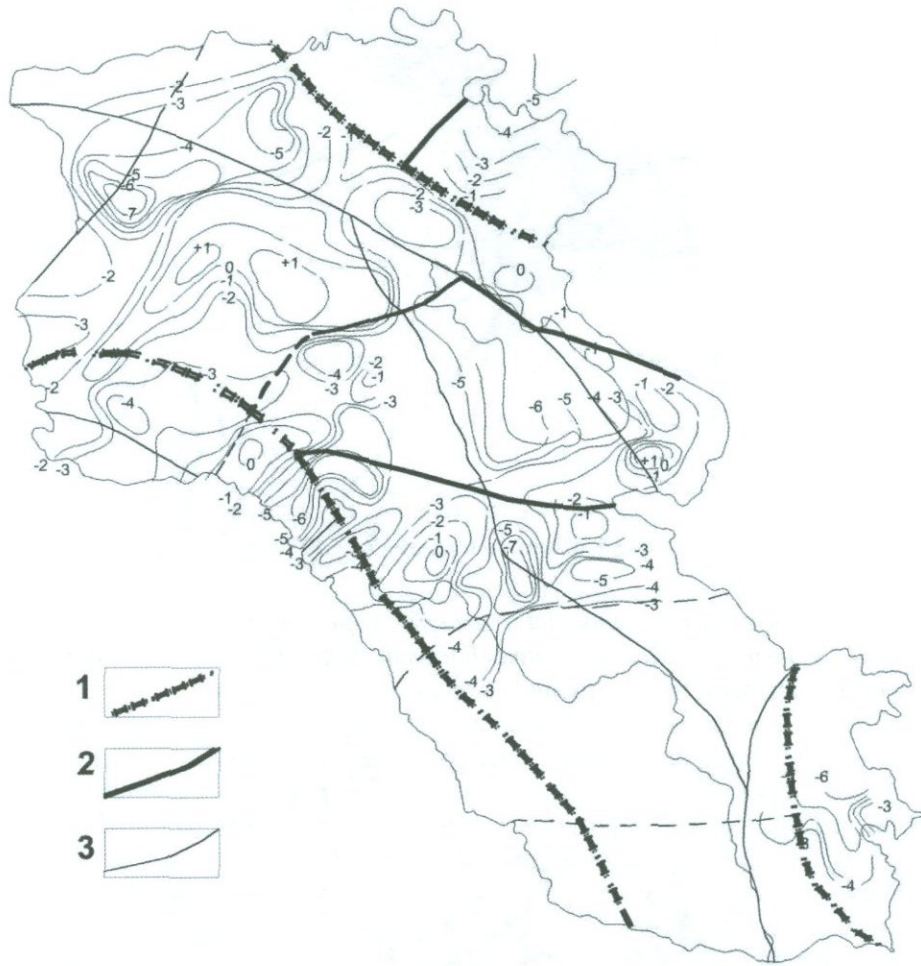


Рис. 6.2. Схема блокового строения земной коры территории Армении (Шахбекян, Назаретян,2013) и рельефа кристаллического фундамента (Бадалян и др.,1986). 1-границы мегаблоков; 2-границы блоков первого порядка; 3-границы блоков второго порядка.

Параметры механизма очагов землетрясений $M \geq 4$ для территории РА также достаточно статичны. Если взять только направления осей сжатия во время этих землетрясений, то и они имеют среднее направление, близкое к север-юг (рис.6.4). Правда, в некоторых случаях векторы сжатия очага отклоняются от этой закономерности, однако эти отклонения незначительны, что очевидно из розы-диаграммы сжатия осей (рис.6.4В). По этим данным говорить о вращении блоков, поднятии или погружении невозможно. Разрывы, возникшие во время землетрясений средней силы, имеют близкое к вертикали падение, а векторы сжатия и расширения падают под углом $50-70^\circ$ (Назаретян, Киракосян, Гаспарян, Микаелян,1989). Это дает основание предполагать, что во время сильных землетрясений блоки могут передвигаться как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях. Основной тип разрывов, возникающих во время сильных землетрясений, это взбросо-сдвиг, об этом свидетельствуют также геологические данные. Наиболее сложна задача определения ширины зоны дробления разломов. Специалисты считают, что в этом вопросе наиболее надежны данные, определенные по ширине афтершоковой зоны сильных землетрясений. На основе анализа афтершоковых зон Зангезурского ($M=5.8$, 1968г.) и Спитакского ($M=7.0$, 1988г.) землетрясений предполагается, что ширина зон разломов (зона тектонического влияния или наиболее интенсивного дробления горных пород) составляет максимум 6-8км, а глубина - минимум до 20км (Назаретян, Микаелян, Мирозян,2008).

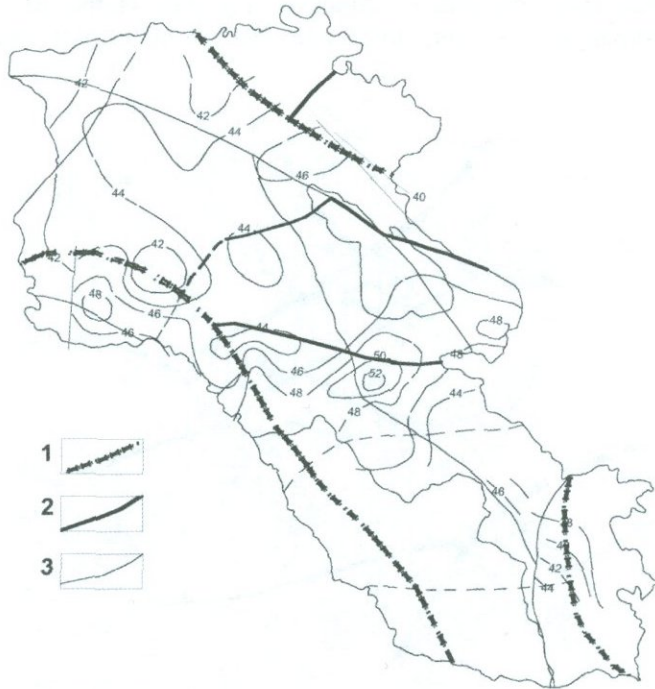


Рис. 6.3. Схема блокового строения земной коры территории Армении (Шахбеян, Назаретян, 2013) и рельефа Мохоровичича (Бадалян и др., 1986). 1 - границы мегаблоков; 2 - границы блоков первого порядка; 3 - границы блоков второго порядка.

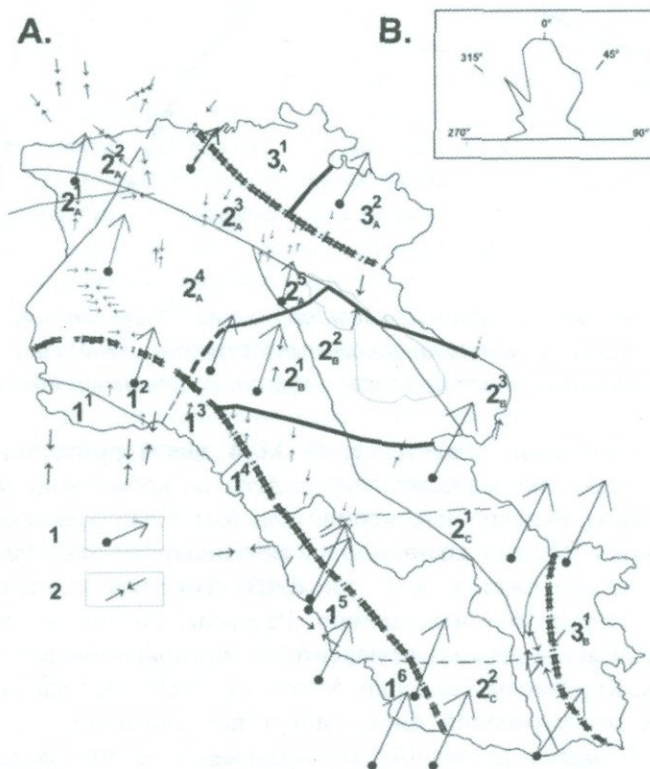


Рис. 6.4. Упрощенная карта блокового строения земной коры территории РА (А) с некоторыми геодинамическими данными. 1 - Векторы скоростей по GPS, длина которых соответствует величине скорости (Karakhanyan, Vernant, Doerflinger, Avagyan, 2013). 2 - Направления напряжений сжатия по параметрам очагов землетрясений $M \geq 4$ (Назаретян, Киракосян, Гаспарян, Микаелян, 1989; Юнцѳишицѳий, 2008), роза-диаграмма распределения которых дана на рисунке В.



Рис. 6.5. Схема разломов и векторов сжатия бассейна оз. Севан по параметрам механизмов очагов землетрясений (Թովմիշյան, 2008). Овалами выделены районы с одинаковым направлением векторов сжатия.

6.4. Выводы

1. На основе комплекса геолого-геофизических данных и специально выбранной методики предлагается новая схема блокового строения земной коры территории РА. Дана классификация блоков и выделены 3 мегаблока, 5 блоков первого ранга и 18 блоков второго ранга. Ширина мегаблоков составляет минимум 80км и имеет общекавказское простираение длиной в пределах Армении несколько сотен км. Блоки I и II рангов имеют ограниченные размеры (30-50км) и геометрическую форму, скорее всего, изометрическую.
2. Границы между мегаблоками – региональные разломы - выделяются достаточно надежно, почти по всем геолого-геофизическими показателям. С некоторой оговоркой надежны также границы выделенных блоков первого ранга. Нуждается в уточнении значительная часть границ блоков второго ранга на основе новых исходных данных.
3. Преобладающее направление горизонтального движения блоков территории РА север-северо-восточное, которое определено по данным GPS и на основе параметров механизма очага землетрясений с $M \geq 4,5$. Разрывы, возникшие во время землетрясений средней силы, имеют близкое к вертикали падение, а векторы сжатия и расширения имеют $50-70^0$ падения.
4. Во время сильных землетрясений блоки могут передвигаться предположительно как вертикально, так и горизонтально, а основной тип возникших или активированных разрывов - взбросо-сдвиг. По фактическим данным вращения отдельных блоков, погружение или другие движения не наблюдаются.
5. Четкие связи между блоковым строением и элементами поверхности рельефа глубинных границ земной коры не установлены. Источники геофизических аномалий, на основе которых в основном выделены блоки территории РА, имеют глубину 20-30 км, что соответствует глубине сейсмогенного слоя Армении. Глубина мегаблоков гораздо больше и, по всей вероятности, доходит до поверхности Мохоровичича, т.к. установлена некоторая связь между ними.

ГЛАВА 7. СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ

Почти все исследователи сейсмичности Кавказа умеренные и сильные землетрясения связывают с крупными разломами или узлами. Уточненная и расширенная схема расположения РР, выявленные особенности их строения, развития, данные о движениях и региональных тектонических напряжениях, действующих в верхних частях земной коры, установленные закономерности распределения землетрясений и другие новые результаты позволяют более обоснованно и детально заниматься этим вопросом и в итоге этих исследований составить новую схему сейсмогенных зон территории республики.

7.1. Активные региональные разломы и вероятные подвижки по ним

Для изучения сейсмичности разломов в первую очередь надо располагать сведениями об их современной активности. Активность РР территории Армении изучена неотектоническими, геодезическими, сейсмологическими, палеосейсмологическими и другими методами, а за последние 18 лет- и данными GPS. Несмотря на это, сведения о современных движениях земной коры очень скудны и касаются в основном земной поверхности. При описании РР в основном были приведены сведения об их неотектонической активности. Однако активность разломов в течение времени меняется, и нет уверенности, что неотектонически активные разломы активны и в настоящее время. Более того, специалисты установили, что в течение времени интенсивность движений разломов голоцена изменилась (Рейснер, 1980; Трифонов, 1976; Караханян, 1989; Karakhanian, 1993; Karakhanian, Trifonov, 2004). Поэтому часто специалисты вынуждены наряду с прямыми использовать и косвенные данные для прогнозирования возможных движений по РР и определить наиболее активные разломы в настоящее время. Для этого, в первую очередь, целесообразно использовать главные направления современных полей региональных тектонических напряжений, действующих в земной коре. Однако в этом случае прогнозируемые подвижки по РР будут вероятностными, т.к. при такой сложной сети разломов невозможно точно определить движения по ним, основываясь на теоретические и экспериментальные данные. В обязательном порядке будут отклонения от общей схемы движения блоков. Но использованием полей напряжений возможно установить вероятные генеральные направления движений по РР определенных азимутов.

В некоторых районах имеются расчетные данные о подвижках согласно параметрам механизма очагов землетрясений, а для всей территории возможные подвижки прогнозированы на основе теоретических соображений.

Теоретически рассчитано, что плоскости вероятных активных разрывов располагаются под углом 45° по обе стороны от максимального сжимающего напряжения. Однако эксперименты на образцах горных пород показали, что угол между направлением сжимающего усилия и трещинами скалывания составляет приблизительно 30° (Буртман, 1978). Эти данные можно использовать для приблизительного определения направления подвижек по РР Армении при близмеридиональном горизонтальном сжатии.

Тектоническая активность региональных разломов

Карта современных активных разломов, установленных по фактическим геологическим материалам и данным GPS, показана на рис. 5.5 данной монографии. Она положена в основу карты активных разломов, предложенной в данной работе. Но наряду с этими данными необходимо использовать и другие данные, косвенно указывающие на современную активность конкретных разломов. К их числу относятся параметры механизма очагов относительно сильных землетрясений и данные о региональных напряжениях, действующих в земной коре Армении.

Данные GPS прямо показывают направления и скорости современных горизонтальных перемещений земной поверхности, а при определенной сети наблюдений - и движения по региональным разломам. Сейсмологические данные дают информацию о направлениях сжатий и растяжений на глубине, а также об образованных во время землетрясений разломах, углах их наклона и др. Если учесть, что землетрясения сильной и средней силы имеют глубину до 20 км, то по этим данным можем говорить о региональных напряжениях, действующих в верхних частях земной коры территории Армении. Эти две группы данных дополняют друг друга и позволяют составить определенное представление о региональных напряжениях, т.е. об основных причинах тектонической активности разломов.

Для ряда разломов имеются достаточно надежные данные об их современной активности, но число таких разломов незначительно (рис. 7.1), т.к. надежных фактических данных пока мало.



Рис.7.1. Схема расположения тектонически активных региональных разломов территории Армении по комплексу фактических данных (составлена на основе данных: Тектоническая карта Кавказа, 1974; Габриелян, Саркисян, Симонян, 1981; Назаретян. Глубинные разломы..., 1984; Сейсмическое районирование территории СССР, 1980; Сихарулидзе, Тутберидзе, Баграмян, 1983; Caucasian Seismic Information Network..., 2006; Karakhanian, Trifonov, Philip, 2004; Karakhanyan, Vernant et al., 2013).

Поэтому определена активность большинства разломов по косвенным данным. Выше было отмечено, что если известны направления полей региональных напряжений в земной коре, то можно определить вероятно активные разломы. При действии сил близмеридионального горизонтального направления возможны следующие подвижки по разломам: а) по разломам северо-восточного и северо-западного простирания – горизонтальные (сдвиговые) движения, причем, по северо-восточным разломам - левосторонние, а по северо-западным – правосторонние; б) по меридиональным разломам – растяжение (сброс, раздвиг); в) по широтным разломам – смещения типа взброса или надвига. Если принять, что зоны разломов территории имеют близвертикальное падение, то вероятность перемещения блоков по широтным разломам уменьшается. По той же причине маловероятно наличие меридиональных сбросов. О раздвигах что-нибудь сказать трудно, так как не имеется данных, подтверждающих или отрицающих их активность в настоящее время. Можно лишь предполагать, что при наличии субвертикальных широтных разломов, препятствующих движению блоков в меридиональном направлении, вероятность раздвигов увеличивается. На основе вышеизложенного составлена схема вероятных активных разломов территории Армении (рис.7. 2).

Таким образом, на основе результатов данных главных напряжений и вышеприведенных соображений предполагается, что в настоящее время на территории Армении и сопредельных районов активными являются разломы северо-восточного, северо-западного и, отчасти, меридионального простирания, причем сейсмогенерирующими могут быть лишь диагональные разломы.

По региональным разломам Армении, как показывают фактические данные, возможны подвижки одновременно как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, причем, амплитуда вертикальных движений больше горизонтальных. Среди активных региональных разломов преобладают взбросо-сдвиги. Слабо развиты сбросы, надвиги и чистые сдвиги. Выделив вероятные активные разломы, можно определить сейсмогенерирующие зоны с учетом фрагментарности, сейсмичности и других важных характеристик разломов.

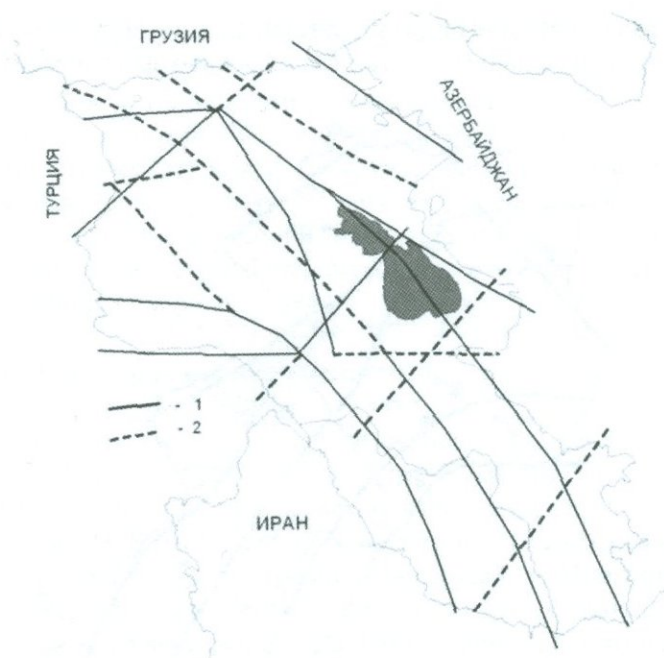


Рис. 7.2. Схема расположения активных(1) и вероятных активных(2) региональных разломов территории Армении. Вероятные активные разломы определены по косвенным данным и исходя из направлений сжатия региональных тектонических напряжений, действующих в верхних частях земной коры.

7.2. Режим движения по региональным разломам и его роль в сейсмичности.

В.Г.Трифонов на основе изучения активности голоценовых сдвигов различает три режима движения по ним(Трифонов,1971):

1. **Импульсный**, при котором резкое перемещение связано с сильнейшими землетрясениями ($M \geq 7,5$). Перемещение происходит по длине разлома на сотни км, а амплитуда составляет несколько метров. До землетрясения наблюдается период покоя продолжительностью несколько сотен и тысяч лет, в течение которого заметных перемещений по разлому не происходит.
2. **Импульсно-криповый**, при котором суммарное смещение также складывается главным образом из подвижек при землетрясениях $M \geq 7,5$. Наблюдаются также медленные движения (крип).
3. **Криповый**, при котором ведущая роль в суммарном смещении принадлежит непрерывным медленным движениям.

Автор различает два типа разломов по особенностям распределения смещений в зоне разлома: синхронный (единообразный режим синхронных движений на всем протяжении) и асинхронный (разные участки разлома развиваются по-разному).

Если исходить из особенностей неотектонических движений по разломам и сейсмичности, наблюдаемых подвижек при землетрясениях, максимальной магнитуды наиболее интенсивных землетрясений территории Армении, то можно сказать, что на изучаемой территории возможны второй и третий типы режима движения по РР. Чистые крипы крупного масштаба исключаются из-за сильной раздробленности земной коры.

Особенности проявления движений определяются скоростью накопления тектонических напряжений в активной области и физическими свойствами среды (горных пород), испытавшей напряжения. Эксперименты М.В.Гзовского показывают, что при высокой скорости накопления напряжений значительные объемы горных пород приобретают однородно-высоконапряженное состояние, при котором происходит сейсмическое разрушение (первый и второй режимы движения), а при медленной скорости накопления напряжений в горных породах происходит упругопластические деформации(Гзовский,1975). Говорить о скоростях накопления напряжений в конкретных зонах разломов и блоках без прямых наблюдений невозможно, а наблюдений на

изучаемой территории не проводилось. Что касается второго фактора – физических свойств горных пород, то их учет также труден, т.к. не изучены свойства пород зоны разломов и блоков на глубинах. Режимы тектонических движений тесно связаны с режимами сейсмичности. Наблюдаются две разные картины сейсмической (форшоковой) активности эпицентрального района будущего землетрясения до возникновения главного толчка. В одном случае микросейсмичность очень низка, а в другом случае наблюдается ее активизация, и опасность сильного землетрясения возрастает с повышением микросейсмичности. Указанный парадокс, по мнению японского сейсмолога К.Моги, можно разрешить, если учесть различные физические условия области подготовки землетрясений в земной коре. По аналогу с результатами экспериментов по изучению трещинообразований в образцах горных пород под давлением он предполагает, что, если воздействию напряжений подвергается неоднородная кора, большого накопления деформации не получается, и образуется множество мелких разрывов (слабых землетрясений). В этом случае развитие микросейсмичности может привести к умеренно сильному толчку, и возникновение очень сильного землетрясения с магнитудой порядка 8 и более невозможно (например, на Кавказе). А если воздействию подвергается относительно однородная кора, то даже при больших напряжениях образуется малое число разрывов и при дальнейшем увеличении давления наступает момент, когда внезапно происходит разрыв и образуется основной разлом. Во втором случае в области будущего землетрясения наблюдается сейсмическое затишье (Моги,1975). Так как сильные землетрясения в основном связаны с активностью РР, то в первую очередь надо говорить о неоднородности зон разломов. Естественно, чем больше контролирующая роль разлома в магматических, тектонических, метаморфических и седиментационных процессах, тем больше неоднородность и ширина его зоны. Одним словом, будет ли перед сильным землетрясением наблюдаться активизация микросейсмичности или затишье во многом зависит от конкретных геологических условий.

Земная кора Армении имеет очень сложное, неоднородное строение. Велика неоднородность в ее верхних частях, в том числе до глубин 20 км, где расположены очаги подавляющего большинства землетрясений. Исходя из сказанного, предполагается, во-первых, отсутствие очень сильных землетрясений, о чем свидетельствуют сейсмостатистические сеймотектонические и др. данные, и, во-вторых, наличие на территории республики явления увеличения активности микросейсмичности по мере приближения момента главного толчка. С другой стороны, на территории Армении выделяются разломы разного простираения и ранга, с разными геофизическими и геологическими характеристиками и, следовательно, с зонами разного геологического строения и однородности. Из РР четырех господствующих направлений особую роль в формировании земной коры в последнем тектоническом цикле играли общекавказские разломы, которые на альпийском этапе геосинклинального развития контролировали образование фаций и формаций, магматизма, формирование основных тектонических комплексов и др. Поэтому в их зонах должны существовать большие неоднородности, а зоны должны иметь относительно большую ширину по сравнению с разломами других направлений.

Наличие густой сети региональных разломов в земной коре на территории Армении позволяет утверждать, что при тектонических напряжениях любого направления образование новых разломов маловероятно. В основном возможна унаследованная активизация разломов по фрагментам существующих разломов

В конце остановимся на одной важной особенности сейсмичности Зангезура. Изучение Токийского землетрясения 1923 г. и землетрясения в Сан-Франциско 1906 г. показывают, что их афтершоковая активность продолжается очень долго, по некоторым сведениям, больше 50-70 лет (Касахара, 1973; İtâè, 1988). В параграфе 7.7 будет показан наличие этого явления и после Спитакского землетрясения 1988г.

7.3. Приуроченность эпицентров землетрясений к зонам региональных разломов.

Как следует из карты разломов, земная кора территории республики сильно расчленена на блоки региональными разломами разных направлений. При такой густой сети разломов очень трудно определить приуроченность землетрясений к конкретным разломам, так как точность определения координат эпицентров и гипоцентров современных слабых и исторических сильных землетрясений в основном низка. Армения считается одним из немногих регионов мира, где имеется богатый сейсмостатистический временной материал (около за 2000 лет), однако и он недостаточен для оценки сейсмического потенциала разломов. Таким образом, определение

сейсмоактивности разломов путем сопоставления карт разломов и землетрясений может привести к ошибкам. До последнего времени такое сопоставление считалось надежным, так как известны были лишь некоторые крупные разломы, и казалось естественным приурочить эпицентры к ним.

Для установления приуроченности эпицентров землетрясений к зонам активных РР, разломных узлов и блоков сопоставлены схема разломов и карта относительно точных эпицентров исторических землетрясений с магнитудой 5.5 и более (рис.7.3). Учтены также особенности проявления землетрясений в зависимости от режима движений по разломам и типа распределения смещений вдоль зоны разлома.

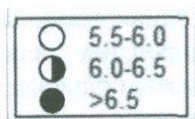
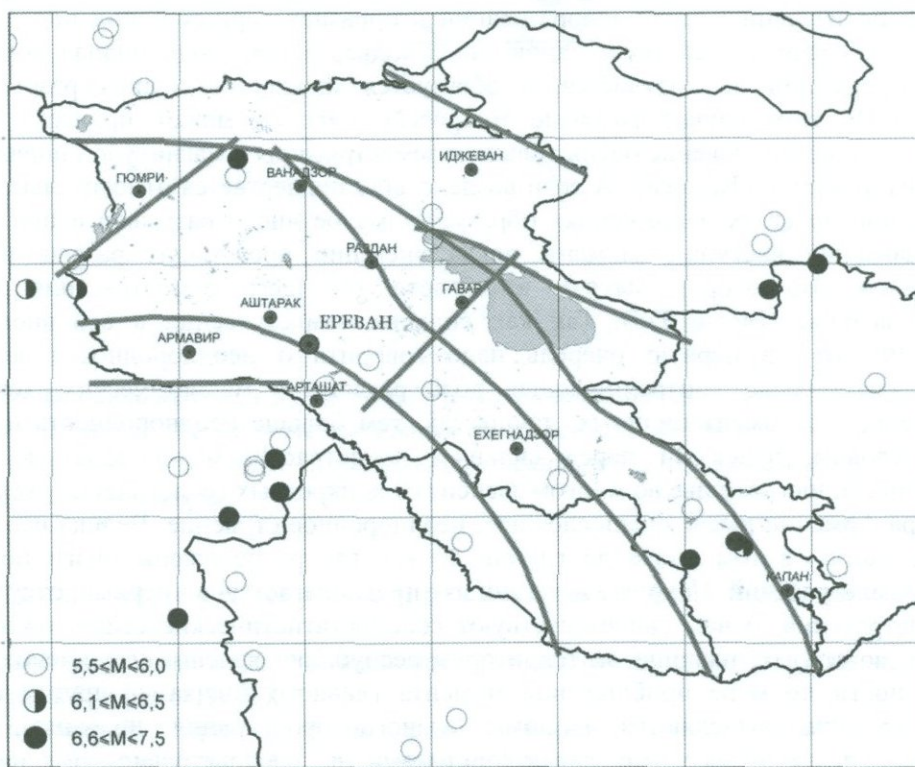


Рис. 7.3. Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 5,5$ (Каталог землетрясений НССЗ РА, 2013) и активных разломов территории Армении, составленное по комплексу геофизических данных.

Устанавливаются следующие основные закономерности:

1. Основная часть эпицентров сильных землетрясений ($M \geq 5,5$) приурочена к зонам РР. Такая закономерность отмечена почти всеми исследователями, занимающимися вопросами сеймотектоники Армении.
2. Не все разломы характеризуются одинаковой сейсмичностью, часть из них более сейсмоактивна, чем другая. В общем плане наиболее сейсмоактивными являются общекавказские разломы и два разлома северо-восточного простирания (Ахурянский и Арарат-Севанский).
3. Из группы сейсмоактивных разломов по сейсмостатистическим данным особенно высокоактивными являются Памбак-Севанский, Памбак-Севан-Сюникский Гарнийский, Ахурянский.
4. Наблюдается дифференцированность разломов по сейсмоактивности вдоль их простирания, т.е. разные фрагменты одного и того же разлома проявляют активность в различной степени.

7.4. Роль блокового строения в сейсмичности

Тектонисты считают, что сильные и средней силы землетрясения генетически связаны с активными региональными разломами. Эти разломы часто являются границами блоков и мегаблоков разного ранга. Кроме этого, особыми местами тектонического взаимодействия одновременно нескольких соседних блоков являются зоны контакта трех и более блоков или разломные узлы. Если рассмотреть возникновение землетрясений территории РА только как следствие активизации разломов, то это будет неполноценным, так как движения по этим разломам и, следовательно, возможные накопления тектонических напряжений невозможно представить без учета активизации блоков вообще. Соглашаясь с мнением ряда специалистов, мы также считаем, что в деле возникновения землетрясений средней и большей силы одновременно с активными разломами, как важный структурный элемент, необходимо рассматривать активные блоки и разломные узлы.

Из рис.7.4 следует, что большинство эпицентров землетрясений с $M \geq 4,0$ территории Армении пространственно приурочены к границам мегаблоков, блоков I и II ранга. Очевидно, что высокую сейсмическую активность имеют Ереванский глубинный разлом, являющийся границей первого и второго мегаблоков, и южная граница второго и третьего мегаблоков - Хуступ-Гиратахский разлом. Однако, то же самое нельзя сказать о северной границе второго и третьего мегаблоков, где фактически приуроченность землетрясений к разлому не наблюдается. Таким образом, можно сделать вывод, что границы мегаблоков действительно играют определенную роль в возникновении землетрясений средней и большей силы, но сейсмическая активность мегаблоков наблюдается не по всей длине границ.

Примерно то же самое можно сказать о границах блоков I ранга. Например, если Памбак-Севанский разлом, являющийся границей между блоками I ранга, в отрезке Севанских гор сейсмически активен, то это нельзя сказать о разломе, протягивающемся от города Севан до Еревана, который также является границей блоков I ранга. Высокую сейсмическую активность имеют также Памбак-Севанский, Ахурянский, Дебаклинский разломы, являющиеся границами блоков I ранга.

На юге второго мегаблока вдоль разлома, протягивающегося от Варденисских гор к Зангезуру, между землетрясениями и разломами нет надежной пространственной связи, однако, очевидно активен его северо-западный отрезок, с которым связаны Гарнийский (1679г.), Цахкадзорский (1827г.) и Спитакский (1988г.) сильные землетрясения.

Таким образом, с точки зрения сейсмичности определенно активны границы мегаблоков, но с оговоркой, что эти границы сейсмоактивны не по всей длине, а по определенным отрезкам. Во всяком случае, такая закономерность наблюдается по сейсмическим данным за последние 2000 лет. То есть границы мегаблоков, с точки зрения сейсмической активности, дифференцированы и разделены на отдельные фрагменты. Утверждать, что более сильные землетрясения являются следствием только активности разломов, являющихся границами мегаблоков, неоднозначно, поскольку приуроченность землетрясений того же класса к разломам, являющихся границами блоков I и II рангов, очевидна.

Высокую сейсмическую активность имеет Ахурянский разлом северо-восточного простирания, который является границей между блоками I ранга. С этим разломом связаны Текорское, Анийские, Ленинаканское сильные землетрясения, а также многочисленные слабые и средней силы землетрясения. Пожалуй, это самый активный разлом северо-восточного простирания. На территории РА более очевидна связь между границами блоков и эпицентрами землетрясений с $M \geq 5,5$ (рис. 7.5). Почти все сильные землетрясения находятся на границах блоков разных рангов.

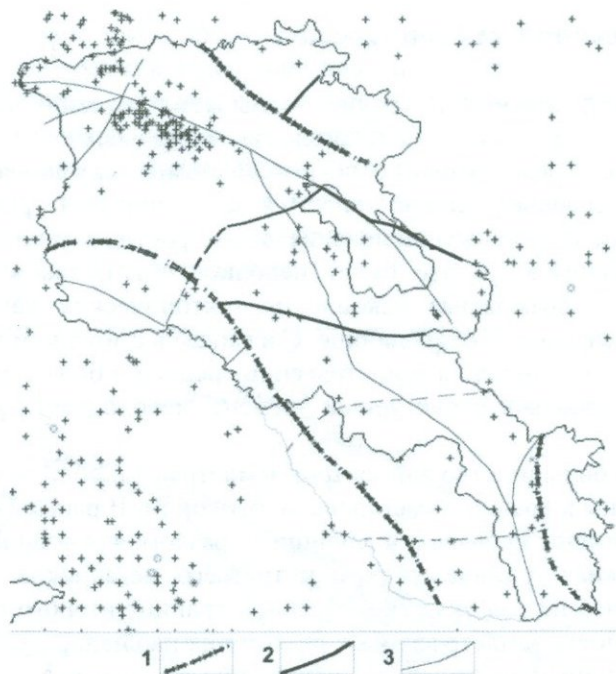


Рис. 7.4. Схема блокового строения земной коры территории РА и карта эпицентров землетрясений с $M \geq 4.0$ (Каталог землетрясений НССЗ РА с исторических времен по 2014г.). 1-границы мегаблоков; 2-границы блоков первого порядка; 3-границы блоков второго порядка.

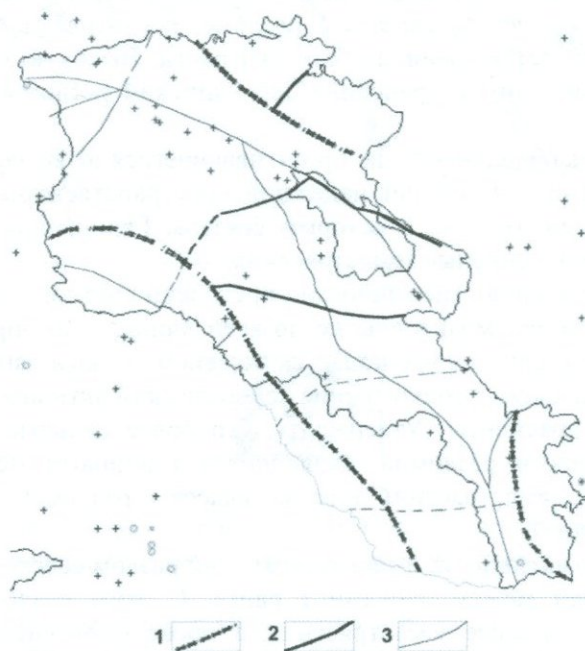


Рис. 7.5. Схема блокового строения земной коры территории РА и карта эпицентров землетрясений с $M \geq 5.5$. (Каталог землетрясений НССЗ РА с исторических времен по 2014г.): 1-границы мегаблоков; 2-границы блоков первого порядка; 3-границы блоков второго порядка.

Большой интерес представляет также связь между очаговыми зонами сильных землетрясений и разломными узлами. Исходя из вытянутости изосейст сильных землетрясений, на рис. 7.6 изображены очаги сильных землетрясений. Большинство из них вытянуто по длине разлома, и только очаг в северо-западной части озера Севан имеет изометрическую форму. Изображая на рисунке очаговые зоны землетрясений, учитывались магнитуда и вытянутость очага по макросейсмическим данным. Очевидно, что вытянутость очагов имеет как северо-западное, так и северо-восточное направление.

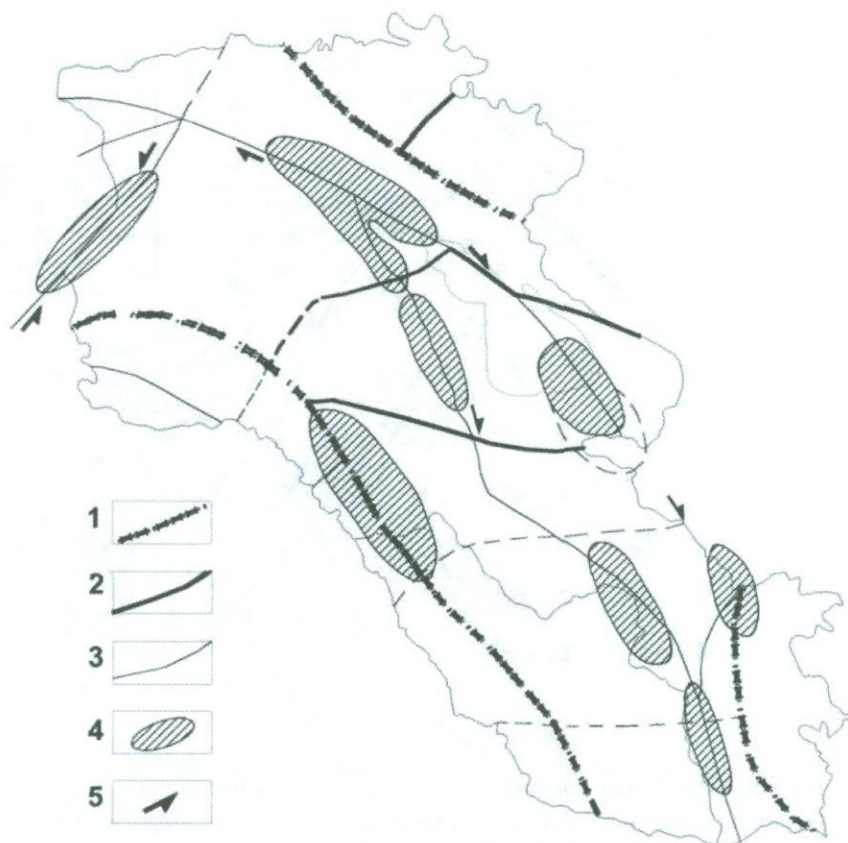


Рис. 7.6. Схема блокового строения земной коры территории РА и карта проекции наиболее известных очагов. 1-границы мегаблоков; 2-границы блоков первого порядка; 3-границы блоков второго порядка; 4- известные очаговые зоны, где были зарегистрированы один и более сильные землетрясения; 5- установленное направление движения по разлому.

Из рис. 7.4-7.7. следует также, что значительная часть землетрясений происходила в местах пересечений разломов разных направлений или в районах взаимодействия 3-4 блоков. Более очевидными сейсмоактивными разломными узлами являются Спитакская, Севанская, Зангезурская и Анийская зоны.

Исходя из предложенной нами схемы блокового строения и направления тектонических напряжений, действующих в верхних частях земной коры Армении, можно считать логичным генетическую связь землетрясений с разломными зонами северо-западной и северо-восточной вытянутости. Разломы меридионального и поперечного направления с точки зрения сейсмичности не должны проявлять высокую активность. Приблизительное отражение этого мы видим на территории РА, только с одним исключением, что по имеющимся фактическим данным с точки зрения сейсмичности активны не все разломы и их фрагменты общекавказского и северо-восточного направления.

Было отмечено, что кинематика активных разломов разного ранга и блоков обусловлена полем тектонического напряжения, приблизительно север-юг сжатием. Однако, также очевидно, что отражение геодинамической и сейсмической активности территории РА сложное и не до конца понятное. Большинство специалистов превосходство в процессе сейсмичности дают взбросам со сдвиговым компонентом, т.к. исследования с помощью GPS в Армении за последние годы позволили выявить активные сдвиговые разломные системы, скорости перемещений по которым

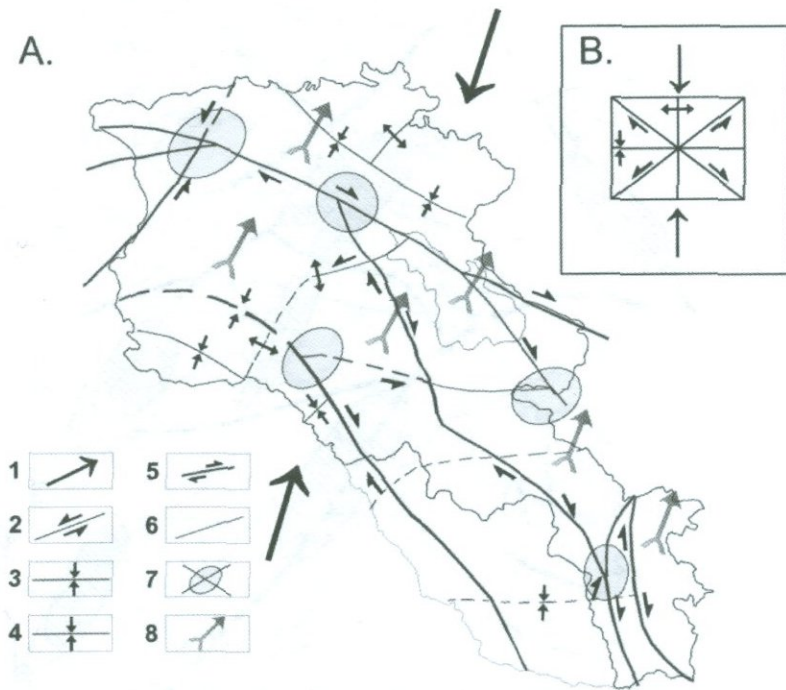


Рис. 7.7. Схема блокового строения земной коры территории Армении и установленных и вероятных активизированных тектонических элементов при напряжениях сжатия север-северо-восточного направления: блоки, разломы, разломные узлы (А), а также простейшая схема направления вероятных движений(В). 1- направление регионального тектонического сжатия по данным GPS (Karakhanyan A., Vernant, 2013; Reilinger, 2006); 2- направления передвижек по разломам; 3 – зоны сжатия разломов (пунктирами - предполагаемые); 4- зоны растяжения разломов; 5 – активные разломы; 6 – менее активные разломы; 7 – активные разломные узлы; 8 – направления движений блоков по данным GPS.

составляют от 0.5мм/г до 4мм/г (Avagyan, 2001; Philip H., Avagyan 2001; Trifonov, 1999). Однако для изучения активной тектоники и связанной с ней сейсмичности обсуждение проблемы надо начинать с принятых схем тектоники.

Таким образом, мы попытались предусмотреть степень активности тектонических элементов земной коры и возможные перемещения блоков территории РА и сопредельных районов, опираясь на фактические данные, в особенности GPS, сейсмологические данные и на данные активных разломов, а также на составленную нами схему блокового строения. На рис.7.7 представлена схема вероятных активных тектонических элементов территории Армении, которая наиболее обоснованная и полная. Учитывая, что угол падения региональных разломных зон близок к вертикальной - 60-90⁰, тогда не трудно предполагать, что вследствие сильных землетрясений перемещение по разломам будет как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, с большей амплитудой вертикального компонента по отношению к горизонтальному компоненту. Более вероятный режим движений по разломам - это импульсно-криповый. Если территория РА не находилась бы в зоне коллизии плит, тогда господствующими были бы сдвиги.

По статистическим данным и сеймотектоническим расчетам выделенные сейсмогенные элементы могут генерировать землетрясения магнитудой до 7,5. На схеме рис.7.7 непрерывными толстыми линиями представлены активные региональные разломы, а пунктирами - предполагаемые активные разломы. Для каждого разлома представлены направления возможных перемещений блоков, а также разломы, которые имеют зоны сжатия и растяжения. Из схемы следует, что некоторые разломы, в том числе разломы, являющиеся границами мегаблоков, тектонически неактивны. На схеме также разделены 5 разломных узлов, которые имеют высокую сейсмическую активность, что объясняется вероятным механизмом возникновения землетрясений в узлах. Однако, из этой схемы нельзя делать заключение, что нет других разломных узлов или активных разломов. Просто из существующих фактов на данный момент возможным было

составление активных тектонических элементов, представленных на рис.7.7. На схеме отдельными стрелками показаны направления горизонтальных перемещений блоков, в основном исходя из данных GPS и параметров механизмов очагов землетрясений средней силы и сильных землетрясений.

Определенный интерес представляет также схема условно жестких, мало деформирующихся фрагментов земной коры, представленных на рис.7.8. Говоря "жесткий фрагмент земной коры", понимаем те участки, которые, находясь в зоне коллизии Кавказа, при действующих тектонических напряжениях не подвергаются существенным деформациям. То есть

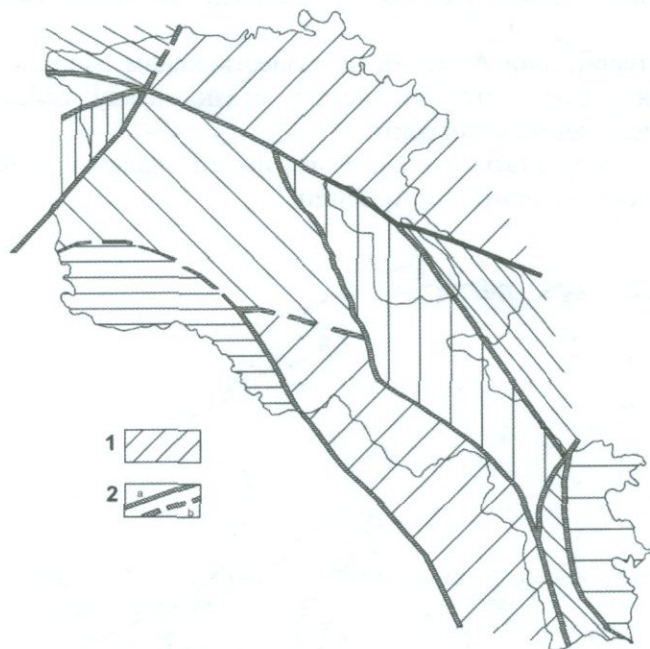


Рис.7.8. Участки жестких, мало деформирующихся фрагментов земной коры территории РА (блоки или их комбинации) и разделяющие их друг от друга активные разломные зоны. 1-жесткие участки; 2-разломные зоны (пунктирами - предполагаемые).

деформации, происходящие внутри фрагмента, незначительны по сравнению с деформациями границ. Эти недеформирующиеся фрагменты разделены друг от друга активными региональными разломами. В некоторых местах их границы нанесены предположительно. Если сравнить предложенную нами схему блокового строения земной коры территории РА с недеформирующимися фрагментами земной коры, то кроме очевидного соответствия есть и различия. В частности, недеформирующиеся фрагменты иногда состоят из нескольких элементов блокового строения. Так, например, третий мегаблок и блоки II ранга составили один единый жесткий фрагмент, который называется Тавушским. Таким образом, кажется, что есть противоречие между схемой блокового строения (рис. 7.4) и схемой жестких фрагментов земной коры (рис.7.8). Однако, когда рассматриваем, что блоковое строение земной коры территории РА сформировалось в результате неоднородностей, возникших на разных этапах развития земной коры, которые отражены в сегодняшних геофизических полях, то кажущееся несогласие снимается, поскольку, рассматриваемые активные тектонические элементы отражают или являются следствием сегодняшних действующих тектонических напряжений, а схема блокового строения является следствием происходящих процессов в течение исторического развития земной коры. Не исключается также, что в будущем произойдет активизация других элементов блокового строения. Если сравнить схему активных блоков, предложенную А. Караханяном и др. (Karakhanyan, Vernant, 2013), со схемой, предложенной на рис.7.8, то очевидны как соответствия, так и отличия, которые относятся к количеству блоков и расположению их границ. Кроме того, для южной части территории Армении такая схема составлена впервые.

Таким образом, предлагается новая схема элементов активной тектоники и сейсмотектоники земной коры территории РА, которую, в частности, можно использовать при составлении новой карты сейсмического районирования республики.

Большой интерес представляет связь между землетрясениями и глубинными границами земной коры Армении. Для этого сопоставлены карты эпицентров землетрясений с $M > 5,5$ и рельефа кристаллического фундамента (рис. 7.9) и Мохоровичича (рис. 7.10), зная, что гипоцентры землетрясений имеют глубину максимум 30 км. Практически отсутствует связь между элементами фундамента и сейсмичности. Только местами землетрясения происходили на границах поднятий и опусканий с разными глубинами. Это можно объяснить тем, что рельеф фундамента формировался на разных геологических этапах развития, а землетрясения - следствие современных тектонических движений. Более того, нелогична связь между эпицентром землетрясений и поверхностью Мохоровичича. Действительно, установить какие-то связи между ними невозможно (рис. 7.10).

Было отмечено, что на территории Армении по существующим данным сейсмогенный слой имеет одинаковую глубину. Следовательно, искать связи между сейсмогенным слоем и поверхностью Мохоровичича - задача некорректная.

Полученные прикладные результаты данной главы имеют значение, в первую очередь, для оценки сейсмической опасности территории Армении.



Рис. 7.9. Схема рельефа кристаллического фундамента земной коры Армении (Бадалян и др., 1984) и карта эпицентров землетрясений с $M \geq 5.5$.

7.5. Сейсмогенные зоны

Установленные закономерности приуроченности землетрясений к разломным структурам и блокам позволяют выделить на территории республики сейсмогенные зоны - наиболее вероятные районы возникновения сильных землетрясений. В сейсмогенные зоны включены сейсмоактивные РР или их фрагменты и сейсмоактивные разломные узлы. При этом учтена роль блоков в сейсмичности.



Рис. 7.10. Схема рельефа поверхности Мохоровичича Армении (Бадалян и др.,1984) и карта эпицентров землетрясений с $M \geq 5.5$.

На рис.7.11 представлена схема сейсмогенных зон с генерацией землетрясений $M \geq 6.0$. Сейсмогенные зоны с более низким магнитудным потенциалом не выделены, т.к. уровень сейсмической опасности и расположение сейсмических зон территории Армении обусловлен именно землетрясениями магнитудой 6 и более. Максимальная магнитуда возможных землетрясений взята 7.5, исходя из оценок сейсмического потенциала активных разломов на основе сеймотектонических данных (Аванесян, Саркисян,1999; Баласанян,Назаретян,2004; Казарян,2011; Назаретян, Шахбекян,2014; Avagyan et al.,2010; Balassanian, Nazaretyan, Avanesyan, 1998; Nazaretian, Avanesian et al.,1997; Karakhanian, Djr bashian, Trifonov,1997). Да и сейсмостатистические данные также указывают на этот максимальный уровень возможных магнитуд. Для выделения сейсмогенных зон использованы наиболее надежные сеймотектонические данные, которые определяют основные параметры сейсмической опасности территории республики. По этой причине количество активных разломов и разломных узлов мало по сравнению с аналогичными данными рис. 7.7. Так, выделены только два сейсмоактивных разломных узла с магнитудным потенциалом 7.0 и более и всего восемь региональных разломов с потенциалами: 6.0-6.4; 6.5-7.0; 7.1-7.5.

Таким образом, предлагается новая схема сейсмогенных зон территории Армении и сопредельных районов, составленная на основе результатов изучения сейсмичности блоков, РР, разломных узлов. Она, в общих чертах, мало отличается от аналогичных схем или оценок потенциалов разломов территории республики, составленных за последние 20 лет (Caucasian Seismic Information Network for Hazard and Risk Assessment,2006; Назаретян, Шахбекян, 2014: Avagyan et al.,2010; Balassanian, Nazaretyan, Avanesyan, 1995; Nazaretian, Avanesian, Tovmassian, Simonian,1997; Karakhanian, Djr bashian, Trifonov, Philipetal.,1997; Karakhanian, Trifonov, Philip, Avagyan,2004; Martirosian, Balasanian, Simonian, Asatrian, 1999).Одновременно имеются существенные отличия от них при сравнении деталей схем. В качестве примера на рис. 7.12 представлены очаговые зоны Кавказа, составленные ведущими специалистами Кавказа, США и Европы по комплексу данных. Очевидны и определенные совпадения основных элементов, и существенные отличия между схемами. Так, по максимальному уровню сейсмической опасности они близки друг к другу.



Рис.7.11 .Схема сейсмогенных зон территории Армении. Сейсмоактивные разломы с потенциальной магнитудой землетрясений: 1 - 6.0-6.4; 2 - 6.5-7.0; 3 - 7.1-7.5; 4 - сейсмоактивные разломные узлы с возможной максимальной магнитудой 7.0-7.5.

В двух районах совпадают наиболее опасные сейсмические зоны (Спитакского разломного узла и Сюника), общий уровень 8-9 балльной опасности на большей части территории и др. Наша схема по существу наиболее близка к схемам, составленным А.С. Караханяном и его коллегами (Avagyan et al., 2010; Karakhanian, Djrbashian, Trifonov, Philipetal.,1997; Karakhanian, Trifonov, Philip, Avagyan,2004).

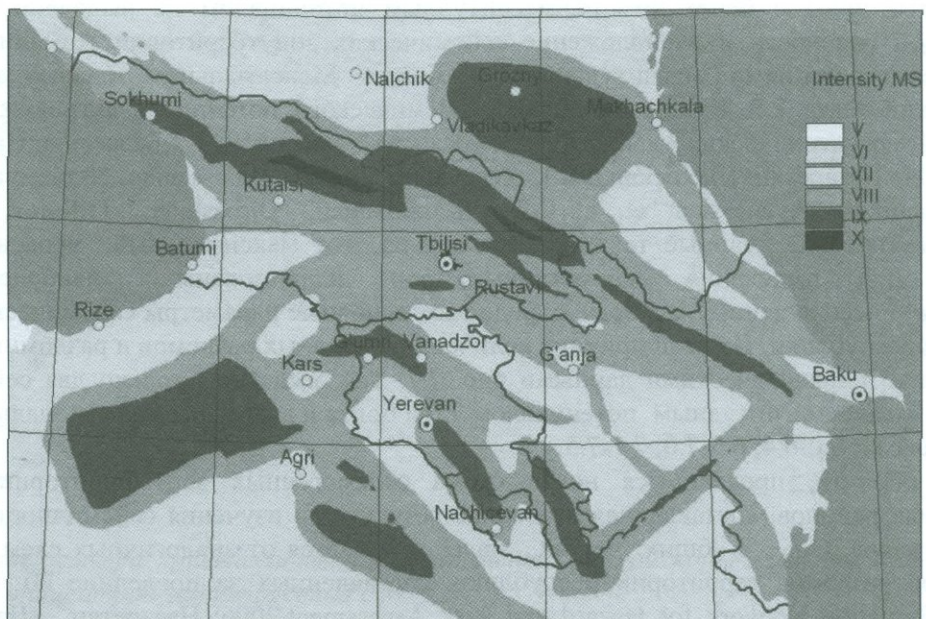


Рис. 7.12. Карта очаговых зон Кавказа с вероятностью 2% за 50 лет (Caucasian Seismic Information Network for Hazard and Risk Assessment,2006).

Полученные в монографии результаты по сейсмогенным зонам можно использовать при составлении новой карты общего сейсмического районирования территории Армении, необходимость которой чувствуется давно, т.к. схема действующего СНиП-а 1994г. устарела во всех отношениях.

7.6. Методика выделения сейсмогенерирующих зон на основе изменений сейсмического режима до и после сильного землетрясения в регионе (на примере Спитакского землетрясения 1988г.)

После Спитакского землетрясения за короткий период времени резко повысилась сейсмическая активность семи районов Армении. Аналогичное явление было наблюдаено также и в других регионах мира. В связи с этим предполагалось, что вследствие накопления тектонических напряжений в земной коре со сложным блоковым строением, одновременно идет подготовка нескольких землетрясений. Резкое изменение напряженного состояния земной коры после сильного землетрясения приводит к возникновению уже подготовленных землетрясений разной силы. Места этих землетрясений могут явиться очагами будущих сильных землетрясений (Nazaretian, Kirakosian, 1993). установлено, что в пределах единых геодинамических регионов существует тесная Сейсмологам было связь между сильными землетрясениями, вследствие чего возникают периоды активизации, когда происходит ряд сильных землетрясений.

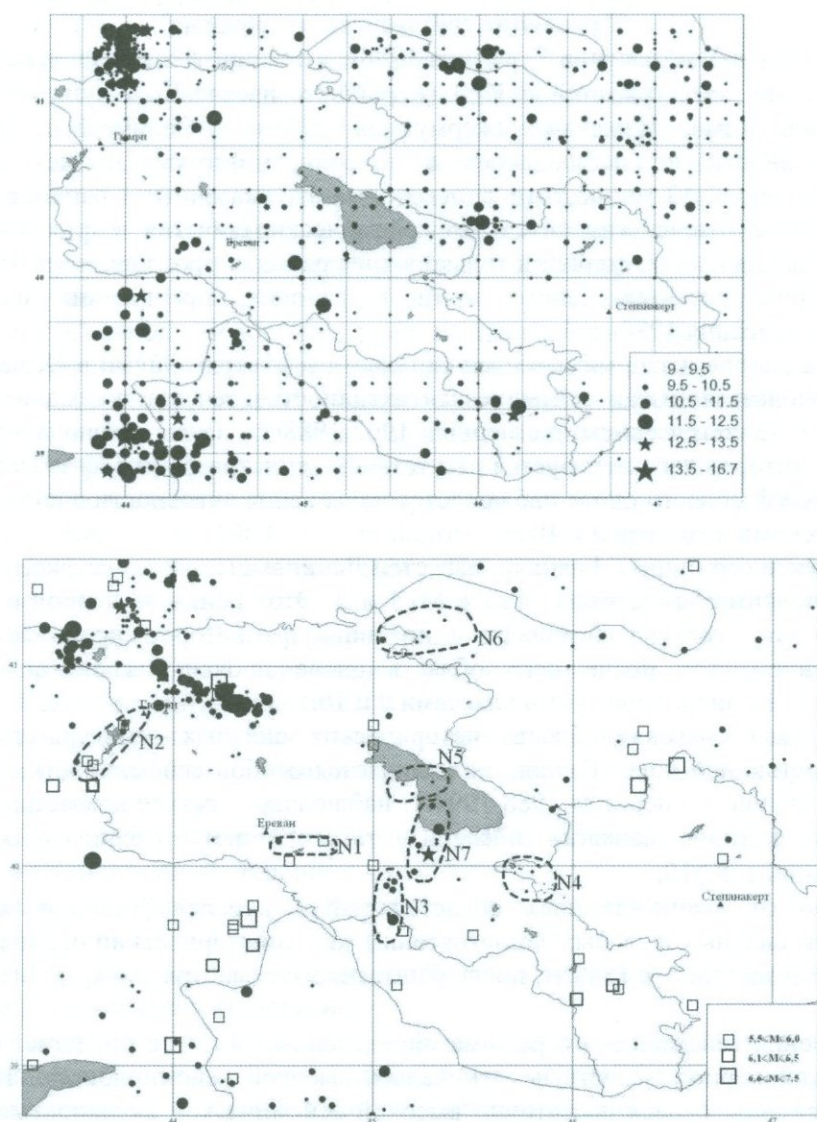


Рис. 7.13. Карты эпицентров землетрясений территории Армении и сопредельных районов до(верхний рис.) за 01.01.1962-07.12.1988гг. и после Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. (нижний рис.) за 07.12.1988-31.12.1992гг. На нижней карте оконтурены районы сейсмической активизации после Спитакского землетрясения 1988г.: 1. Двинский; 2. Баяндурский; 3. Ехегнадзорский; 4. Джермукский; 5. Севанский; 6. Иджеванский; 7. Селимского перевала. Квадратами показаны эпицентры землетрясений с $M \geq 5.5$ согласно каталогу НССЗ РА с исторических времен до 2014г.

Такая повышенная активность вызывается цепной реакцией, при которой одно землетрясение стимулирует выделение сейсмической энергии в соседнем блоке (Моги, 1988). Сильным землетрясениям свойственно возникать группами как во времени, так и в пространстве. То, что одно землетрясение может вызывать другое в соседней области, было установлено еще в 1935 г.

Л. А. Варданыанцем и названо «концертом» землетрясений. Такое явление наблюдалось в Китае, Японии, Тавро-Кавказе и других регионах мира, что дает основание предполагать, что на определенной площади (в регионе) одновременно идет подготовка нескольких средних и сильных землетрясений. Группа таких землетрясений возникает после сильного землетрясения, вследствие резкого изменения напряженного состояния земной коры, что и является причиной цепной реакции (Nazaretian, Kirakosian, 1993). Очень вероятно, что при накоплении новых тектонических напряжений, сильное землетрясение произойдет именно в одном из этих участков. Выявление этих участков поможет выделению сейсмогенерирующих зон. Для обоснования вышеизложенного нами подробно изучен сейсмический режим территории Армении и сопредельных районов до Спитакского землетрясения 1988 г. и после него.

Изменение сейсмического режима

После Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. в течение 4-х лет на территории Армении произошло несколько землетрясений с $K \geq 9$ (в районах населенных пунктов Двин, Баяндур, Ехегнадзор, Севан, Камо, Иджеван, Джермук, в районе Селимского перевала). Такой повышенной активности не наблюдалось в течении минимум 30 лет до Спитакского землетрясения. Из рис. 7.13 видно, что в некоторых из указанных районов по имеющимся данным за 1300 лет не отмечены значительные сейсмические события, в других же районах были зарегистрированы лишь слабые толчки и только в трех районах произошли землетрясения с $M > 5$. Вкратце рассмотрим характер сейсмичности в районах, проявивших активность после Спитакского землетрясения 1988 г.:

1. В Двинском районе, который известен сильными землетрясениями в IX веке с магнитудой до 7.0, наблюдается низкая сейсмическая активность в течение последних 1000 лет. Перед Спитакским землетрясением, за период 1962-1988 гг., здесь наблюдалось сейсмическое «затишье», которое характеризуется отсутствием землетрясений с $K > 9$. После же 07.12.88 г. в этой очаговой области снова наблюдается повышение активности в виде землетрясений с энергетическими классами 9 и 10.
2. Район населенного пункта Баяндур известен Ленинанским землетрясением 1926 г. с $M = 5,3$ и несколькими землетрясениями с $M = 4$ и 5. Этот район за период с 1962 по 1988 гг. также характеризуется сейсмическим «затишьем», которое прерывается Спитакским землетрясением, т.к. после него область снова проявила свою активность в виде землетрясений с энергетическими классами 9 и 10.
3. Ехегнадзорская очаговая область исторических сильных землетрясений 735-906 гг. с интенсивностью 8 и более баллов, не отличается особой сейсмичностью за период 1962-1988 гг. В течение же периода 1988-1993 гг. наблюдалось резкое возрастание сейсмической активности, которое началось после Спитакского землетрясения. Имело место ряд землетрясений с $K \geq 10$.
4. В отличие от вышеуказанных областей район курорта Джермук характеризовался отсутствием сильных и слабых землетрясений как за исторический период, так и за 1962—1988 гг. И неожиданно в 1989 г., после Спитакского землетрясения, произошли 4 толчка с $K > 9$.
5. С точки зрения сейсмического режима определенный интерес представляет оз. Севан. За исторический период область не отмечалась высокой сейсмичностью. Период же 1962-1988 гг. характеризовался достаточно высокой сейсмической активностью за счет слабых землетрясений. После 07.12.88 г. район проявил относительно высокую сейсмоактивность за счет нескольких землетрясений с $K = 10$ и $K = 11$.
6. Аналогично области курорта Джермук, Иджеванский район являлся неактивным как за исторический период, так и за период 1962-1988 гг. После же Спитакского землетрясения район проявил сейсмоактивность за счет нескольких толчков с $K = 10$.
7. После Спитакского землетрясения довольно высокой сейсмической активностью выделяется район Селимского перевала. В конце 1992 г. за короткий период здесь произошло 5 землетрясений

с $K \geq 9$, причем, одно из них с $K=13,5$. Как видно из рис. 7.13, эта область не отличалась высокой сейсмичностью с 735г. по 1988г.

Таким образом, после Спитакского землетрясения наблюдалась резкая активизация сейсмичности в семи районах территории Армении, которые по уровню сейсмичности до Спитакского землетрясения отличались друг от друга. Так, в некоторых районах вообще не были зарегистрированы сильные землетрясения даже за исторический период времени (Джермукский, Иджеванский, Севанский, район Селимского перевала). В трех же районах (Баяндур, Двин, Ехегнадзор) в историческом прошлом имели место сильные землетрясения, но наблюдалось сейсмическое «затишье», начиная минимум с 1962г. Лишь в Севанском районе была заметна активность до Спитакского землетрясения. Установлено, что активизация этих областей связана с 9-10-балльным Спитакским землетрясением 7 декабря 1988 года.

Модельные исследования.

Для проверки предположения о том, что при региональных тектонических напряжениях в земной коре с блоковым строением подготовка землетрясений происходит одновременно в нескольких местах, были проведены модельные исследования. Для этого из гипса были изготовлены модели блоков земной коры территории Армении на основе карты блокового строения (Назаретян, 1989). Изготовлены 33 модели блоков в масштабе 1:500 000 с расчетом их толщины около 50км. Границы блоков были смазаны вязким материалом, чтобы при приложении сил они относительно легко перемещались по отношению друг к другу. Этим предполагается, что при современных тектонических напряжениях не происходит образование новых крупных разломов, а происходит активизация существующих. Модели блоков собраны на ровной металлической поверхности, что позволило им легко перемещаться. Пространство вне блоков (вне территории Армении) было залито при одной группе экспериментов парафином, а при другой – вальцмассой. Силы одноосного сжатия были приложены непосредственно на поверхности парафина или вальцмассы. Причем форма штампа приложения сил изготовлена таким образом, чтобы она повторяла контур модели блокового строения. Перемещение блоков на основе смещений линий, нанесенных на всех моделях перпендикулярно их границам, было зафиксировано путем фотографирования. Исходя из результатов обобщения данных параметров механизма очагов относительно сильных землетрясений на территории Армении и сопредельных районов (Назаретян, Киракосян, 1989), в деле подготовки землетрясения большое место уделено региональным горизонтальным напряжениям. Приложение сил проведено дискретно с интервалом в несколько часов. После каждого акта приложения сил было зафиксировано положение блоков (путем фотографирования). Таким образом, предполагается, что возникновение землетрясений на территории Армении является следствием «игры» блоков (Габриелян, 1972; Nazaretian, Kirakosian, 1993).

Обобщая полученные данные, можно сделать следующие основные выводы:

- а) заметные перемещения установлены сразу в нескольких районах (узлах) пересечения разрывов разной ориентировки;
- б) по всем разрывам, расположенным под углом 45° к направлению силы сжатия, произошли изменения в той или иной степени;
- в) по разрывам, совпадающим с направлением силы сжатия, имело место удаление блоков друг от друга в противоположные стороны;
- г) по разрывам, расположенным перпендикулярно направлению силы сжатия, заметное перемещение блоков не установлено.

Проведенные исследования изменения сейсмического режима до и после сильного землетрясения, модельные эксперименты дают основу предполагать, что при региональных тектонических напряжениях в земной коре со сложным блоковым строением в регионе идет подготовка значительных и сильных землетрясений одновременно в нескольких районах. После сильного землетрясения в регионе, вследствие резкого изменения напряженного состояния, происходят слабые и значительные землетрясения. Вероятно, что в будущем подготовка нового сильного землетрясения будет именно в одном из этих районов. В настоящее время трудно указать тот район, где именно произойдет будущее сильное землетрясение. Но, весьма вероятно то, что все эти районы (зоны разломов и их узлов) являются наиболее потенциально опасными участками.

7.7. Динамика развития афтершоковой зоны Спитакского землетрясения 1988г.

Изучение внутреннего строения афтершоковой зоны Спитакского землетрясения 1988г. и динамики ее развития имеет исключительное значение для ответа на несколько важных практических вопросов, связанных с определением геометрических параметров зоны, продолжительностью афтершокового процесса, ее активных периодов и др. Следует отметить, что ряд специалистов пытались ответить на эти вопросы (Арефьев, 1991; Баласанян и др., 2004; Гедакян и др., 1989; Годзиковская и др., 1989; Дорбат и др., 1989; Караханян, 1989; Москвина и др., 1991; Рогожин, 2012; Татевосян, 2013; Dorbath et al., 1992). Однако, эти исследования основывались только на данные 1-3 летних наблюдений сразу после Спитакского землетрясения. Специальные исследования, охватывающие более продолжительный период, не проводились. С этой точки зрения, нижеизложенные исследования и их результаты ценны тем, что основываются на данные 26-летних сейсмических наблюдений. Накопленные достаточно надежные данные об афтершоках за последние 26 лет позволяют более полно и обоснованно заниматься вопросами динамики развития афтершокового процесса.

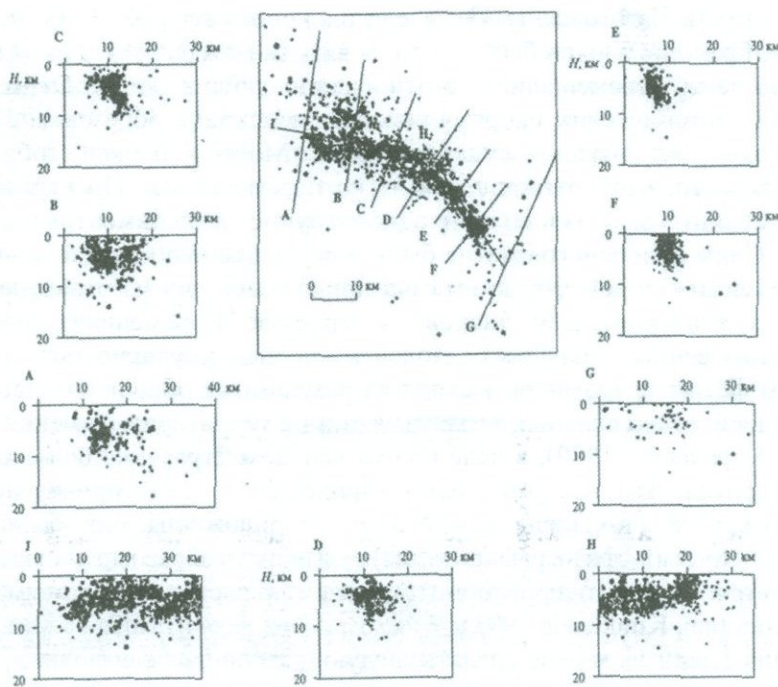


Рис. 7.14. Распределение афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. по глубине гипоцентров по отдельным разрезам (Арефьев, 2003).

Известно, что сразу после Спитакского землетрясения 1988г. сейсмологи Франции, США и бывшей СССР в эпицентральной зоне организовали записи слабых толчков ($K > 6,0$) 30-40 сейсмических станций. Это позволило по 1991г. определить координаты эпицентров с точностью до ± 1 км и глубины гипоцентров с точностью до ± 3 км (Арефьев и др. 1991, Dorbath et al. 1992). После демонтажа временных сейсмических станций резко снизилась точность определения параметров толчков. Однако, после организации НССЗ РА сейсмических телеметрических систем с центрами в г. Ереван (1993г.), г. Гюмри (1995) и г. Ванадзор (1997г.), общим числом 20 станций, задача определения основных параметров афтершоков урегулировалась, поскольку 11 из них находились в эпицентральной и примыкающих зонах Спитакского землетрясения, и поэтому с 1995г. координаты афтершоков определялись с точностью до ± 3 км. Таким образом, можно считать, что каталог землетрясений НССЗ РА может служить основой для решений вышеуказанных. В частности, до 2015г. сейсмические станции зарегистрировали около 14 000 толчков.

Границы афтершоковой зоны

Определение границ афтершоковой зоны Спитакского землетрясения 1988г. представляет собой довольно сложную задачу, в частности, по двум основным причинам: а) точность координат определенной части эпицентров афтершоков и глубин их гипоцентров низка; б) афтершоковая зона прямо граничит с Джавахетской активной сейсмической зоной, что затрудняет определение северо-западной границы (рис.7.15).

Основным путем решения задачи может являться использование достоверных данных параметров афтершоков, хотя бы для коротких промежутков времени. На рис. 7.16 приведена карта 708 эпицентров только на основе двухнедельных записей. Точность определения эпицентров составляет $\pm 0,5$ км. Записи проведены с помощью 30-40 сейсмических станций Франции, АН СССР. Границы облака афтершоков достаточно надежны и многосторонне определены разными исследователями, причем с учетом глубины афтершоков (Арефьев 1991; Тейтельбаум и др., 1991; Дорбат и др., 1991). В данной работе с учетом этих данных дается более упрощенная картина предельного контура облака, которая использована для исследования динамики развития зоны до 2015г. (рис.7.17).

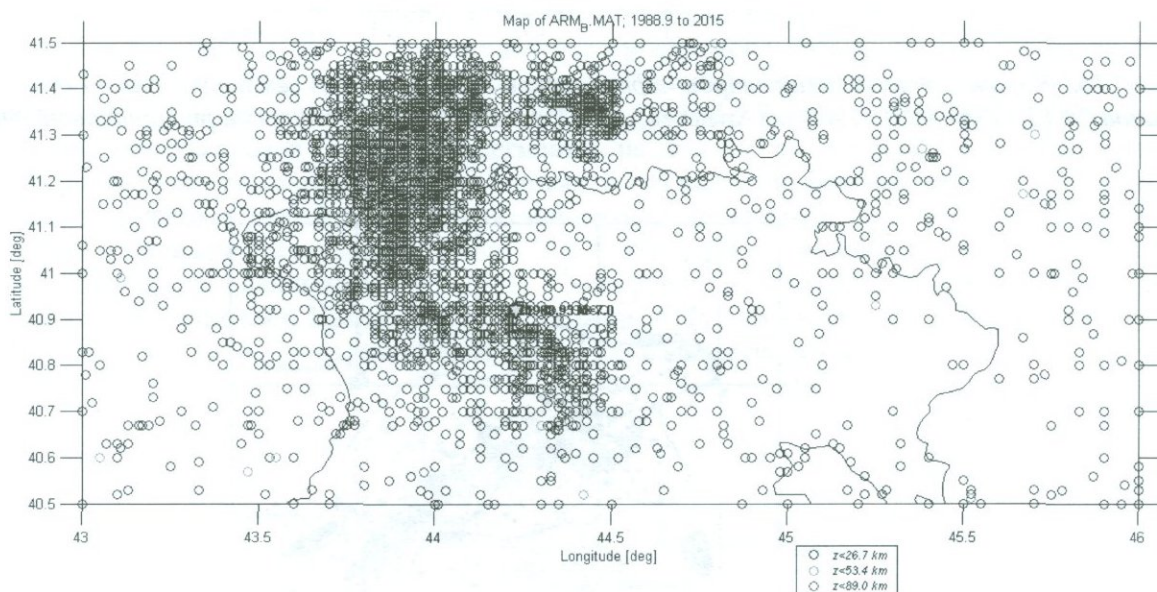


Рис. 7.15. Карта эпицентров афтершоковой зоны Спитакского землетрясения 1988г. и прилегающих районов за 1988-2014 гг.

В основном, обе границы афтершоковой зоны, проведенные нами, в первом приближении близки друг другу. Однако, как длина, так и ширина зоны на рис.7.17 больше. Особенно протяженна зона по юго-восточному направлению, что может быть связано как с ошибкой определения местоположения эпицентров, так и с сейсмической активностью разлома, действующего в этом направлении. Если опираться на скопление эпицентров, то ширина зоны от юго-востока к северо-западу возрастает, что, в основном, обусловлено несколькими факторами, но в первую очередь, глубиной гипоцентров и падением в $60-80^{\circ}$ на северо-восток зоны сейсмогенного разлома (Караханян, 1989; Баласанян, 2004), поскольку при глубине гипоцентров в 10-20км увеличивается ширина эпицентральной зоны к северо-востоку. Учитывая отмеченное, общая ширина афтершоковой зоны по обе стороны оси сейсмогенного разлома составляет около 8-10км, причем, облако афтершоков расположено асимметрично по отношению к оси разлома. Очевидно также, что афтершоковая зона обособляется от Джавахетской активной сейсмической зоны. Северо-западная граница афтершоков ограничивается населенным пунктом Ашоцк. Важно, что границы афтершоковой зоны в основном формируются афтершоками до 1992г., а в этот период Джавахетская зона не отличалась особой активностью (рис.7.15).

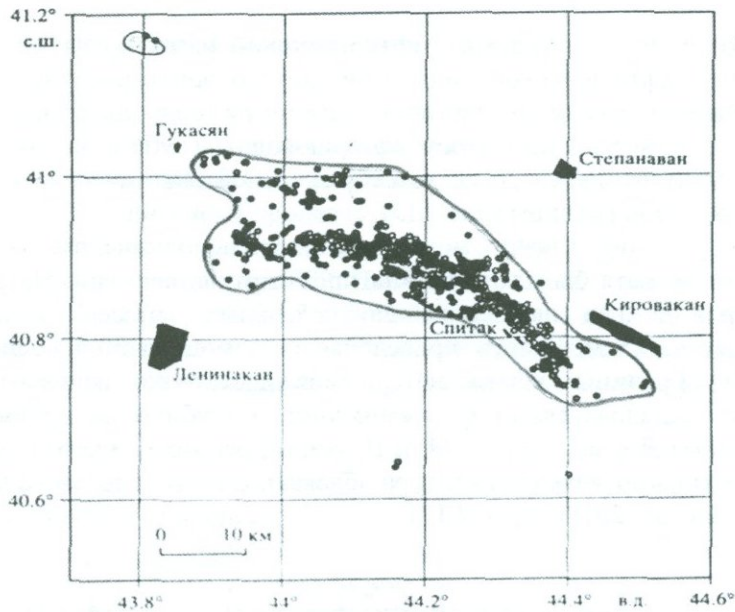


Рис. 7.16. Карта точных эпицентров афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. для периода 24.12.1988 - 08.01.1989 гг. (Арефьев, 1991; Dorbath, 1992) и границы афтершоковой зоны.

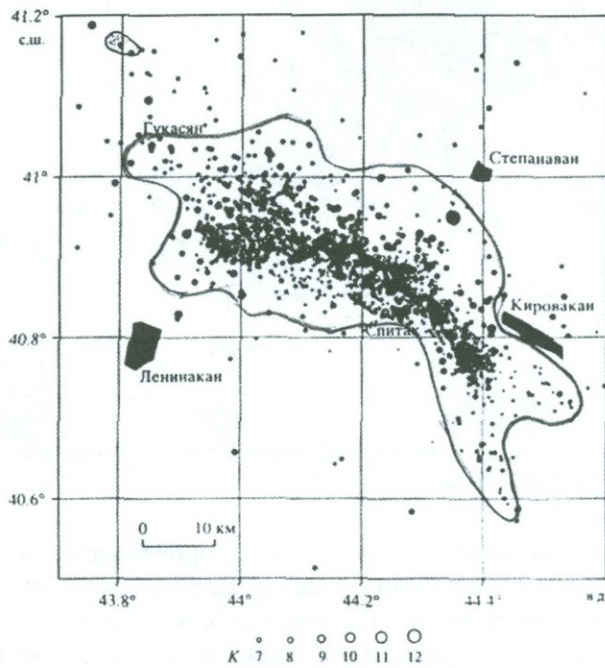


Рис. 7.17. Карта эпицентров афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. по сводному каталогу ИФЗ АН СССР за 07.12.1988 - 31.12.1989г (точность большей части эпицентров составляет до $\pm 1,0$ км (Арефьев, 1989) и границы афтершоковой зоны.

Отсюда следует также, что генетически афтершоковая зона не имеет связи с активной Джавахской сейсмической зоной. Протяженность афтершоковой зоны по тем же данным составляет до 60 км (если опираться на картину плотности эпицентров, то она составляет 50 км). Поверхность эпицентральной зоны составляет около 1000 км^2 .

Важные особенности наблюдаются при изучении распределения «облака» гипоцентров афтершоков. Несомненно также, что большая часть гипоцентров имеет глубину около 5 км и только их малая часть расположена на глубинах 10-15 км. Глубина некоторых гипоцентров оценивается в 15-20 км. Видно, что к северо-западу глубина гипоцентров возрастает.

Если опираться на скопление эпицентров, то ширина зоны от юго-востока к северо-западу возрастает, что, в основном, обусловлено несколькими факторами, но в первую очередь, глубиной гипоцентров и падением в $60-80^{\circ}$ на северо-восток зоны сейсмогенного разлома (Караханян, 1989; Баласанян и др.2004), поскольку при глубине гипоцентров в 10-20 км увеличивается ширина эпицентральной зоны к северо-востоку. Учитывая отмеченное, общая ширина афтершоковой зоны по обе стороны оси сейсмогенного разлома, составляет около 8-10км, причем облако афтершоков расположено асимметрично по отношению к оси разлома. Очевидно также, что афтершоковая зона обособляется от Джавахетской активной сейсмической зоны. Северо-западная граница афтершоков ограничивается населенным пунктом Ашоцк. Важно, что границы афтершоковой зоны в основном формируются афтершоками до 1992г., а в этот период Джавахетская зона не отличалась особой активностью(рис.7.15). Отсюда следует также, что, генетически, афтершоковая зона не имеет связи с активной Джавахетской сейсмической зоной. Протяженность афтершоковой зоны по тем же данным составляет до 60 км(если опираться на картину плотности эпицентров, то она составляет 50 км). Поверхность эпицентральной зоны составляет около 1000 км^2 .

Внутреннее строение афтершоковой зоны

Специалисты считают, что область эпицентров афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. имеет сложное строение и по сейсмологическим данным ее разделяют на 3-14 сегментов (Арефьев,1991; Годзиковская и др.,1990; Dorbath, Dorbath, Rivera et al.,1992). Целесообразно разделение афтершоковой зоны на сегменты не только по особенностям распределения эпицентров, а также на основе комплекса данных, в том числе, по фрагментарности сейсмогенного разлома, механизмов очагов, проявления эпицентров по времени, мультиплетного характера основного толчка(чередующиеся более 3-х толчков в течение около 35 секунд), макросейсмических данных(Арефьев,1991; Баласанян и др.,2004; Грайзер и др.,1991; Караханян,1989; Мирзоян, Назаретян,2008; Рогожин,2012; Татевосян,2013; Dorbath et al.,1992) и т.д. В этом случае наиболее надежно выделяются 4 основных сегмента(рис.7.18).

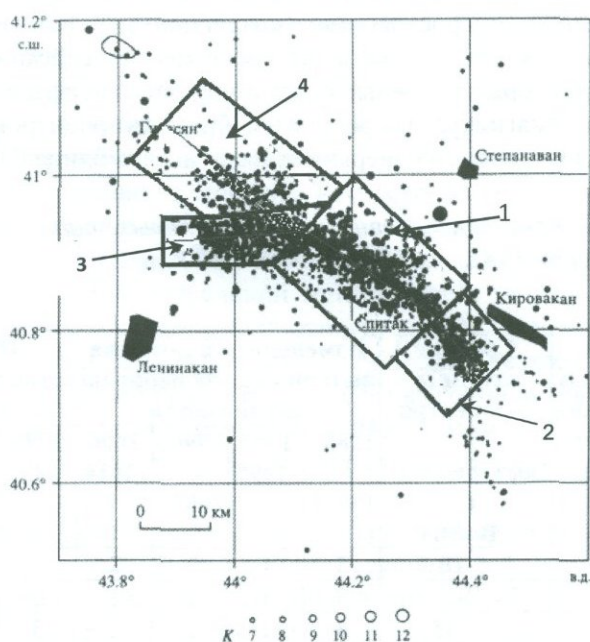


Рис. 7. 18. Сегменты афтершоковой зоны Спитакского землетрясения 1988г, выделенные по комплексным сейсмическим и геологическим данным. Сплошной линией проведены оси сегментов, а арабскими цифрами пронумерованы сегменты (Мирзоян, Назаретян, 2008).

По сеймотектоническим и макросейсмическим данным, а также сейсмическим записям, основное событие Спитакского землетрясения четко разделяется на 3 толчка с интервалами 5 и 14с. (Караханян,1989; Мирзоян, Назаретян,2008), По мнению этих специалистов ,первый толчок был возле г. Спитак, имел глубину гипоцентра 8-10км и среднюю силу(по сравнению с двумя другими толчками). Во время этого толчка возник (активизировался) проходящий через окраину

г. Спитак 11-километровый сейсмогенный разлом и вышел на поверхность. Эта часть афтершокового «облака» выделяется в качестве отдельного сегмента (N1, рис. 7.18). В пользу этого говорят механизмы очагов афтершоков. В этом сегменте, в отличие от других, распределены равномерно как сбросы, так и сдвиги (Геодакян, Агаронян и др., 1989). Преобладающая глубина гипоцентров афтершоков этого сегмента составляет 5-10 км (Арефьев, 1991; Dorbath et al. 1992; Cisternas A. et al. 1989; Pacheco et al. 1989). К юго-востоку от этого сегмента довольно надежно выделяется сегмент N 2 (рис. 7.18). Основой для такого заключения служат следующие факты. Второй толчок основного события, который произошел через 5с. после первого и с которым связаны афтершоки этого сегмента, по силе был наиболее слабым и близ поверхностным (глубина гипоцентра около 5 км). Во время этого толчка возник проходящий близ г. Ванадзор разлом длиной около 10 км. Здесь явно преобладают афтершоки со сдвиговым механизмом. Преобладающая часть гипоцентров афтершоков второго сегмента имеет глубину до 5 км. Не вызывает сомнений также выделение сегмента N 3 (рис. 7.18) как по плотности эпицентров афтершоков, так и по параметрам механизма очагов (сдвиги и сбросы). Этот сегмент отделяется также различием глубин гипоцентров (10-15 км, иногда 20 км) от соседнего сегмента N 2. Имеются временные промежутки, где сейсмическая активность имела место, в основном, только в этом сегменте. По макросейсмическим данным третий, самый сильный и самый глубокий (12-15 км) толчок основного события имел место в восточной части этого сегмента через 14с. после второго толчка. По нашему мнению, от расположения очага этого толчка берет начало также 4-й сегмент, который протягивается на северо-запад (рис. 7.18). На первый взгляд место дискуссиям может дать выделение 4-ого сегмента, поскольку здесь эпицентры афтершоков имеют рассеянный характер (Арефьев и др., 1991; Dorbath et al. 1992). Однако, это можно объяснить наличием здесь малого числа регистрирующих временных сейсмических станций, что не позволило записать слабые (K=6-7) афтершоки, а, во-вторых, низка точность определения параметров толчков. Сегмент N 3 связан с узловой зоной разломов, где пересекаются 2 региональных разлома северо-западного и широтного простирания.

Для изучения динамики развития афтершоковой зоны за последние 26 лет нами использованы следующие важные параметры: количество афтершоков и выделенная энергия, а также ее распределение во времени и в пространстве (по сегментам). Выделение сегментов на основе комплекса данных позволяет предполагать, что в сегментах сейсмичность должна иметь свои отличительные черты. Некоторые условные оценки показателей афтершоков в 4-х сегментах по 3-х степенной шкале: сила (магнитуда), средние глубины гипоцентров афтершоков и изменения количества афтершоков и выделенной энергии приведены в таблице 7.1.

Таблица 7.1. Условные показатели динамики некоторых параметров афтершоковой зоны Спитакского землетрясения 1988г. за 1988-2014гг.

Номер сегмента	Сила отдельных сотрясений основного события	Средние глубины гипоцентров в афтершоко в В км.	Изменение количества афтершоков за периоды активизации				Изменение количества энергии афтершоков за периоды активизации			
			1988 - 1991	1992 - 1995	1996 - 2005	2006 - 2014	1988 - 1991	1992 - 1995	1996 - 2005	2006 - 2014
# 1	2	5-10	3	1	2	2	3	1	2	1
# 2	1	0-5	3	1	2	1	3	1	3	1
# 3	?	10-15	3	1	2	2	3	1	2	2
# 4	3	10-20	2	1	3	2	1	1	3	2

Примечание: 1. Сила отдельных сотрясений (шоки) основного события, а также количество афтершоков и выделенная ими энергия в сегментах условно оценена 3-х степенной шкалой-1 (низкий уровень); 2 (средний); 3 (высокий).

4. Количество афтершоков и выделенной энергии активного периода (1988-1991гг.) не сравнивается с количеством пассивного периода (1992-20014гг.). Показатели "пассивного" периода взяты относительно друг к другу.

3. Во всех 4 сегментах низкое количество афтершоков и выделенной энергии за 1992-1995гг. объясняется регистрацией не всех афтершоков.

Динамика развития количества афтершоков по времени.

Большой интерес представляет определение продолжительности афтершокового процесса, который зависит от магнитуды и глубины основного землетрясения (таблица 7.2). Известно, что среди сейсмологов нет единого мнения в этом вопросе. Даже для Спитакского землетрясения 1988г., который считается одним из подробно изученных землетрясений мира, имеются серьезные

Таблица 7.2. Некоторые данные о сильных землетрясениях Кавказа и об их афтершоках.

#	Название землетр.	Дата землетр.	М	Н км	Данные об афтершоках	Данные о продолжительности афтершоков	Примечания
1.	Дагестанское	14.05.1970	6.6	10	1000 сотр. В первые 4 месяца	20 лет 1970-1991гг.	Интенс. 9 баллов,
2.	Ахалкалакское	13.05.1986	5.8	5	1000 сотр. до 1987г.	-	Интенс. 9 баллов,
3.	Рачинское	29.04.1991	7.0	5-10	3800 сотр. за 29.04.1991-31.08.1991	-	Интенс. 8 баллов, Временные сейс. Станции были сняты в 09.1991
4.	Зангезурское	09.07.1968	5.1	5-10	488 сотр. за 23.07.1968 - 24.10.1968	-	Интенс. 8 баллов, 4 балльное землетр. 07.03.1969
5.	Спитакское	07.12.1988	7.0	10	14000 сотр. за 07.12.1988-01.01.2015	Минимум до 2015г.	Интенс. 9-10 баллов,

разногласия о продолжительности афтершокового процесса. Некоторые специалисты считают, что он давно завершен, а другие утверждают, что процесс пока еще продолжается. После указанного землетрясения прошло более 26 лет, и у нас имеется достаточно данных для утверждения, что афтершоковый процесс продолжается: а) из рис.7.19 очевидно, что до 2015г. афтершоковая активность Спитакского землетрясения не затухла, т.к. не было относительно краткого периода (например полгода), в течение которого бы отсутствовали сотрясения; б) афтершоковой зоне сейсмичность еще не дошла до фоновых значений, установленных по данным за 1962-1988гг. (Мирзоян, Назретян, 2008); в) выделенная энергия и количество слабых землетрясений в прилегающих к эпицентральной зоне областях меньше по сравнению с самой афтершоковой зоной. Следующий важный вывод относится к выделению временных периодов с высокой и слабой активностью афтершокового процесса. Резкое изменение количества афтершоков так велико, что явно можно считать периодом высокой активности интервал времени 07.12.1988-01.01.1992г. Промежуток времени 1992-2015гг. можно считать периодом слабой активности, поскольку в афтершоковой зоне не имели место процессы, сравнимые с 1988-1992годами.

Из рис.7.20 следует, что затухание количества афтершоков сравнительно одинаково во всех сегментах. Наблюдается, что в сегментах, соответствующих глубоким и сильным толчкам основного события, количество афтершоков с $M > 3,0$ сравнительно большое.

Закономерности проявления сравнительно сильных афтершоков не наблюдаются. Таким образом, прогноз сильных толчков только по сейсмическим данным обречен на неудачу. Можно подтвердить лишь известное мнение, согласно которому проявление сравнительно сильных афтершоков более вероятно сразу в первые дни и недели после основного события.

Динамика развития выделенной энергии афтершоков по времени

При изучении особенностей развития афтершоковой зоны важное место уделяется величине выделяемой энергии и динамике ее изменения. Из рис. 7.20 и видно, что основная энергия выделилась в период 07.12.1988-31.12.1991, т.е. когда произошли афтершоки со сравнительно большой магнитудой. Преобладающая часть выделенной суммарной энергии афтершокового

процесса (в данном случае 99%) выделилась в активный афтершоковый период (1988-1992 гг.). С точки зрения выделения энергии сравнительно активным был также 1994 г.

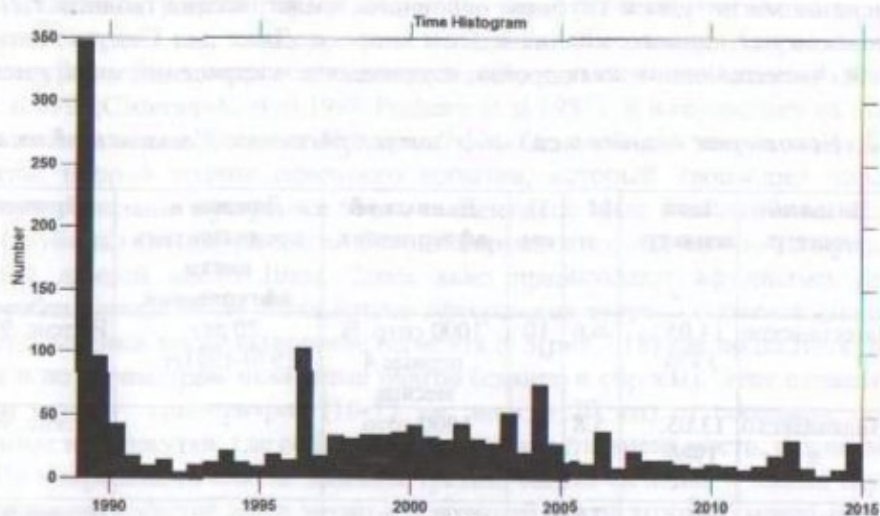
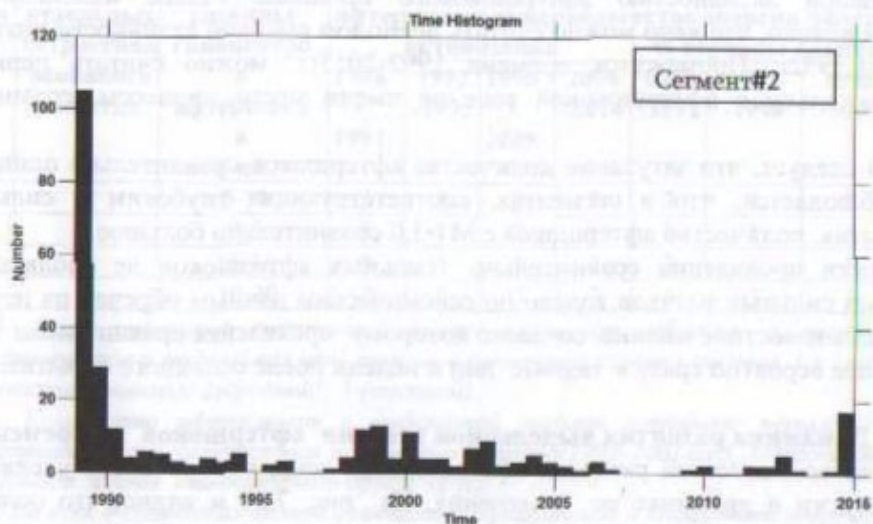
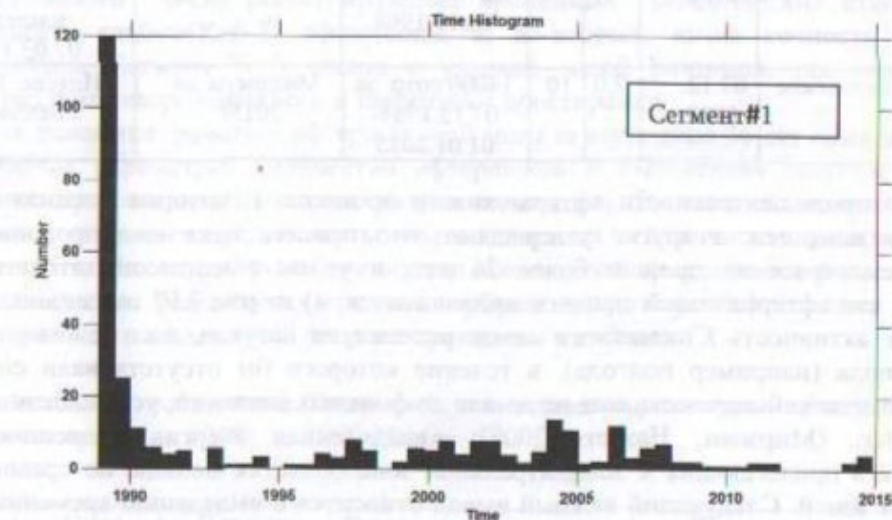


Рис. 7. 19. Гистограмма распределения количества афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. за 1988-2014 гг. Количество землетрясений подсчитано без учета величин магнитуд.



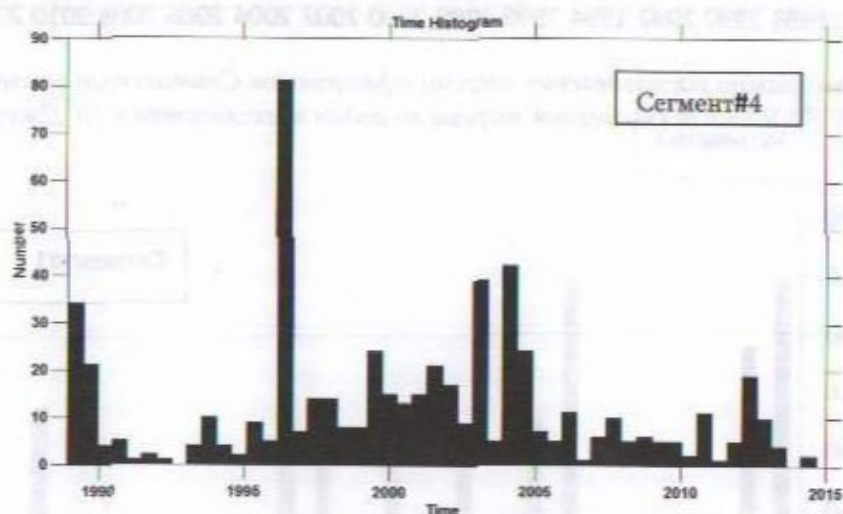
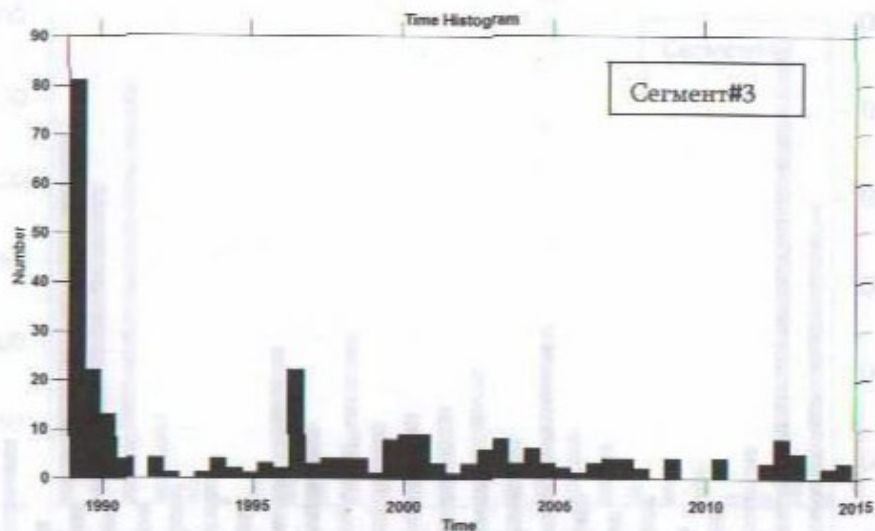


Рис. 7. 20. Гистограммы распределения количества афтершоков Спитакского землетрясения 1988 г. по сегментам за 1988-2014гг.

Определенный интерес представляет распределение выделенной афтершоковой энергии по сегментам (рис.7.21). Заметно, что в сегменте N 1(рис.7.22). выделенная энергия сравнительно велика по сравнению с величиной энергии, выделенной в других сегментах. Если рассчитать всю выделенную энергию вследствие афтершокового процесса и сравнить ее с выделенной энергией при основном толчке (10^{16} Джоуль), то станет ясно, что при основном толчке выделяется 96% накопленной энергии.

Из вышеизложенного следует, что за последние десять лет(2005-2014гг.) количество и выделенной энергии в афтершоковой зоне гораздо больше, чем на прилегающих к ней районах. Это еще одно доказательство того, что афтершоковая активность Спитакского землетрясения 1988г продолжается. Японский сейсмолог Омари (Касахара,1973) заметил, что количество афтершокового времени уменьшается логарифмически, однако, говоря о динамике развития афтершоковой зоны Спитакского землетрясения, это касается только первых лет после землетрясения или активного афтершокового периода.

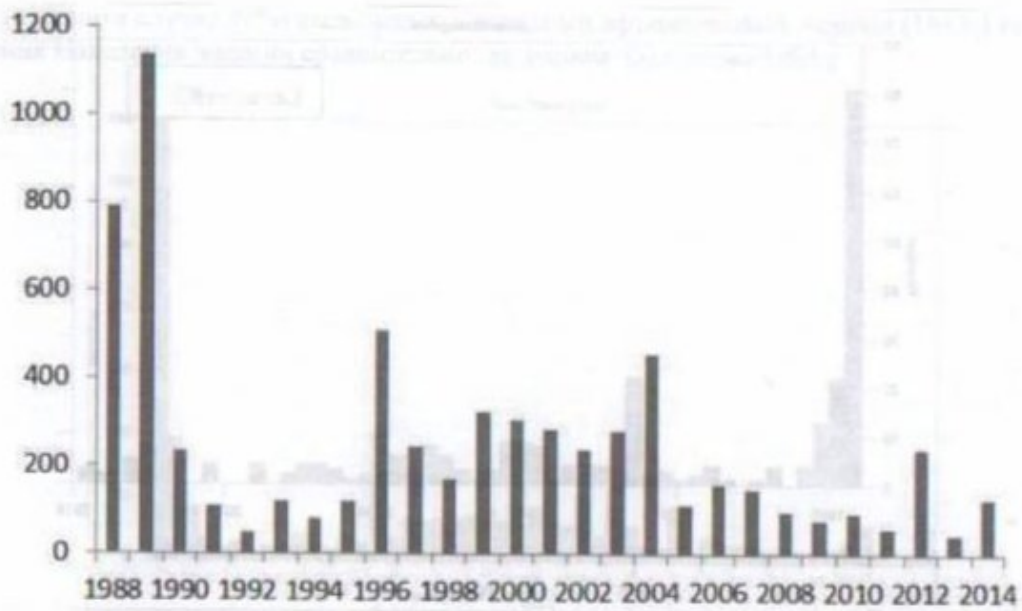
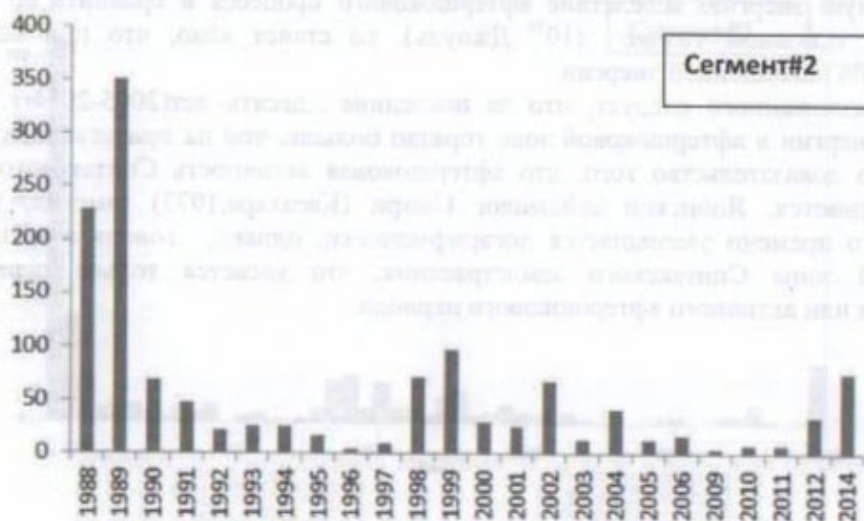
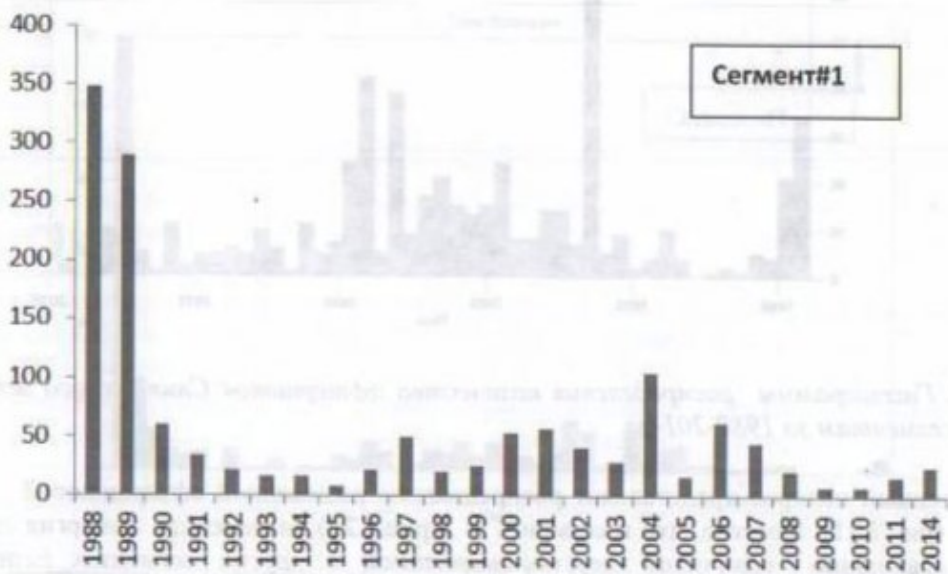


Рис. 7. 21. Гистограмма распределения энергии афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. за 1988-2014 гг. Выделенная суммарная энергия по годам представлена в 10^5 Джоулях.



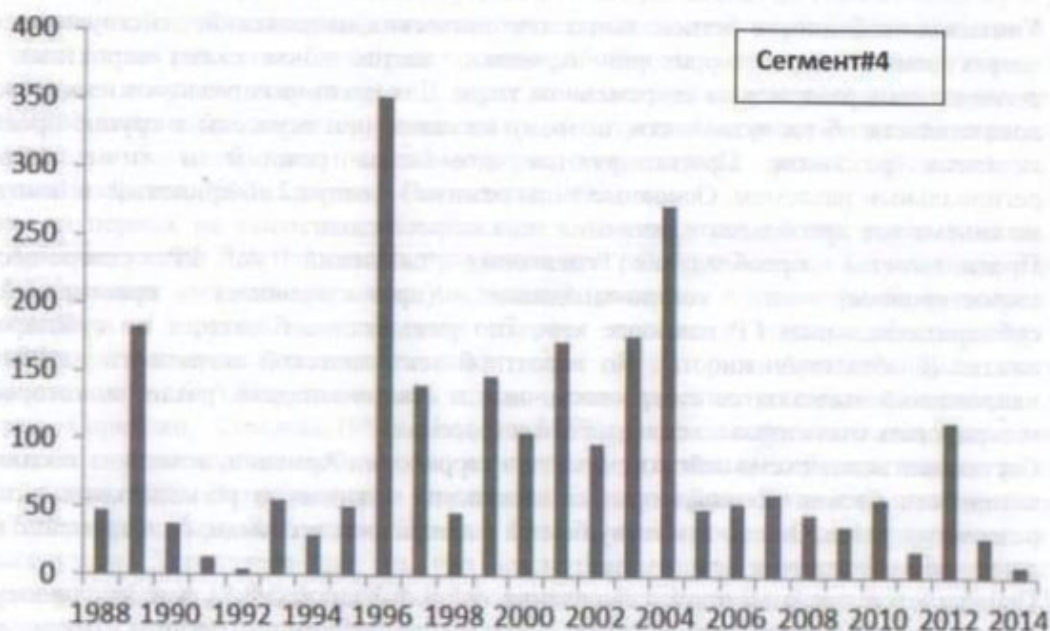
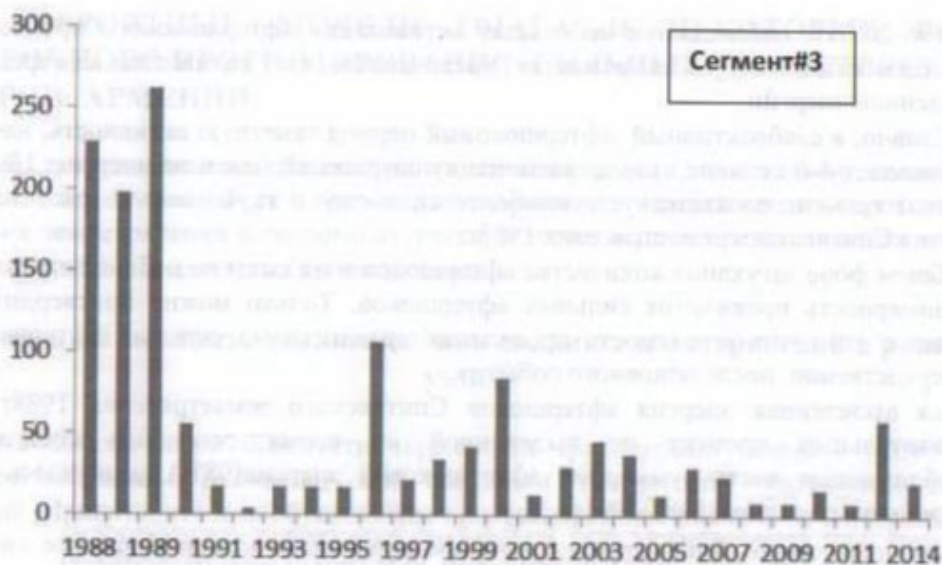


Рис. 7.22. Гистограммы распределения выделенной энергии (10^5 Джоуль) афтершоков Спитакского землетрясения 1988 г. за 1989-2014 гг. по отдельным сегментам.

В таблице 7.2 представлены некоторые данные об афтершоках средних и сильных землетрясений Кавказа, в том числе и о продолжительности афтершокового периода. Только этими данными, включая Спитакское землетрясение 1988 г., трудно сделать заключение о длительности афтершокового периода.

Вышеизложенное позволяет нам сделать некоторые выводы:

- афтершоковая активность Спитакского землетрясения 1988 г. до 2015 г. не затухла, и она продолжается. Процесс разделяется на высокоактивный (1988-1991 г.) и слабоактивный (1992 - по настоящее время) периоды. Выделенные по комплексу данных 4 сегмента афтершоковой зоны за последние 26 лет имеют свои особенности развития.
- По фактическим материалам создается впечатление, что за 1992-1995 гг. во всех 4-х сегментах афтершоковой зоны количество афтершоков и выделяемая ими энергия была низка, что нами объясняется недостатком регистрации афтершоков в существующей в этот период сети сейсмологических наблюдений.

- За 1996-2007гг. наблюдается небольшая активизация афтершокового процесса почти во всех сегментах, которая выражается увеличением как количества афтершоков, так и выделенной энергии.
- Безусловно, в слабоактивный афтершоковый период заметную активность, начиная с 1996 г., проявляет 4-й сегмент, как по количеству сотрясений, так и по энергии. Надо отметить, что этот сегмент соответствует наиболее сильному и глубокому сотрясению основного события Спитакского землетрясения 1988г.
- На общем фоне затухания количества афтершоков и их силы не наблюдается определенная закономерность проявления сильных афтершоков. Только можно подтвердить известное мнение о том, что вероятность проявления сравнительно сильных афтершоков больше непосредственно после основного события.
- Общая выделенная энергия афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. составляет незначительный процент от выделенной во время основного события энергии. Преобладающая часть суммарной афтершоковой энергии(98%) выделилась в активный афтершоковый период(1988-1991гг.).

7.8. Выводы

1. Учитывая особенности региональных тектонических напряжений, действующих в верхних частях земной коры территории Армении, дается новая схема вероятных активных региональных разломов на современном этапе. Для некоторых разломов не имеется прямых доказательств об их активности, поэтому на схеме они отнесены к группе предполагаемо активных разломов. Прогнозируются возможные режимы и типы подвижек по региональным разломам. Основные типы режима - импульсно-криповый и импульсный, а по кинематике преобладают движения типа взбросо-сдвиг.
2. Предполагается преобладание сдвиговых движений по РР северо-восточного (левостороннее) и северо-западного (правостороннее) простираций. По субмеридиональным ГР наиболее вероятно раздвигание блоков, а по субширотным – сжатие (слабая подвижность). По вероятной тектонической активности из РР четырех направлений выделяются северо-восточные и северо-западные разломы, которые могут генерировать относительно сильные землетрясения.
3. Составлена новая схема сейсмогенных зон территории Армении, исходя из тектонической активности блоков земной коры, сейсмической активности региональных разломов и разломных узлов. Она по существу близка к аналогичным схемам, одновременно имеются существенные отличия между ними.
4. Предлагается новая методика выделения сейсмогенерирующих зон на основе анализа сейсмического режима до и после сильного землетрясения региона. После сильного землетрясения в регионе вследствие резкого изменения напряженного состояния за короткий период происходят для территории нехарактерные по частоте слабые и значительные землетрясения в разных районах, в том числе и известных очаговых зонах. Вероятно, что в будущем подготовка нового сильного землетрясения будет именно в одном из этих активизированных районов, т.е. в сейсмогенных зонах. В настоящее время трудно указать именно тот район, где произойдет будущее сильное землетрясение. Но, весьма вероятно то, что все эти районы (зоны разломов и их узлов) являются наиболее потенциально опасными участками региона.
5. Афтершоковая зона Спитакского землетрясения 1988г. разными специалистами разделяется на сегменты с разными сейсмологическими характеристиками. Нами доказываем, что афтершоковая активность продолжается. Процесс разделяется на высокоактивный (1988-1991г.) и слабоактивный (1992 - по настоящее время) периоды.
6. Общая выделенная энергия афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. вплоть до 2015г. составляет незначительный процент от выделенной во время основного события энергии. Преобладающая часть суммарной афтершоковой энергии(98%) выделилась в активный афтершоковый период(1988-1991гг.).

ГЛАВА 8. ВЕРОЯТНЫЕ МОДЕЛИ ОЧАГА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СРЕДНЕСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

В данной главе сделана попытка выбора и адаптации модели возникновения очагов сильных землетрясений в земной коре территории Армении, предлагается вероятная модель возникновения землетрясений в разломных узлах, и на их основе представляются возможности некоторых методов долгосрочного сейсмопрогноза.

8.1. Возможный механизм возникновения сильных землетрясений в разломных узлах

При оценке сейсмической опасности территории традиционно большое место уделяется активным региональным разломам, как основным генераторам умеренных и сильных землетрясений. Принято, что ими обусловлены пространственное положение и потенциал сейсмогенерирующих зон, особенности проявления сильных землетрясений, в том числе во времени и др. Однако, часто не учитывается роль разломных узлов в сейсмичности, как самостоятельных, отличных от разломов структур, генерирующих землетрясения. Разломные узлы (районы пересечения двух и более региональных внутриплитовых разломов) по геологическому строению и по геодинамике являются специфическими участками земной коры, отличающимися как от блоков, так и от зон разломов. Они представляют собой зоны соприкосновения четырех и более блоков, которые могут отличаться друг от друга по геологическому строению, истории развития, тектонической активности, характеру движения и др. Эти особые участки земной коры не могут не представлять большой практический интерес, как с точки зрения сейсмичности, так и магматизма (Назаретян, 1987; Trifonov, Bayraktutan, 1993).

Одним из первых на высокую сейсмическую активность разломных узлов Кавказа, в том числе и Армении указал Л.А.Варданянц, приурочивший ряд групп очагов сильных землетрясений к зонам пересечения молодых и древних дислокаций (разломов и надвигов). В последующем эту идею развивали и другие исследователи. Первая полная и научно обоснованная схема сейсмоактивных разломных (дизъюнктивных) узлов территории Армении была составлена А.А.Габриеляном и С.А.Пирузяном на основе геологических и сейсмологических данных (Габриелян, Саркисян, Симонян, 1981; Пирузян, 1969). Затем геофизическими данными была подтверждена достоверность этой схемы и выделен ряд новых сейсмоактивных разломных узлов (Назаретян, 198). В предыдущем параграфе было показано, что сильные землетрясения Двина, Лениакана, Ани, Зангезура, Дигора, Севана, Вайоцзора и др. приурочены к зонам разломных узлов. Характерно еще то, что землетрясения максимальной интенсивности для территории республики (8-9 баллов) без исключения пространственно связаны с узлами. Однако остается неясным механизм возникновения сильных землетрясений в узловых зонах.

Строение разломных узлов

Узлы могут образоваться при пересечении разных типов и рангов разломов (Назаретян, 2002). С точки зрения сеймотектоники определенный интерес представляют региональные разломы, а из них - сдвиги и их комбинации, взбросы и надвиги. Разломные узлы, генерирующие умеренные и сильные землетрясения в плане должны иметь сравнительно небольшие размеры, т.к. сейсмоактивные разломы имеют узкие зоны. Таким образом, разломные узлы, генерирующие умеренные и сильные землетрясения, в плане должны иметь сравнительно небольшие размеры. Конкретные размеры узлов зависят от ранга и типа пересекающихся разломов. При пересечении разломов разного ранга, размеры узла зависят от ширины зоны разлома высокого ранга. Глубина разломного узла зависит от глубины пересекающихся разломов и соответствует глубине того разлома, ниже которого прекращается существование узла.

Ранг и тип разломных узлов

Ранг узла напрямую зависит от ранга пересекающихся разломов. Самый высокий ранг внутриплитового разломного узла образуется при пересечении граничных разломов (разделяют главные микроплиты). При пересечении граничного разлома с любым другим разломом или разломами образуется узел более низкого ранга. Следующим рангом будет узел, образованный от

пересечения граничных (I ранг) и межблоковых (разделяют главные блоки) разломов и т.п. В качестве примера ранжирования разломов таким подходом взята Восточная Анатолия (рис. 8.1). В Восточной Анатолии самый высокий ранг имеет разломный узел вблизи населенного пункта Варто, который образован от пересечения Северо-Анатолийского разлома с Восточно-Анатолийским. Спитакский разломный узел имеет следующий по порядку ранг и т.п. (Назаретян, 1987). Типы узлов зависят от кинематики разломов. С точки зрения сейсмотектоники особый интерес представляют сдвиги (их комбинации), взбросы, а в отдельных случаях - надвиги. Для генерации сильных землетрясений, в обязательном порядке в составе разломного узла должен присутствовать сдвиг (или его комбинация). При наличии разломов только с вертикальными движениями о сейсмической активности узла речи и быть не может. Узлы, образованные от пересечения разломов высокого и низкого рангов, могут в течение времени ликвидироваться вследствие тектонической активности разлома высокого ранга, когда отдельные фрагменты разлома низкого ранга в течение времени достаточно удаляются друг от друга (рис. 8.2). Таким механизмом объясняется формирование Т-образной системы разломов и резкое "затухание" или ограничение одного разлома другим.

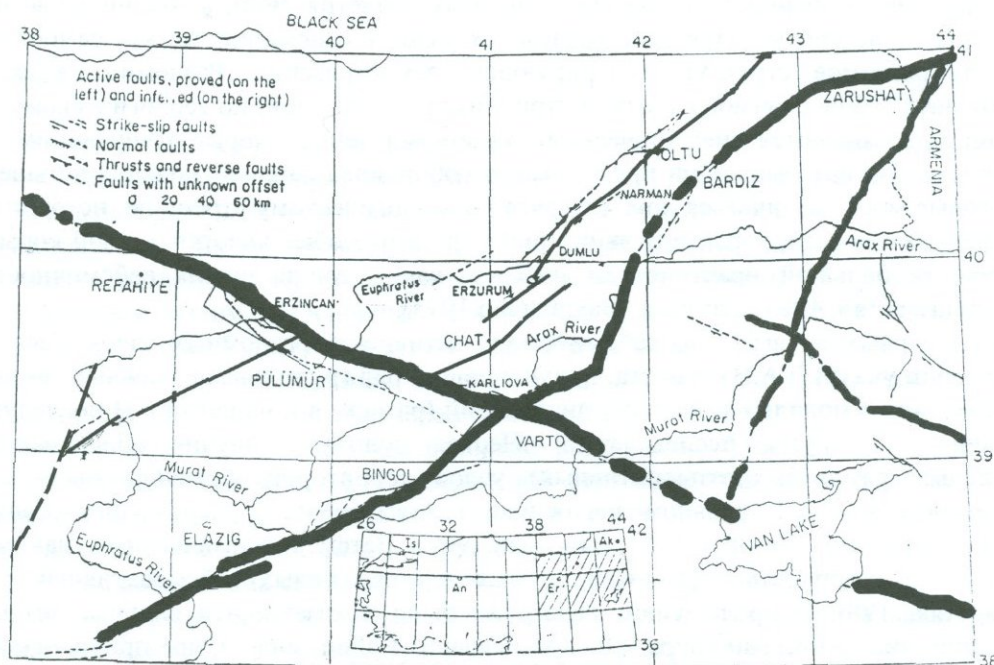


Рис. 8.1. Классификация разломных узлов на примере карты активных разломов Восточной Анатолии (Trifonov, Bayraktutan, 1993). Более толстые линии указывают высокий ранг разлома и узла.

При отсутствии на поверхности земли четких тектонических признаков активных разломных узлов, для их выявления можно использовать сейсмологические данные. Наличие в одном и том же месте вытянутых изосейст сильных землетрясений или зон афтершоковой активности разных направлений свидетельствует о существовании разломного узла. Ярким примером сказанного служит район сильных Газлийских землетрясений 1976 г. (рис. 8.3)

Характер и режим движений в разломных узлах

Движение блоков (их минимум 4) в зоне разломных узлов очень сложное. Оно зависит от многих факторов: ранга и типа узла, его глубинности, активности разломов и др. Исходя из направления региональных тектонических напряжений действующих в верхних частях земной коры, можно определить возможные направления движений по разломам узла. Более сложно определение режима движений. Но логично утверждать, что наиболее преобладающим типом режима движения будет импульсный, редко-импульсно-криповый. Во всяком случае, криповые движения в разломном узле мало вероятны.

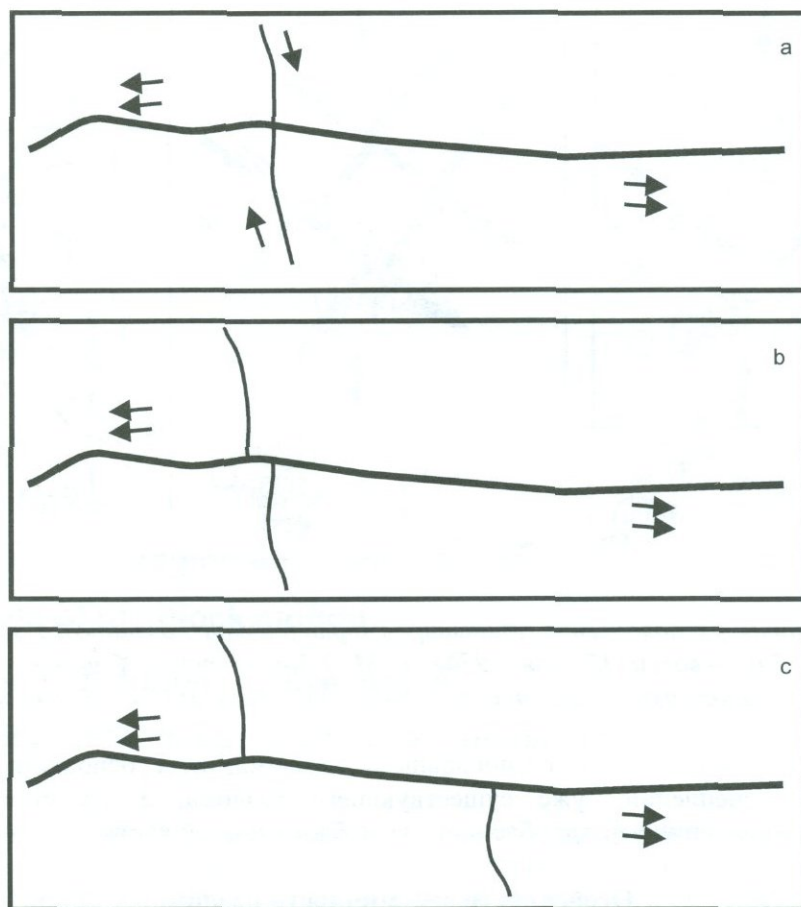


Рис. 8.2. Схема ликвидации разломного узла, образованная от пересечения разломов низкого (отмечен тонкой линией) и высокого ранга (отмечен жирной линией). Действующие активные горизонтальные движения указаны двойной стрелкой, а менее активные - одной стрелкой.

Механизм возникновения сильных землетрясений в разломных узлах

Накопление напряжений в разломных узлах зависит от многих факторов: ранга и типа самого узла, направления региональных тектонических напряжений, физико-механических свойств среды и др. Основные тектонические напряжения в узле могут накапливаться при горизонтальных и сложных (горизонтально-вертикальных) движениях. Трудно представить накопление больших напряжений вследствие только вертикальных движений, т.к. в этом случае узел будет представлять собой зону дробления горных пород.

Нами предложен вероятный механизм возникновения сильных землетрясений в разломных узлах. Сущность предложенного механизма заключается в следующем. Если минимум по двум разломам происходят горизонтальные движения блоков, то в какой-то период по одному разлому движение становится относительно быстрым, вследствие чего блок, ограниченный этим разломом "перекрывает" путь движения другого блока. При активизации последнего возможно накопление больших напряжений до той поры, пока не будет разрушен край ограждающего блока (рис. 8.4А). В дальнейшем другими специалистами полевыми исследованиями в районе Северо-Анатолийского разлома была подтверждена достоверность предложенного механизма (рис. 8.4Б).

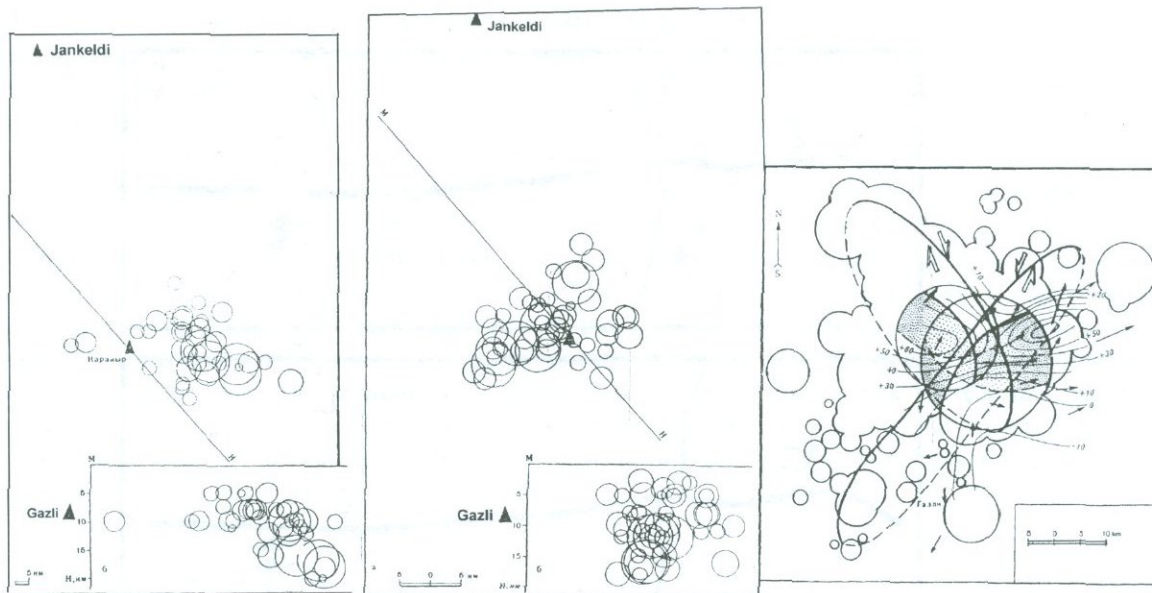


Рис. 8.3. *Карты расположения эпицентров афтершоков Газлийского землетрясения 8 апреля 1976г. с $M=7.0$ (слева) и 17 мая 1976г. с $M=7.3$ (в центре), а также сеймотектоническая ситуация разломного узла после этих землетрясений(справа) (Газлийские землетрясения, 1984).*

Землетрясения, связанные с региональными разломами, в основном являются следствием преодоления “сцеплений” уже существующего разлома, а землетрясения узловой зоны — следствием разрушения нераздробленного края блока земной коры.

Особенности сейсмичности разломных узлов

Основные особенности землетрясений, связанных с разломным узлом, обусловлены механизмом их возникновения. Как известно, землетрясения, связанные с разломом, следствие преодоления сцеплений бортов уже существующего разлома, а в узловой зоне землетрясения следствие разрушения нераздробленного (“нетронутого”) края блока земной коры.

Рассмотрим некоторые особенности проявления сильных землетрясений в узловых зонах.

Повторяемость землетрясений в значительной мере зависит от процесса накопления напряжений (величины и скорости), от механических свойств горных пород узловой зоны. Процесс накопления напряжения в течение времени меняется, так как он зависит от активности (движения) блоков, а скорость движения не может быть постоянной. После сильного землетрясения в узловой зоне в значительном объеме будут появляться остаточные деформации, т. е. изменится среда. Следовательно, периодичность проявления сильных землетрясений в зоне разломного узла маловероятна.

Сила землетрясений. В разломных узлах возможно накопление более больших напряжений, чем в зонах разломов. Максимальная магнитуда землетрясений находится в прямой зависимости от ранга узла. При одинаковом ранге отдельного разлома и разломов составляющих узел, максимальная сила землетрясений, генетически связанных с узлом, будет больше, чем с отдельным разломом. Эта закономерность четко установлена на территории Кавказа. Вдоль одного и того же разлома наиболее высокосейсмичные участки совпадают с разломными узлами [4]. Наличием сейсмоактивных разломных узлов теряет однозначность известный тезис о том, что рангом разлома обусловлена сила землетрясения.

Роль разломного узла как генератора сильных землетрясений будет очевидна, когда узел образован от пересечения разломов одинакового ранга. Если разница рангов пересекающихся разломов большая, тогда роль узла не будет так заметна, т.к. на первый план выдвигается роль разломов высокого ранга. Но независимо от этого, разломные узлы будут иметь свою, хотя бы скромную, роль в сейсмичности. Исходя из этих же соображений, можно предполагать, что отношение числа сильных землетрясений к числу слабых в узловой зоне будет больше, чем в зоне разлома.

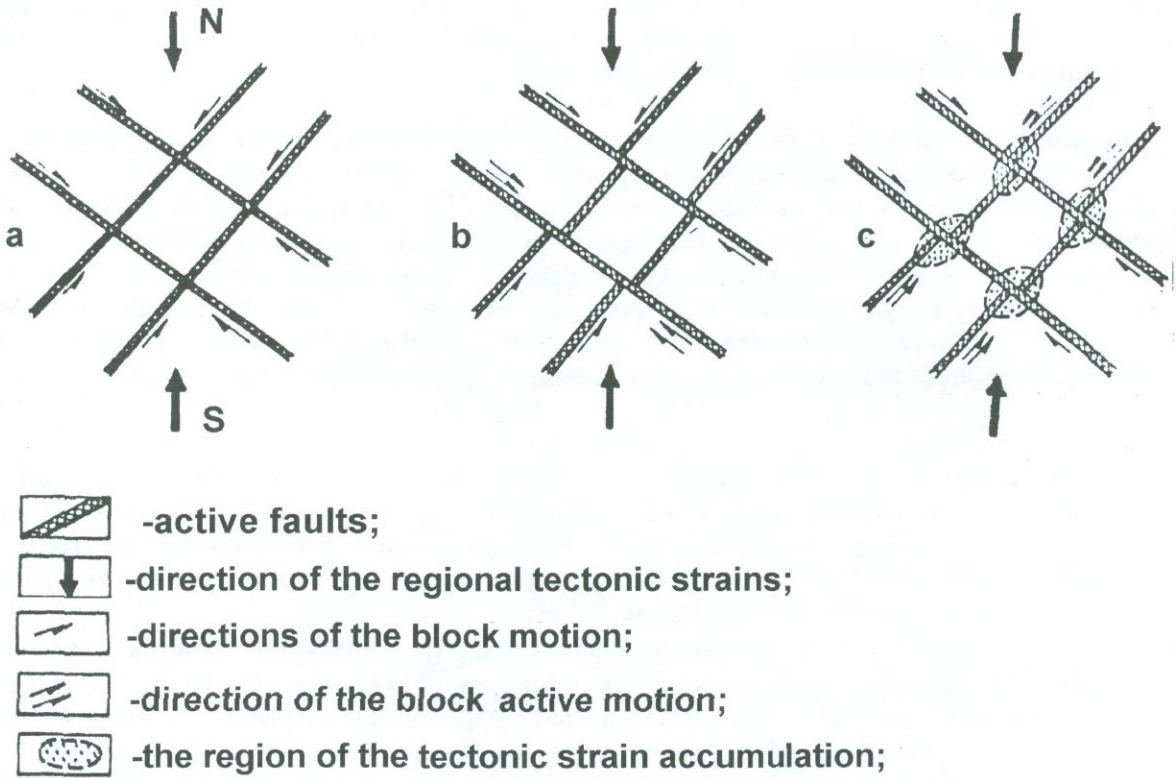


Рис. 8.4. Вероятный механизм возникновения сильных землетрясений в разломном узле (Назаретян, 1987). На рисунке показаны: 1 - зоны активных РР; 2 - сжимающие силы субмеридионального направления, действующие в верхних частях земной коры территории Армении; 3 - направление вероятного горизонтального движения блоков; 4 - направление вероятного интенсивного горизонтального движения блока; 5 - район возможного накопления больших тектонических напряжений (эпицентральная зона землетрясения).

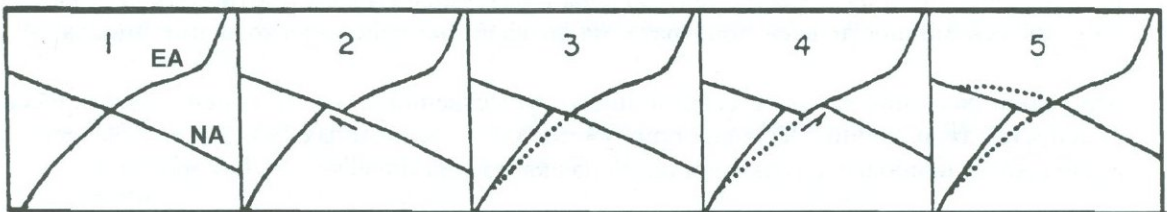


Рис. 8.5. Одно из подтверждений полевыми исследованиями достоверности предложенного на рис. 8.4 вероятного механизма образования сильного землетрясения в разломном узле (Trifonov, Bayraktutan, 1993) в зоне Ерзинджанского узла. Буквами обозначены разломы: NA - Северо-Анатолийский, EA - Восточно-Анатолийский

Время подготовки землетрясения и его сила при предложенном механизме не будут сильно зависеть от размеров блоков или глубинных разломов. Механизмом возникновения землетрясений в узлах объясняется наличие в регионах изолированных, изометрических очаговых зон. Часто разломные узлы контролируют сейсмичность вдоль региональных разломов, расчлняя их на фрагменты с разной степенью сейсмической активности. В этой связи неоднозначно известное утверждение, согласно которому, если вдоль зоны разлома имеются одиночные высокосейсмичные участки, то весь разлом является сейсмически активным минимумом данного уровня, так как эти сейсмоактивные участки могут быть связаны с разломными узлами.

Направлений вытянутости изосейст и афтершоковой области землетрясений разломного узла может быть несколько в зависимости от количества активных разломов, входящих в его состав. Только сейсмоактивным разломным узлом можно объяснить наличие в одном и том же месте

вытянутых изосейст и линейных зон афтершоков, оси которых между собой составляют угол, близкий к перпендикулярному. Наглядным примером сказанного служат Газлийские землетрясения 1976г. (Газлийские землетрясения, 1984).

Влияние активных разломных узлов на оценку сейсмической опасности территории

При учете вышеотмеченных особенностей существенно меняется морфология и значение потенциала сейсмических зон на карте районирования. Так, на карте, наряду с вытянутыми сейсмическими зонами, появляются небольшие по площади квазиизометрические участки относительно высокой сейсмичности. Такой подход имеет существенное значение при сейсмрайонировании густонаселенных территорий. С учетом особенностей сейсмичности разломных узлов на рис. 8.6 показана карта сейсмогенных зон и сейсмического районирования, которая существенно отличается от традиционных карт без учета влияния сейсмических узлов.

Выводы:

- активные разломные узлы наряду с активными региональными разломами и блоками необходимо включить в число вероятных сейсмогенерирующих элементов земной коры. Часто разломные узлы контролируют дифференциацию региональных разломов по сейсмичности вдоль простирания, т.е. они служат границами между фрагментами разной сейсмичности одного и того же разлома.
- Роль разломного узла в генерации сильных землетрясений особо заметна, когда узел образован от пересечения разломов одинакового порядка. В остальных случаях сейсмичность узла будет обусловлена ролью разлома высокого ранга. В зависимости от количества и направлений активных разломов, входящих в состав узла, может быть несколько направлений вытянутости очаговой зоны (следовательно, афтершоковой области и изосейст).
- Сейсмичность разломного узла и связанные с ней сильные землетрясения имеют свои особенности, обусловленные механизмом их возникновения. Землетрясения узловой зоны являются следствием только горизонтальных и горизонтально-вертикальных региональных напряжений, а не вертикальных. Этим фиксируется ареал их распространения, т.е. землетрясения и их афтершоки не мигрируют на большие расстояния от узла.
- Наиболее сейсмоактивные (как по силе, так и по частоте землетрясений) участки вдоль регионального разлома обычно приурочены к разломным узлам, и относить этот высокий уровень сейсмичности всей зоне разлома (в качестве сейсмического потенциала M_{max}), ошибочно.
- Учет роли разломного узла в сейсмичности существенно влияет на оценку сейсмической опасности территории. Только при учете роли разломных узлов в сейсмичности составляется наиболее детальная и надежная карта сейсмического районирования.

8.2. Выбор и адаптация модели очага сильных землетрясений территории Армении.

Для установления возможностей прогнозирования сильных землетрясений территории Армении особое место занимает выбор модели очага. Под моделью очага обычно подразумевают описание процессов, предшествующих основному сейсмическому событию (образование магистрального разлома), сопровождающих его и следующих за ним. Даже при наличии современной густой сети многопараметровых наблюдений системы оперативного сбора и обработки информации, не зная хотя бы в первом приближении основные черты процессов, предшествующих сильному толчку, трудно говорить о надежном сейсмопрогнозе. На основе зарегистрированных аномалий разных полей (геофизических, деформационных, геохимических и др.) весьма трудно определить место, время и силу будущего землетрясения, если неизвестны процессы, происходящие в очаге будущего землетрясения. К сожалению, специалисты этому вопросу уделили мало внимания. Для выбора наиболее подходящей условиям Армении модели очага, необходимо собрать множество данных из разных областей геологии и геофизики. Причем надежность этих данных может быть спорной. Ниже предлагается основная база данных для выбора модели очага сильных землетрясений ($M \geq 5,0$) территории Армении (Nazaretyan, 201).

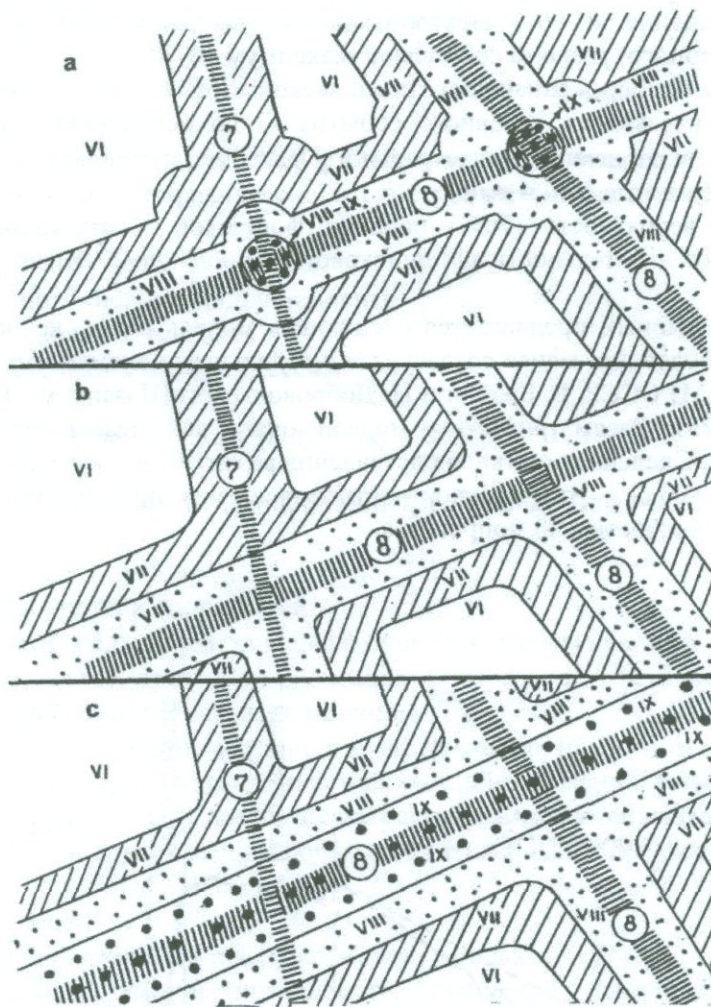


Рис. 8.6. Пример оценки сейсмической опасности с учетом роли разломных узлов в сейсмичности (а) и без учета (в;с). На рисунке арабскими цифрами оценен сейсмический потенциал разломов в баллах по шкале MSK-64, а римскими - сейсмичность зон.

1. Территория Армении входит в зону коллизии Аравийской и Евразийской плит, где действуют субмеридиональные силы сжатия.
2. Земная кора сильно раздроблена на блоки размерами 30-50 км.
3. Сеть региональных разломов земной коры Армении насыщена, поэтому при тектонических напряжениях любого направления образование новых разломов исключается. Возможна унаследованная активизация разломов по фрагментам существующих разломов.
4. Границы блоков (разломы) имеют угол наклона 50° - 80° , а ширина зон региональных разломов не превышает 10 км.
5. По региональным разломам возможны подвижки как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, причем амплитуда вертикальных движений больше горизонтальных.
6. Среди региональных разломов преобладают взбросо-сдвиги, слабо развиты "чистые" сбросы, надвиги и сдвиги.
7. Основные типы режима движения по разломам - импульсный и импульсно-криповый.
8. Сильные ($M \geq 5.5$) землетрясения в основном расположены на глубинах до 15 км, а сейсмогенный слой имеет глубину 0-30 км.
9. Максимальная магнитуда землетрясений составляет 7,5.
10. Время подготовки сильного землетрясения - десятки и сотни лет.
11. Периодичность проявления землетрясений в очаговых зонах отсутствует.
12. Наиболее крупные очаги имеют приблизительный размер: ширину 10 км и длину 60 км

13. По параметрам механизмов очагов вероятные разрывы имеют СВ и СЗ простирания с углом падения 50° - 80° . Вектор сжатия - субмеридиональный. Длина магистрального (обновленного) разлома составляет максимум 50-70 км.
14. Возможна одновременная подготовка нескольких очагов землетрясений в регионе.
15. Продолжительность основного события - до нескольких десятков секунд (40-50), а скорость вспаривания магистрального разлома составляет в среднем $\sim 2,5$ км/сек. (мировые данные 1,4 - 4 км/с).
16. Большая вероятность (70%) наличия форшоков землетрясений и 100% наличие афтершоков. Длительности афтершокового периода до 20-50 лет, а активного периода - 3 лет.

На основе этих данных предлагается следующая модель очага, которая состоит из четырех стадий (рис.8.7) и более или менее согласуется с отдельными элементами известных моделей Ю. Ризниченко, ИФЗ АН СССР, Б. Брэйди и И. Добровольского (Назаретян, 1998; Добровольски, 1999; Scholz et al., 1973). Рассматриваются модели очага как отдельного землетрясения, так и нескольких очагов. Сделана попытка представления развития процессов в будущей очаговой зоне, дается продолжительность этапа, вероятность проявления предвестников землетрясения и др. Дается оценка возможности сейсмопрогноза.

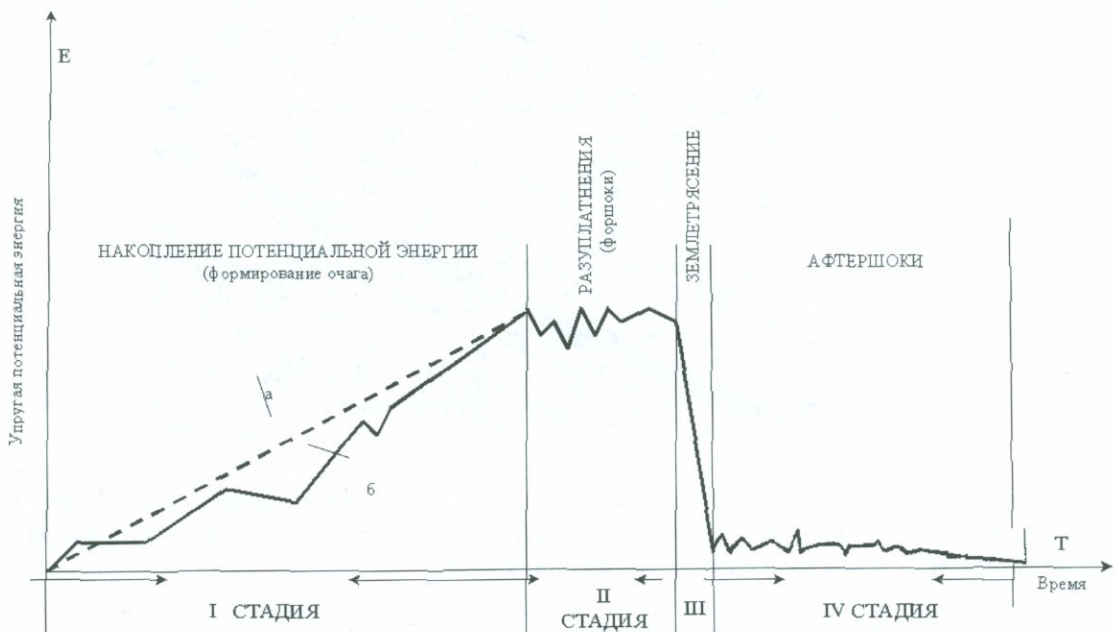


Рис. 8.7. Основные стадии развития модели очага сильных землетрясений территории Армении

Основные стадии модели очага

Согласно предложенной модели выделяются четыре основные стадии развития.

I. Стадия накопления (сцепление, накопление упругой потенциальной энергии, образование и развитие неоднородностей, формирование будущего очага)

Развитие:

A. При подготовке одного очага сильного землетрясения:

- сцепления в зоне разлома
- медленное накопление упругой потенциальной энергии
- консолидация среды и дилатансионное упрочение
- рост объема очага
- накопление энергии до критического уровня

B. При подготовке нескольких очагов:

- прекращение или резкое замедление движений по разломам
- формирование основного очага
- формирование других очагов слабых землетрясений

- релаксация напряжений в некоторых очагах (фоновая сейсмичность)
- большая часть территории ведет себя как «сплошная» среда.

Продолжительность:

- десятки и сотни лет ($5,5 \leq M \leq 7,0$)
- сотни и тысячи лет ($M \geq 7,1$)
- **Предвестники (долгосрочные)** V_p/V_s , сейсмическое затишье, смещение земной поверхности, коэффициента b , геофизические, параметров механизма очага.

Возможность сейсмопрогноза:

- местоположение очага - более или менее
- время возникновения – невозможно установить
- магнитуда – невозможно установить

Время проявления предвестника T определяется:

$$\lg T = 0,685 M - 1,57 \text{ (в сутках) (Scholz et al., 1973)}$$

II. Стадия разуплотнения (дилатансия и диффузия, трещинообразование, разрушение пород очага)

Развитие:

- прекращение роста упругих напряжений
- снижение хрупкости среды вследствие диффузии воды в очаговую зону
- резкий рост количества трещин, ориентация которых во времени приближается к простиранию будущего магистрального разлома
- быстротечные, активные, часто труднопрогнозируемые или непрогнозируемые процессы в будущей очаговой зоне (рост объема, неустойчивость напряжений, изменение физических и других свойств горных пород, движение масс и т.п.)
- появление форшоков и других среднесрочных и краткосрочных предвестников.

Продолжительность:

- до нескольких недель
- может быть очень коротким или практически отсутствовать

Предвестники: наклоны земной поверхности, смещение поверхности, деформации, геофизические, геохимические, гидродинамические, атмосферные, акустические, форшоки, микросейсмичность (рой землетрясений), механизм очага.

Возможность сейсмопрогноза:

место - наиболее точно устанавливается форшоками и по распределению интенсивности предвестников на поверхности.

Сила - возможно определение по интенсивности предвестников.

Время - достоверно по лавинообразному росту количества предвестников, рою слабых толчков.

III. Стадия – образование магистрального разлома

Развитие:

- одноактное или многоактное образование магистрального разлома за короткий период времени, высвобождение основной части накопленной энергии, импульсное перемещение блоков по разлому
- раздробление горных пород зоны разлома

Продолжительность:

- часто до 2-х минут, возможны относительные перерывы между актами образования отдельных фрагментов магистрального разлома
- скорость вспаривания разрыва ~ 2.5 км/с.

Движения по разлому:

- одновременно вертикальные и горизонтальные (взбросо-сдвиг) с преобладанием амплитуды вертикального движения.
- Возникновение взбросо-сдвига.

IV Стадия афтершоковой активности («Шлифовка» зоны разлома, постепенное «залечение» внеразломной области очага)

Развитие:

А. Очаговой зоны:

- Большая частота афтершоков, особенно за активный цикла(первые 3 года).
- Наиболее сильные афтершоки (первые часы или дни).
- Общая тенденция уменьшения количества афтершоков во времени с отдельными периодами активизации(после 3 лет), локализация области.

Б. Региона:

- Появление относительно слабых землетрясений в других очаговых зонах (сейсмическая активизация региона, превышающая фон).
- Явление «концерта» землетрясений.
- Большая вероятность подготовки следующего сильного землетрясения в одном из этих активизированных очаговых зонах региона.
- **Продолжительность периода:** 20-50 лет, а активного цикла – до 3 лет.
- **Движения по разлому:** незначительные, постепенное обратное, особенно вертикальное, движение и стабилизация, афтершоки не увеличивают амплитуду перемещений по разлому.

8.3. Предвестник “сейсмическое затишье”

Сейсмическое затишье относится, в основном, к числу среднесрочных предвестников, хотя ему уделяется большое место и при краткосрочном прогнозе. Известно, что нет четкой формулировки предвестника “сейсмическое затишье”, его иногда путают с предвестником “сейсмическая брешь”. Сейсмическое затишье как предвестник сильного землетрясения широко применяется многими учеными во многих регионах мира.

На Кавказе не уделялось специального внимания этому важному предвестнику. Специалисты, решая задачи, связанные с сейсмическими предвестниками или сейсмическим режимом, более или менее занимались качественным выявлением явления сейсмического затишья. В последние десятилетия повышенный интерес к явлению сейсмического затишья, так же как и попытки его количественной оценки в разных регионах Земли, явились основой для нас, чтобы специально заняться этой проблемой. Впервые явление сейсмического затишья в 1965г. обнаружил японский сейсмолог Инуей перед несколькими землетрясениями Японии. Далее оно вызвало большой интерес у специалистов, но на первом этапе сейсмологи практически не отличили сейсмическое затишье от сейсмической бреши. Проявление предвестника сейсмического затишья Г.А.Соболев объясняет тем, что исходя из закономерностей накопления напряжений в активных разломах, можно предположить, что на их концах существуют высокие напряжения из-за произошедших землетрясений, которые увеличивают вероятность последующих сейсмических событий в этих местах (Соболев,1993). И.Л.Нерсесов находил, что в общей системе сейсмического режима сейсмическое затишье перед сильным землетрясением выделяется как ослабление сейсмической активности перед главным разрывообразованием (Нерсесов,1976).

Н.К. Карапетян, исследуя сейсмический режим в районе гор. Эрзинджан, отмечает, что не наблюдается четких фаз повторяемости сильных землетрясений, но фазы сейсмической активности отделяются друг от друга проявлениями сейсмической бреши.

Э. Геодакян, применяя метод, предложенный И. Нерсесовым, провел исследования по особенностям сейсмического затишья, которые в основном были направлены на пространственно-временные особенности наблюдаемой слабой сейсмичности перед землетрясением с энергетическим классом $K \geq 11$ в Джавахетской сейсмоактивной зоне. В результате исследований для периода времени с декабря 1980г. по декабрь 1982г., довольно хорошо выделялись сейсмические затишья перед пятью землетрясениями с энергетическим классом $K \geq 11$, которые проявляются дефицитом землетрясений с энергетическим классом $K \geq 7$ (Геодакян,1987).

Исследования особенностей сейсмического затишья со стороны С.Н. Назаретяна проводились в основном с целью объяснения схем развития сейсмического режима перед сильными землетрясениями в вероятных сейсмогенных зонах, т.е. чтобы выяснить, будет ли в очаговой зоне наблюдаться затишье микросейсмических толчков перед сильным землетрясением или наоборот, будут ли в форшоковой фазе активизироваться слабые толчки, тем самым увеличивая опасность сильного толчка(Назаретян,1984)?

А.С. Караханян выделяет две фазы проявления сейсмического затишья: а) первая фаза накопления напряжений, которая приводит к частичному проявлению сейсмического затишья в общей сейсмогенной зоне; б) фаза накопления упругих напряжений в сейсмогенных зонах, где

“готовится” землетрясение, так же как и проявляется полное сейсмическое затишье вдоль всего активного разлома (рис. 8.8).

В работах по ретроспективным исследованиям Спитакского землетрясения 1988г. со стороны С.Ю.Баласаняна и др. отмечается факт проявления сейсмического затишья (рис. 8.9).

А.Аракелян и А.Мартirosян, исследуя сейсмический режим Армянского нагорья, по данным с 1976-1996гг., отметили некоторые особенности перед тремя землетрясениями с $M > 6.5$. С их стороны выделение сейсмически активных и пассивных зон проводилось методом вероятностной оценки, для чего использовалось распределение Пуассона, чтобы сравнить сейсмичность конкретной территории за определенный период времени с долгосрочной сейсмичностью той же территории (рис. 8.10). Было показано, что перед сильным землетрясением Чалдырана 1976г., начиная с 1972г. в очаговой зоне наблюдается сейсмическая пассивность, хотя это не означает, что зона не активна, просто она оценена как пассивная по сравнению с долгосрочным сейсмическим режимом той же зоны.

С. Маргарян определил предвестник сейсмического затишья как изменение сейсмического режима в определенных районах в рамках сейсмоактивных зон, которое проявляется резким уменьшением количества землетрясений и снижением их магнитуды.

В вышеуказанных работах исследования проводились с целью выявления пространственно-временных особенностей слабой сейсмичности различных сейсмоактивных зонах. Даны различные толкования тому или иному проявлению слабой сейсмичности, исходя из представленных для исследований фактических материалов и выбора методики. Очевидно, что исходя из пространственно-временных особенностей слабой сейсмичности, различные авторы дали различные определения одному и тому же явлению. Во многих случаях не возможно четко выделить исследуемое явление по представленным материалам.

В частности, не существует четкого количественного обоснования и определения для понятия “сейсмическое затишье”. Во многих случаях понятия “сейсмическая брешь” и “сейсмическое затишье” не разъединяют. Никто специально не занимался изучением сейсмического затишья на исследуемой территории. Хотя большинство специалистов считают его эффективным предвестником сильного землетрясения, очень часто специалисты, решая вопросы, связанные с сейсмическим режимом, параллельно занимались также выделением зон сейсмического затишья, в основном делая упор на динамику сейсмических воздействий в очаговых зонах сильных землетрясений.

Исходя из результатов анализа работ по изучению сейсмического затишья и международного опыта в этом направлении до проведенных нами исследований на Кавказе, в качестве объекта исследования нами выбраны землетрясения с магнитудами $M \geq 6$.

Для исследуемой территории, исходя из результатов исследований, проведенных в данной работе, дается следующее определение “сейсмического затишья”.

Сейсмическое затишье – это значительное убывание сейсмичности (снижения количества слабых ($M \leq 3.5$) землетрясений) по сравнению со средним уровнем долгосрочной активности определенного участка сейсмоактивной зоны (площадью порядка 40 км^2) перед землетрясением с $M \geq 6.0$ за определенный период времени (3-4 года).

Основываясь на вышеупомянутом, можно сделать вывод, что для целенаправленного исследования сейсмического затишья на Кавказе необходимо: а) дать его четкое определение количественными характеристиками; б) выбрать, проанализировать и очистить каталог землетрясений инструментального периода; в) эффективно применять современные сейсмологические разработки; г) связать проявление сейсмического затишья с геолого-физической моделью очага сильного землетрясения; д) создать карту современного распределения зон сейсмического затишья Кавказа, указывая их основные характеристики.

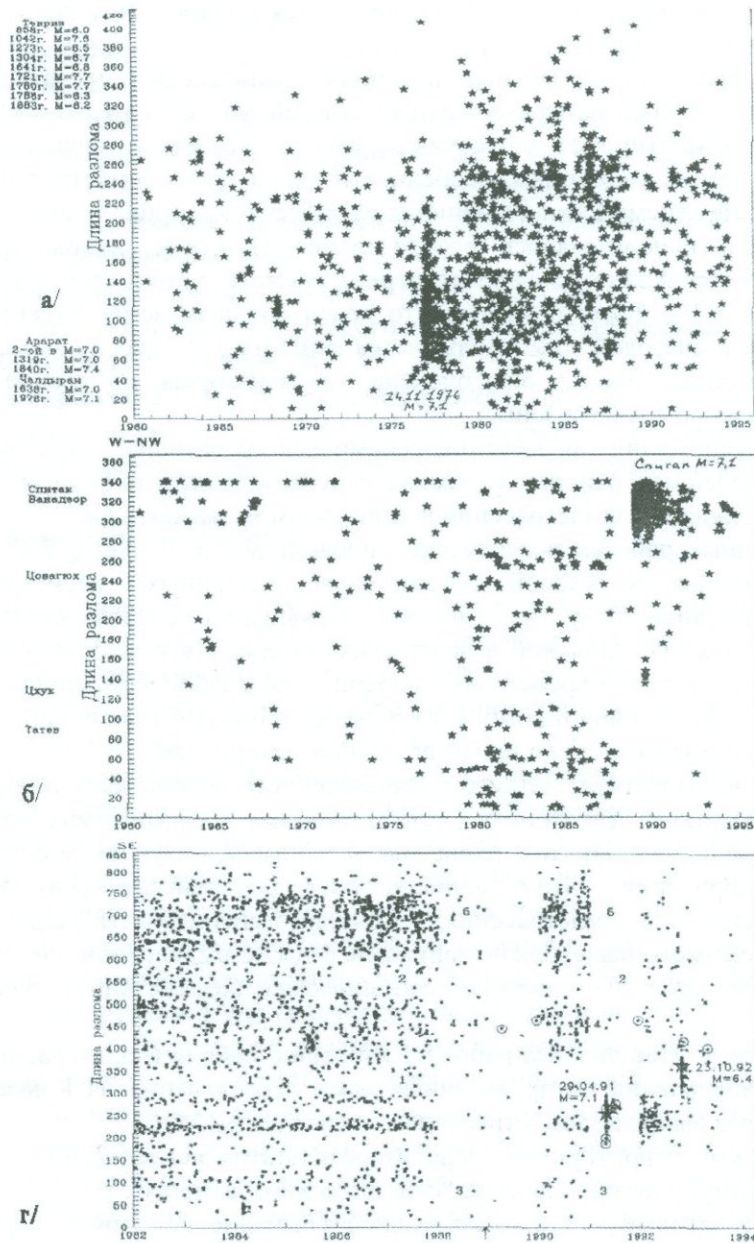


Рис.8.8. Временное распределение сейсмической активности: а)Тавриз-Баликгельского активного разлома 75 км шириной; б)Памбак-Севанского разлома 10 км шириной; г) Вдоль главного надвига Большого Кавказа (Караханян,1995).

Геодинамические и физические условия проявления сейсмического затишья на Кавказе

Почти все исследователи отмечают, что земная кора территории Кавказа сильно раздроблена, находится в близмеридианальной зоне горизонтального сжатия, где преобладают сдвиговые, надвиговые, сдвиго-взбросовые движения со скоростью до 20мм в год, с чем и связаны в основном сильные землетрясения ($M \geq 5.5$) с преобладающими гипоцентрными глубинами 5-15км.

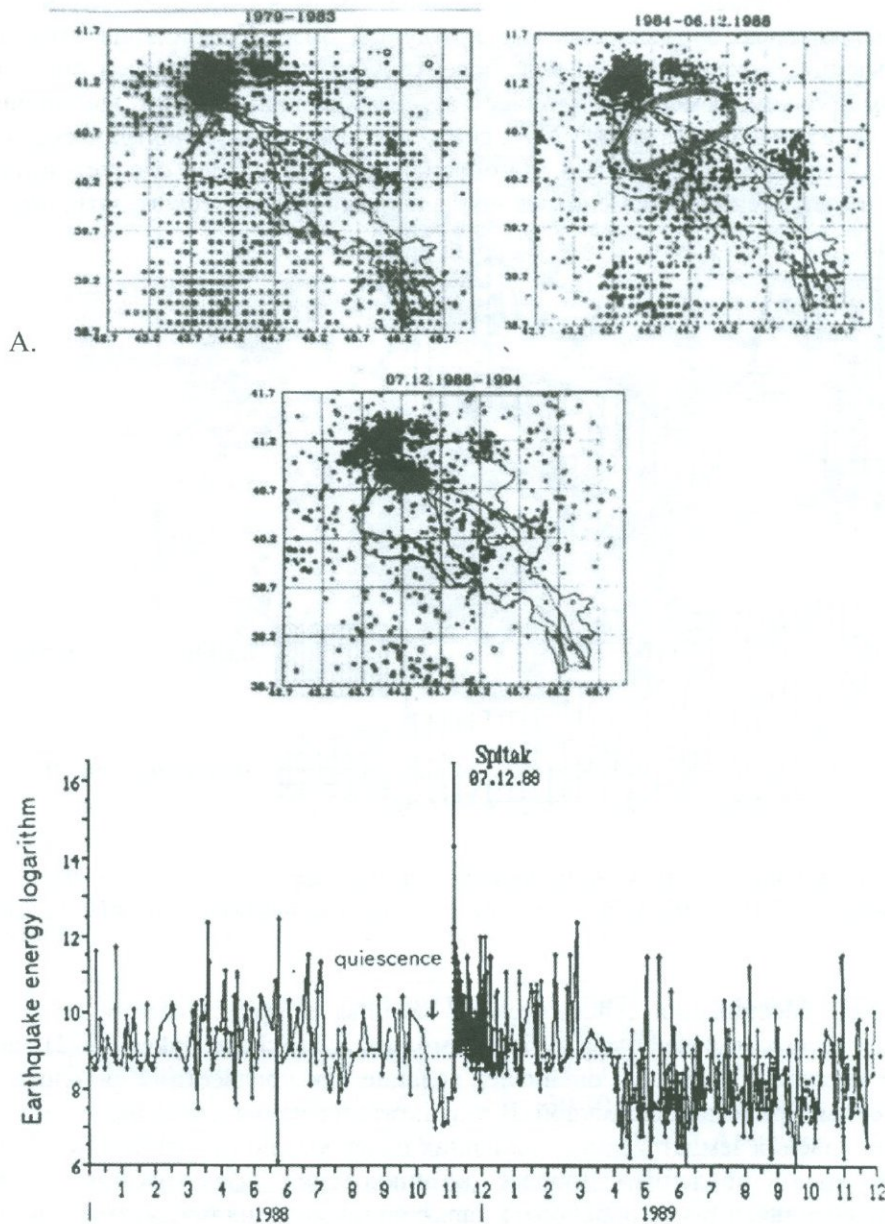


Рис. 8.9. Проявления сейсмического затишья в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988г. по количеству землетрясений (А) и по выражению логарифма энергии землетрясения (Б) (Balassanian, et. all, 1995).

Модели возникновения землетрясений и возможные процессы, связанные с сейсмическим затишьем

В сейсмологии важным шагом была замена модели плотной упругой среды новыми геофизическими моделями, что и позволило объяснить особенности сейсмического режима. Предметом изучения становится не одно землетрясение, а сейсмические процессы, которые развиваются с течением времени в пространстве.

Диффузионно-дилатансионная (ДД) модель в основном была разработана для объяснения изменения количества сейсмических событий перед землетрясением (в частности, сейсмического затишья), изменения отношений скоростей продольных и поперечных волн (V_p/V_s), локального повышения земной коры, существенного уменьшения кажущегося удельного электрического сопротивления (ρ_k) и других явлений. В ДД модели представлены временные ряды предсказываемых параметров в сейсмических циклах (I - IV). ДД модель основана на физических явлениях. В I фазе под воздействием суммарных напряжений до достижения критического 50% напряжения вода выбрасывается из пор, что приводит к обезвоживанию пор, появлению микротрещин, в результате чего среда доходит до степени эффективной жесткости. Затем, во II

фазе, происходит поглощение воды из окружающей среды в очаговую зону и проникновение в микротрещины, которые образовались в предыдущей фазе. Комбинация этих двух процессов позволяет объяснить локальное поднятие поверхности земли в будущей эпицентральной зоне перед сильным толчком, изменение количества сейсмических событий, изменение уровня вод в скважинах, относительные вариации V_p/V_s , снижение кажущегося электрического сопротивления ρ_k , так же, как и другие предвестники. Из обоснований ДД модели следует эмпирическая связь между силой землетрясения и временными проявлениями сейсмического затишья.

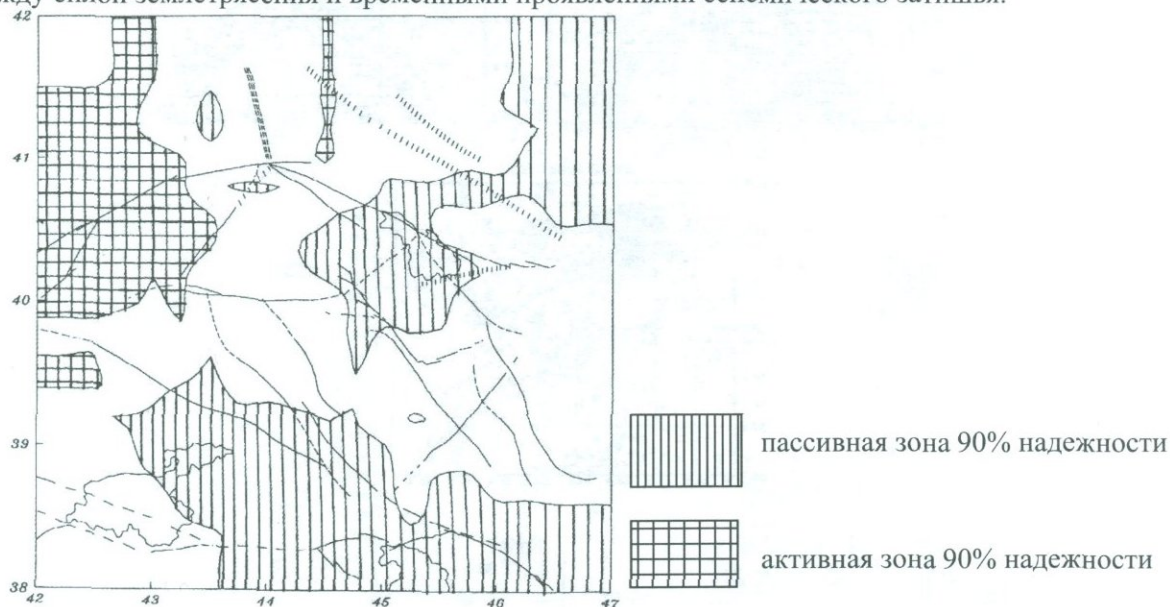


Рис. 8.10. распределение сейсмической активности на территории РА и в прилегающих районах за период времени 01.1972-10.1976гг., до Чалдыранского землетрясения 1976г. (Arakelian, et. all, 1997).

Для физического обоснования сейсмического затишья и представления ее развития, из всех изученных физических моделей была выбрана модель ДД (Scholz, Sykes, 1973), которая выделяет сейсмическое затишье как фазу и оценивает явление как предвестник сильного землетрясения, обосновывая ее эмпирической формулой. В результате изучения известных основных физических моделей возникновения землетрясения для наших целей можно использовать ДД модель, которой можно более полно объяснить процесс возникновения землетрясения и выделить фазу сейсмического затишья, а также обосновать характер проявления предвестников землетрясений, в том числе экспериментально установленную зависимость времени проявления сейсмического затишья и силы землетрясения.

Ретроспективный анализ сейсмического затишья перед сильными землетрясениями Кавказа

Исходя из однородности каталога землетрясений за 1962-2005гг. и произошедших в этот период времени сильных землетрясений на Кавказе, в качестве исследуемой территории выбрана зона центральной части коллизии Евразийской и Аравийской плит, ограниченная 38° - 43° северной широты и 41° - 48° восточной долготы. Эта зона включает все сильные землетрясения с $M \geq 6$ периода 1962-2014гг. (рис. 8.11).

Для решения поставленной задачи в работе использованы Каталог землетрясений 1962-2014гг. Службы Сейсмической Защиты ТУМЧС Армении, а также каталоги землетрясений сопредельных стран (Турецкой сейсмологической службы - Bogazici University, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Института Геофизики АН Грузии, Сейсмического Центра НАН Азербайджана) и др. Полностью включены все землетрясения с $M \geq 6$ с их сейсмическими циклами за выбранный интервал времени на исследуемой территории, что и дает возможность изучать особенности сейсмического затишья перед землетрясением (Геодакян, 1998; Геодакян и др. 1987; Назаров и др. 1974; Zoller, et. all, 2002).

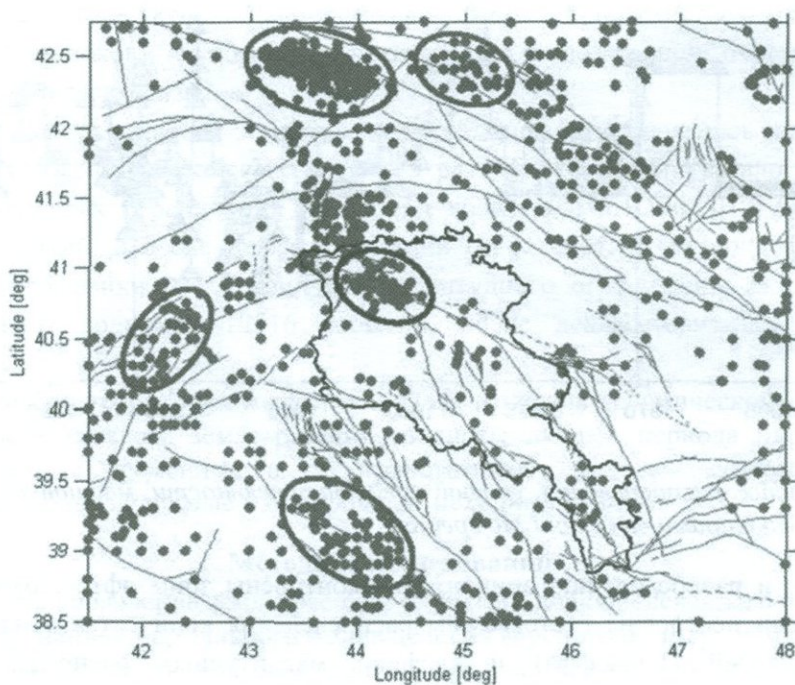


Рис. 8.11. Карта эпицентров территории Армении и сопредельных стран за 1962-2014гг с $M \geq 4$ и активная тектоника региона (Караханян, 1995). На карте разделены исследованные сейсмоактивные зоны.

Таблица 8.1. Землетрясения региона за 1962-2014гг. с $M > 6.0$

N	Землетрясения	Магнитуда	Дата события	Страна
1	Чалдыран	7.0	24.11.1976	Турция
2	Норман	6.7	30.10.1983	Турция
3	Спитак	7.0	07.12.1988	Армения
4	Рача	7.0	29.04.1991	Грузия
5	Барисахо	6.4	23.10.1992	Грузия

Так как в расчетах применялась долгосрочная средняя функция (ЛТА), то необходимо было определить среднее количество землетрясений для исследуемой территории, то есть очистить каталог от зависимых событий (декластеризация афтершоков сильных землетрясений). Для декластеризации каталога землетрясений использовался алгоритм Резенберга, предложенный в 1985г (Arabasz, et all. 1996; Hainzl, et all 1999; Karakhanian, 1993). Исходные данные для работы с этим алгоритмом взяты из экспериментальных данных, полученных по результатам исследований для тех же зон: это протяженность афтершоковой зоны, количество афтершоков, степень ошибки определения гипоцентров и эпицентров, представительность каталога землетрясений. График изменения последней по обобщенному каталогу приведен на рис.8.11. В результате выбрана Мс-средняя магнитуда, которая для всего периода исследований составила 1.9(рис 8.12.).

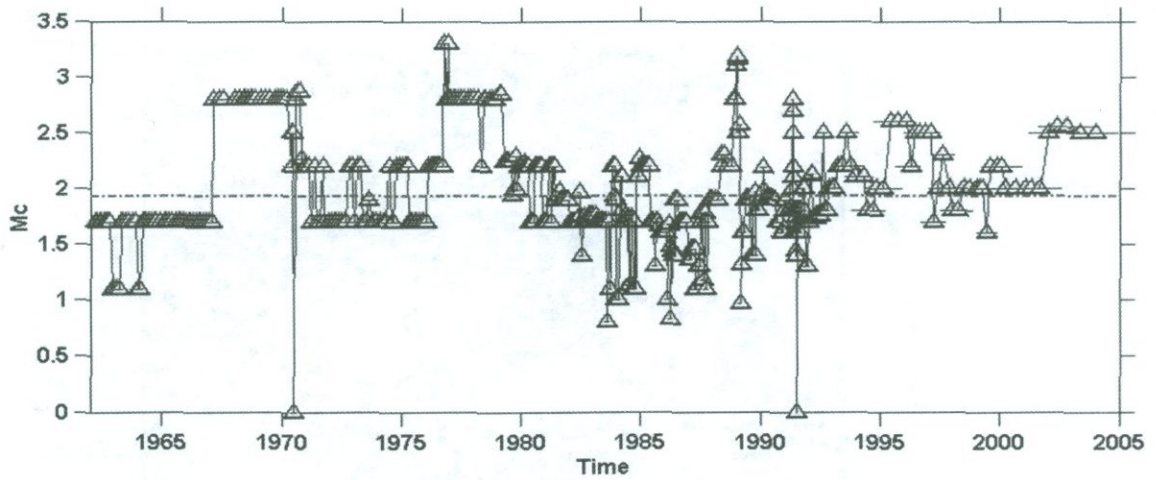


Рис 8.12. График распределения уровня представительности магнитуды на исследованной территории. Пунктирами выделена M_c средняя.

По разломам и распределению эпицентров оконтурены зоны афтершоков и для различных периодов времени построены гистограммы распределения количества землетрясений, графики выделенных энергий (Беньоффа) и графики магнитудных распределений. Выявленные особенности были сравнены с эмпирическими формулами Омори и Уцу-Секи (Utsu, 1969; Reasenberg, 1989).

Вначале было построено афтершоковое распространение для периода времени t и количества землетрясений N , а затем зависимость между площадью афтершоковой зоны A и магнитудой M .

$$N(t) = \frac{k}{(t + c)^{-p}} \quad (1)$$

где k и c - константы Омори для конкретной территории, а p - величина скорости убывания афтершоковой активности (рис. 8.13).

Площадь “занятой” территории афтершоковой активности рассчитана по формуле Уцу-Секи (Utsu, 1966).

$$LgA = 1.02M + 6.0 \quad (2)$$

где A - площадь распространения афтершоковой зоны, рассчитанная в квадратных сантиметрах, M - магнитуда землетрясений.

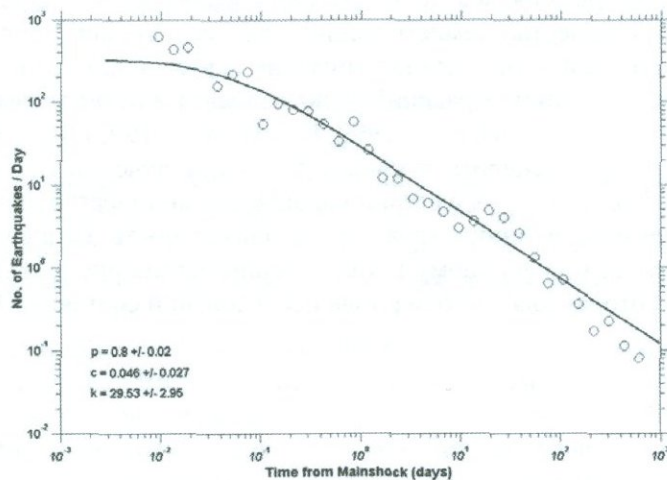


Рис 8.13. График зависимости количества землетрясений и времени, рассчитанный по формуле Омори. (Wiemer, 1994).

В результате комплекса анализа выше описанных исследований были выбраны интересующие нас временные (длительность активной афтершоковой фазы) и пространственные окна (площади распространения афтершоков), с помощью которых стала возможной очистка каталога от зависимых событий (декласстеризация).

После декласстеризации каталоги землетрясений, которые использовались для исследований различных очаговых зон, сократились почти в 4-5 раз. Национальный каталог землетрясений Армении без магнитудных ограничений за период времени 01.01.1962-01.0.2014гг. содержал более чем 25000 событий, а после декласстеризации сократился, и осталось 4506 событий, а каталог Института Геофизики АН Грузии без магнитудного ограничения за период времени 01.01.1962-01.01.2012гг. содержал 12516 событий, после декласстеризации осталось 3215 событий.

Таким образом, выбор территории и его границ для изучения сейсмического затишья сделан исходя из надежности каталога землетрясений, полноты данных периода инструментальных наблюдений. Выбранные временные и пространственные окна декласстеризации каталога позволили получить вполне надежные и однородные исходные данные.

Методика исследований

Как уже отмечалось, проявление землетрясений (событий) для определенного периода времени можно представить функцией нормального распределения (Бронштейн и др. 1986; Соболев, 1993) (рис. 8.14) и интерпретировать ее, зная только среднее количество землетрясений m за определенный период времени t . Нормальная кривая используется для характеристики распределения большого количества непрерывных переменных, когда переменные имеют естественное происхождение.

Функция нормального распределения позволяет выполнять очень важную операцию: определить на сколько единиц Z стандартного отклонения любое значение распределения больше или меньше среднего арифметического данного распределения (рис. 8.15).

При любом наблюдении значение Z стандартного отклонения представляет из себя положительное или отрицательное расстояние между данной наблюдаемой величиной и средней в единицах стандартного отклонения.

Для расчетов или картирования наблюдаемых перед сильным землетрясением распределений слабых толчков, т.е. сейсмического затишья, применялась LTA (долгосрочная средняя) функция программы **Z-map6** (Wiemer, 1996), которая является наиболее удобным методом для картирования сейсмического затишья и для объективных оценок статистических тестов при выявлении представительности аномалий и периодичности во временных рядах (рис. 8.15).

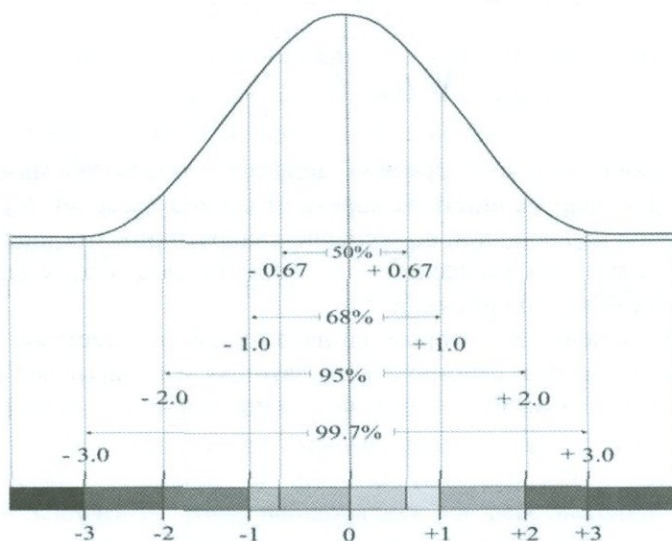


Рис. 8.14. График нормального распределения Z -величин по степени их отклонения от среднего арифметического, выраженная в процентах (Бронштейн, и др., 1986).

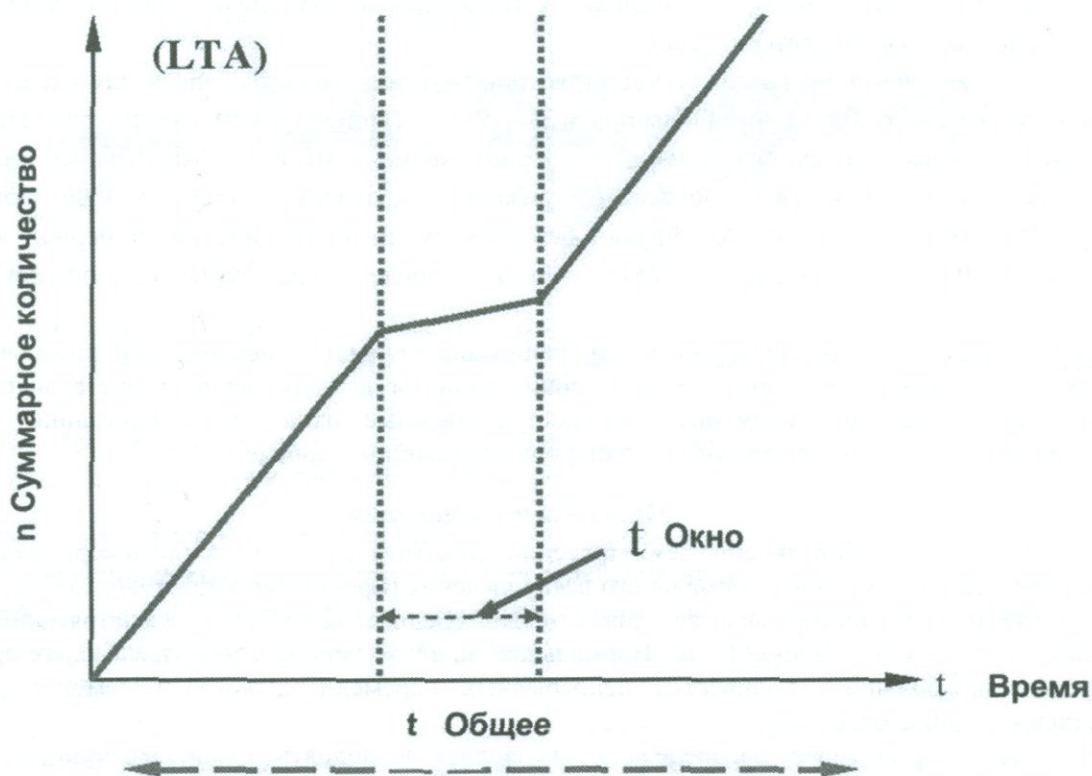


Рис. 8.15. График долгосрочной средней функции LTA (Wiemer, et. all, 1994)

Долгосрочная функция LTA представляется формулой 3 и графиком, представленным на рис.8.16. Следовательно, если мы для интересующих нас временных и пространственных ограничений рассчитаем среднее арифметическое, то сможем получить стандартное отклонение количества землетрясений, в данном случае сейсмическую активность или пассивность (сейсмическое затишье), оценивая положительное как активность, а отрицательное как затишье.

$$Z(t) = \frac{(R_{all} - R_{wl})}{\sqrt{\frac{\sigma^2_{all}}{n_{all}} - \frac{\sigma^2_{wl}}{n_{wl}}}}$$

где R_{all} - средняя сейсмичность или средняя арифметическая сейсмичности за весь период наблюдений, R_{wl} - средняя сейсмичность за короткий период времени, σ_{all} - средне-квадратичное отклонение за весь период наблюдений, σ_{wl} - средне-квадратичное отклонение за короткий период времени, n_{all} - количество землетрясений за весь период наблюдений, n_{wl} - количество землетрясений за короткий период времени.

Полученные в итоге значения Z , которые принято называть Z тестами, в этой работе являются основой количественного анализа сейсмического затишья и показывают надежность значений в процентах (рис. 8.17).

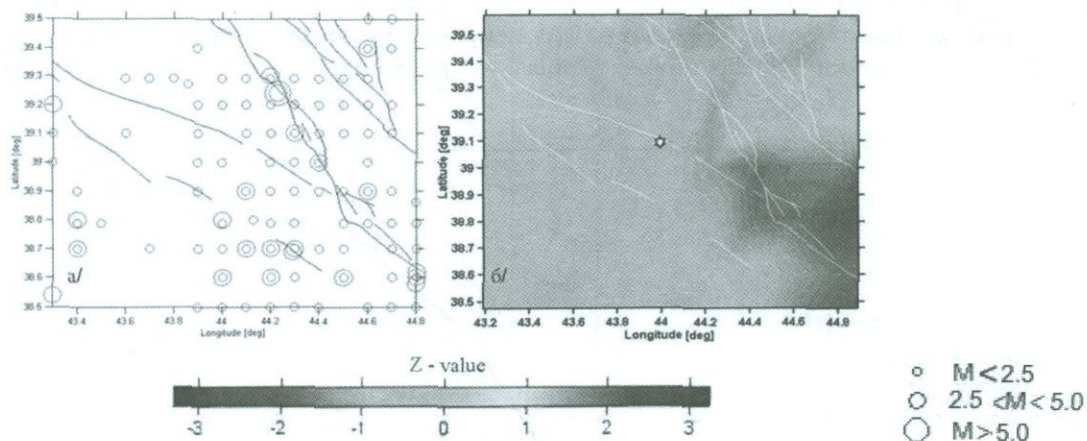


Рис. 8.16. Сейсмичность эпицентральной зоны Чалдыранского землетрясения за период времени 01.01.1962-23.11.1972 гг и активные разломы а/эпицентральная карта б/ карта Z-величин.

Кроме этого, аномальные проявления сейсмического режима представлены также в виде сопоставления графиков β -величин и суммарного количества, показывающих начало аномалии, максимальное значение аномального проявления и процесс аномального убывания; β -величины рассчитывались по следующей формуле:

$$\beta = \frac{N_o - N_e}{\sqrt{N_e(1-p)}} \quad (4),$$

где N_e и N_o , соответственно, количество наблюдаемых и ожидаемых событий во временном окне, а p - отношение протяженности аномалий во временном окне ко всему временному интервалу. Таким образом, как и в случае Z величин (ЛТА функция), здесь тоже сравниваются значения внутри временного окна и за весь интервал времени с принятыми значениями, где проявления аномалий β -величин выделяются максимумами по сравнению с наблюдениями за весь период времени. Для составления карт Z величин, согласно эмпирической формуле по проявлению предвестника в диффузионно-дилатансионной модели, коротким временным окном был выбран период времени 4года. Исследуемая территория была разделена на площади $0.2^\circ \times 0.2^\circ$. Такой принцип выбора площадок исключал ошибку (0.1°) определения эпицентров землетрясений в каталоге, после чего было проведено детальное картирование методом расчета стандартных отклонений для каждой площади и их интерполяции.

Особенности сейсмического затишья перед сильными землетрясениями Кавказа.

Явление сейсмического затишья изучалось по отдельным очаговым зонам и были рассмотрены особенности его проявлений. За весь период исследований по всем эпицентральной зонам выбранных землетрясений с этой целью, проделан ретроспективный анализ “подготовительных” фаз главных толчков. Для комплексного и объективного анализа исследований использовались почти все известные подходы. В ходе исследований выявлены особенности, на примере Чалдыранского (рис. 8.17-8.21) и Спитакского (рис. 8.22-8.30) землетрясений, результаты обобщены в таблице 8.2.

Среднесрочный прогноз землетрясений и сейсмическое затишье

Среднесрочный прогноз проводится на основе долгосрочного прогноза с применением комплексного геофизического подхода и анализа (Соболев,1993). Основная возможность прогноза землетрясений зависит от того, наблюдались ли действительно предвестники перед формированием главного толчка, и возможно ли проследить их развитие в плане количественных оценок (Моги,1988). Сейсмологами неоднократно было показано, что землетрясения происходят на уже существующих разломах. Это приводит к тому заключению, что землетрясения одной очаговой зоны, имеющие одинаковый генезис и одинаковые предвестники, будут иметь

одинаковые проявления. Следовательно, изученные сейсмические особенности перед сильными землетрясениями имеют большое значение для направленности последующих исследований и, с практической точки зрения, для решения задач прогнозирования.

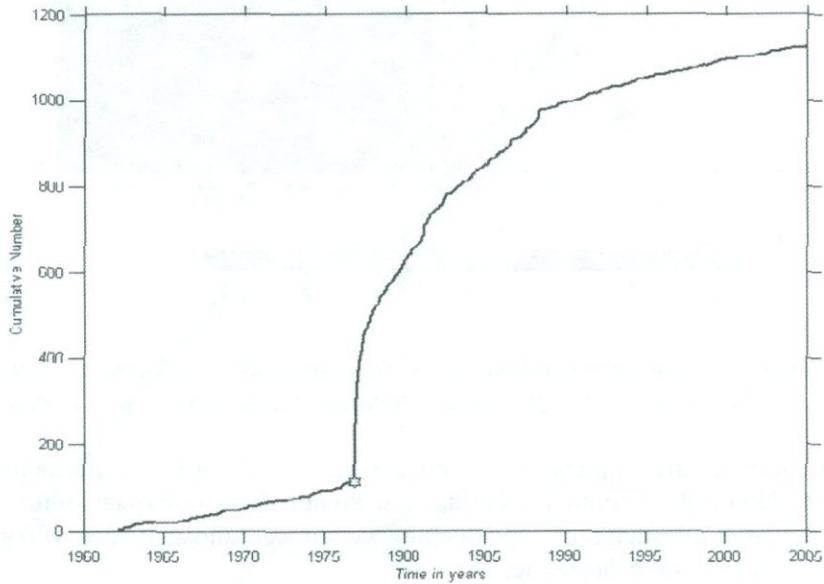


Рис. 8.17. Изменение суммарного количества землетрясений в эпицентральной зоне Чалдырана (01.01.1962-01.01.2005 гг.).

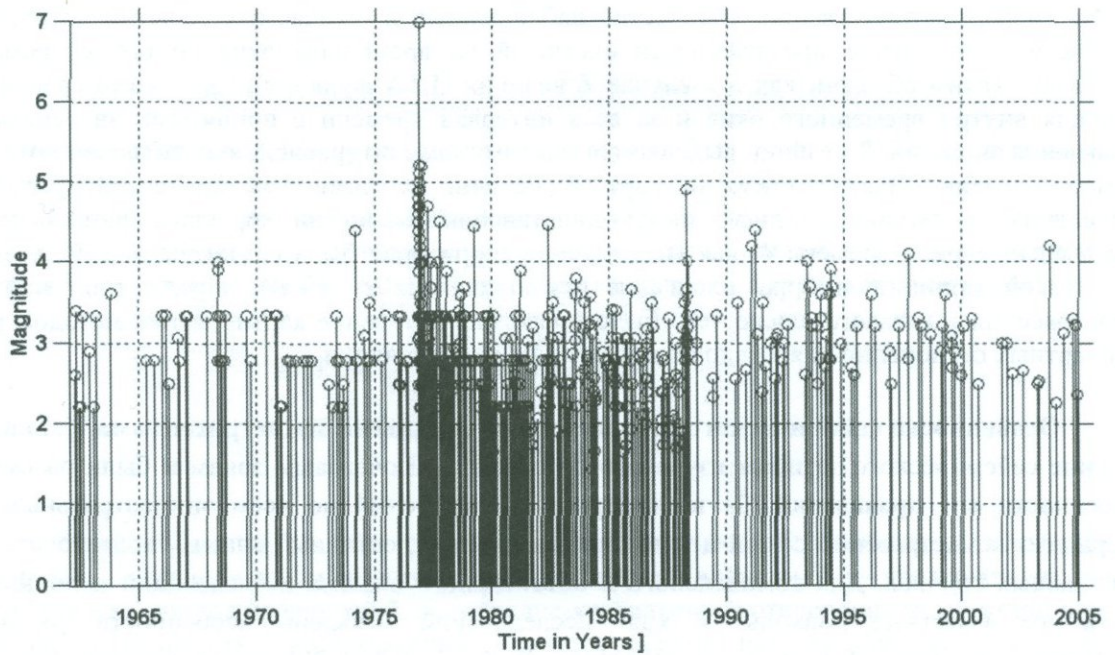


Рис.8.18. Распределение магнитуд Чалдыранского 1976 г землетрясения в эпицентральной зоне за период времени 01.01.1962-01.01.2005 гг.

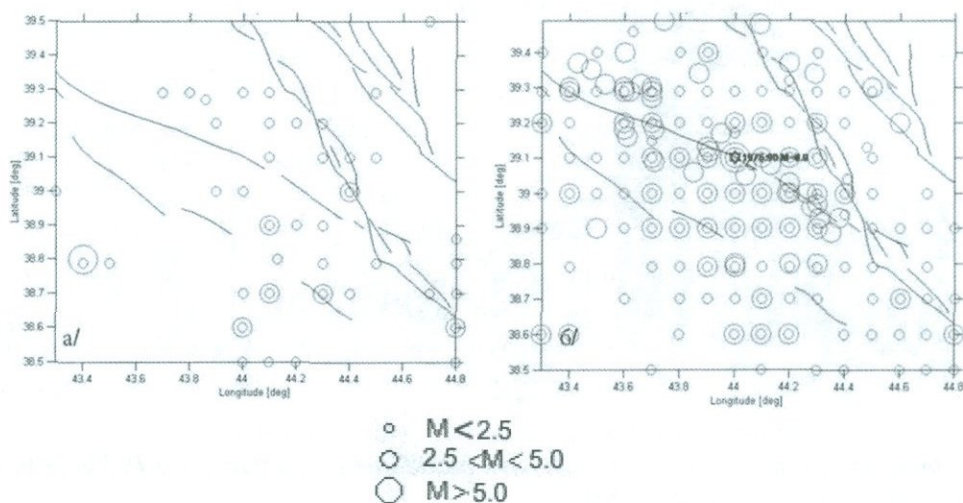


Рис. 8.19. Карта эпицентров Чалдыранского 1976 г землетрясения в эпицентральной зоне: а/ 4 года назад до главного толчка и б/ 4 года после главного толчка.

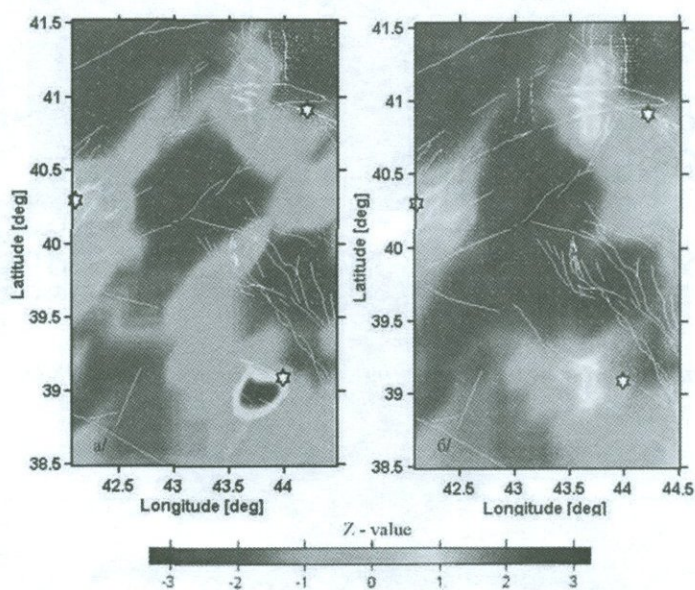


Рис. 8.20. Карта эпицентров Чалдыранского 1976 г землетрясения в эпицентральной зоне а/ 4 года назад до главного толчка и б/ 4 года после главного толчка.

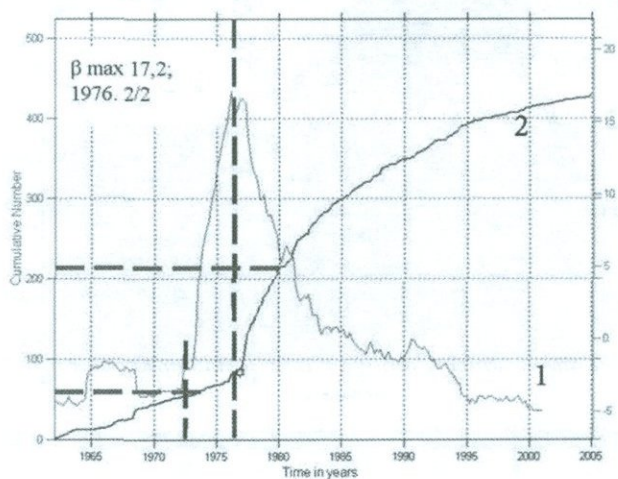


Рис. 8.21. Распределения Z-величин Чалдыранского 1976г землетрясения в эпицентральной зоне: а/ 4 года назад до главного толчка; б/ 4 года после главного толчка.

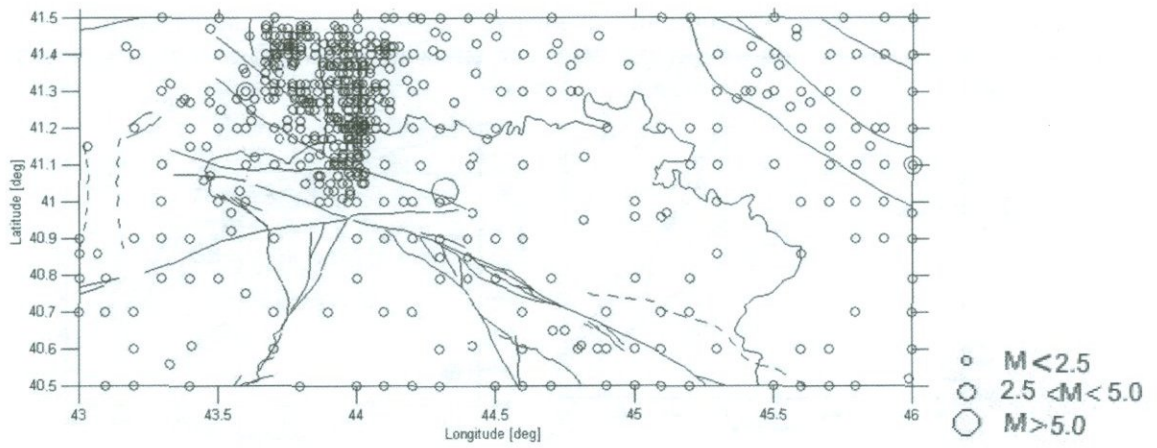


Рис. 8.22. Эпицентр, сейсмичность и активная тектоника Спитакского 1988г. землетрясения за период времени 01.01.1962-06.12.1988гг.

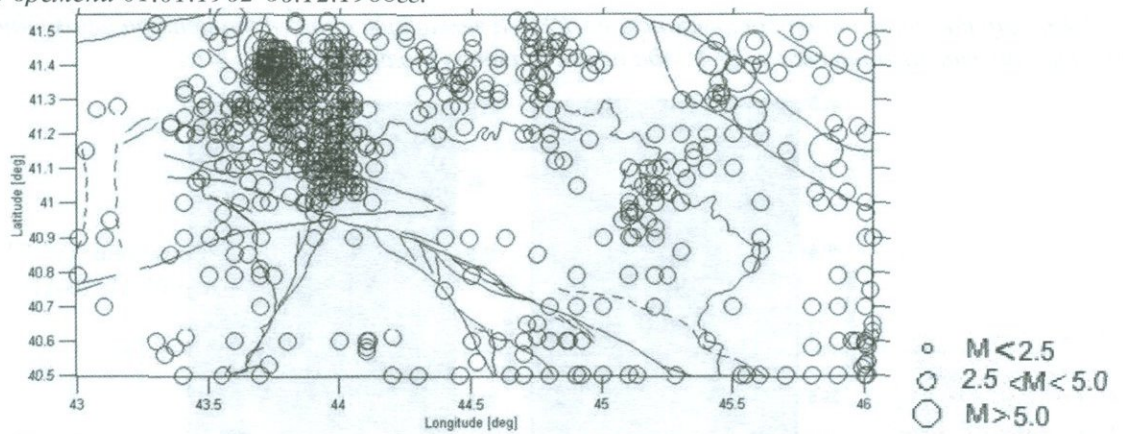


Рис. 8.23. Карта эпицентров землетрясений зоны Спитакского 1988г. за 4 года до главного толчка.

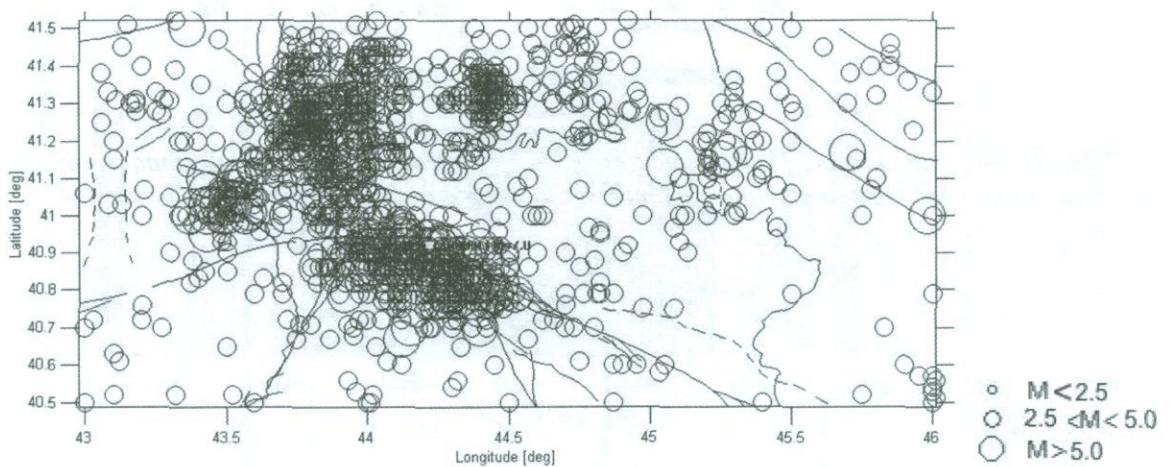


Рис. 8.24. Карта эпицентров зоны Спитакского землетрясения 1988г. за 4 года после главного толчка.

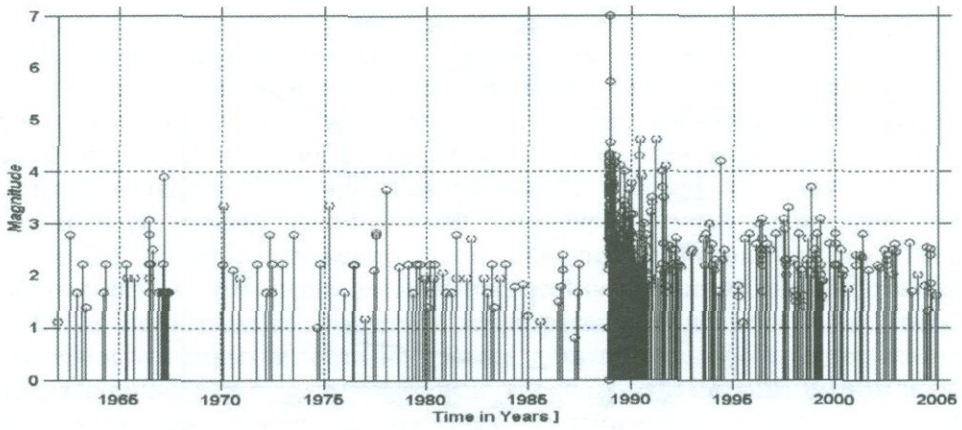


Рис. 8.25. Распределение магнитуд толчков в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988г. за период времени 01.01.1962-01.01.2005гг.

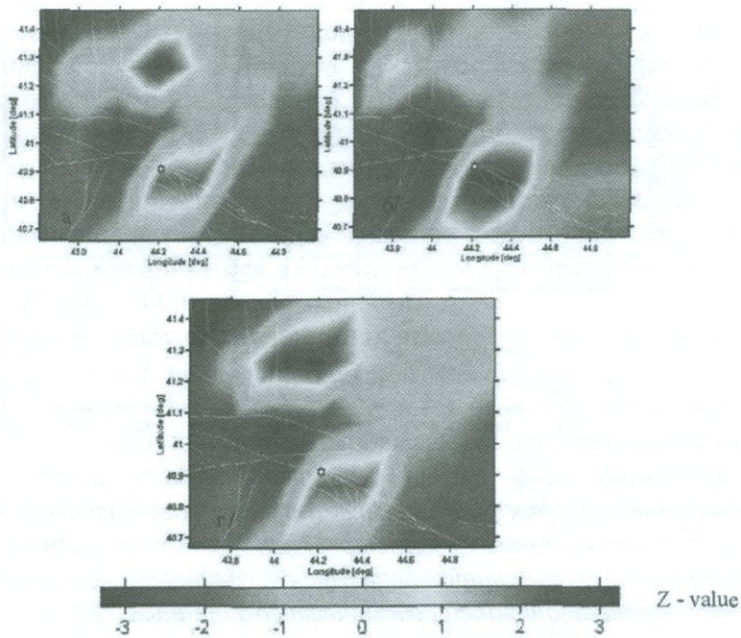


Рис. 8.26. Смещение области сейсмического затишья в очаговой зоне Спитакского землетрясения 1988г. Соответственно: а/ 1983г.; б/ 1984г.; в/ 1985г. Карты составлены временным шагом 3 года.

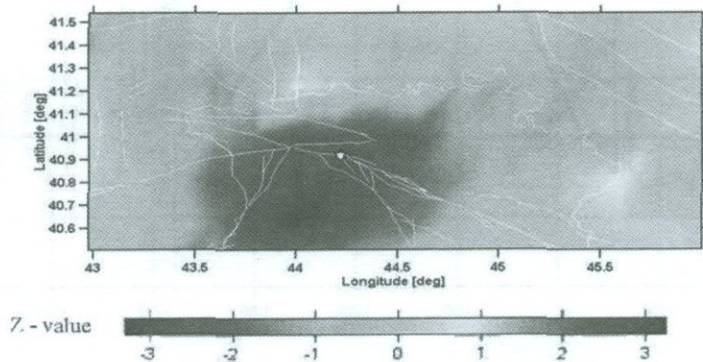


Рис. 8.27. Эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988г. за 4 года после главного толчка. Представлено распределение Z-величин.

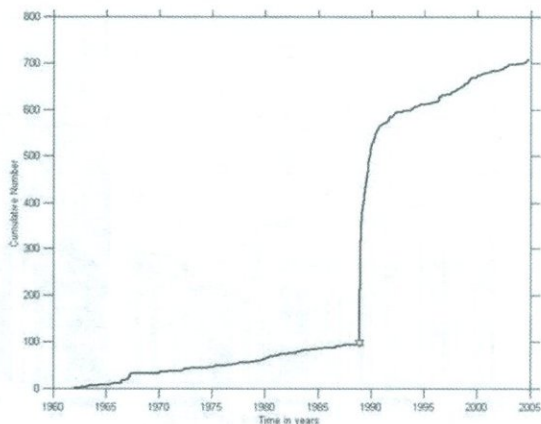


Рис. 8.28. Изменение суммарного количества толчков зоны Спитакского землетрясения 1988г. за 01.01.1962-01.01.2005гг.

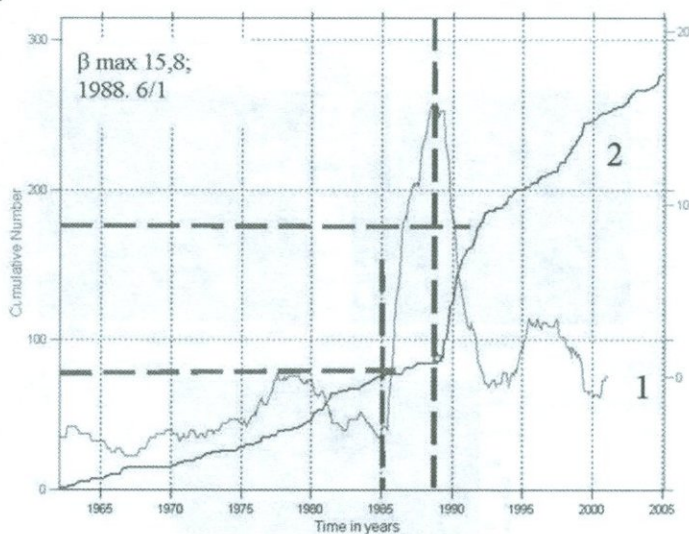


Рис. 8.29. Сопоставленный график β -величин (1) и суммарного количества землетрясений (2) в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988г. за период времени 01.01.1962-01.01.2005гг. Горизонтальные пунктиры показывают дефицит количества землетрясений, а вертикальные пунктиры- начало и конец сейсмического затишья.

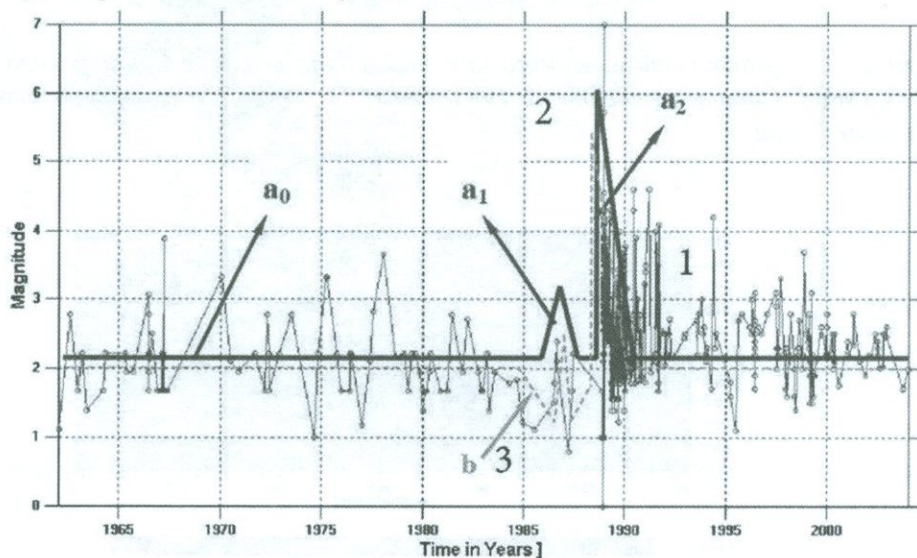


Рис 8.30. Диаграмма изменения сейсмического режима в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988г. (1-реальное поведение, 2- взятая модель и 3-усредненные значения реального сейсмического режима).

. Учитывая “медленный” процесс геологического развития, можно сделать вывод, что перед землетрясениями, происходящими по одному и тому же разлому, выделяемые предвестники повторяются с довольно большой вероятностью, и только при правильном и последовательном статистическом сборе данных, в результате детальных исследований будет возможно четко отделить предвестники землетрясений и дать их количественную оценку. В ряду предвестников свое особое место занимает “сейсмическое затишье”, которое, как уже отмечалось, есть уменьшение количества слабых землетрясений на определенной территории, связанной с изменением напряженно-деформированного состояния по сравнению с его (предвестника) долгосрочным поведением. Это среднесрочный предвестник землетрясения, продолжительность которого зависит от магнитуды готовящегося землетрясения. Очень часто, не имея высокого процента достоверности данных и, если не удастся дать правильную количественную оценку, невозможно сделать прямые выводы относительно времени и магнитуды. В этом и заключается сложность количественной оценки предвестника “сейсмическое затишье”. Но расчеты Z -величины и совмещение с функцией нормального распределения, проведенные с помощью новейших программ, позволяют оценить достоверность полученной аномалии. На территории, где есть недостаток землетрясений, выделяются как районы вероятного землетрясения. Z -величины, характеризующие эти зоны, перемещаются со временем в определенных направлениях, которые обусловлены строением и современной геодинамикой исследуемой территории, - вдоль разломов. В плане прогноза изучение контуров зон затишья, интенсивности аномалий, положения относительно будущего эпицентра и их изменение во времени очень важны. Из фактов, полученных в результате исследований, можно сделать несколько выводов, (однако для выделения их как закономерностей пока не хватает статистических данных): а) зоны затишья на первом этапе формирования (за 3-4 года до землетрясения) занимают большие территории. Со временем уменьшается территория затишья и увеличивается интенсивность аномалий; б) после основного события примерно в течение года большие территории зон затишья исчезают; в) миграция зон сейсмического затишья для следующих друг за другом землетрясений с большой вероятностью не имеет определенной закономерности.

Сейсмическое затишье в ряду среднесрочных предвестников сильных землетрясений

Многочисленными авторами проделан большой объем исследований в области общей характеристики предвестников и их классификации. В этом параграфе мы рассмотрим лишь некоторые работы последних лет, которые основываются на длительной статистике – т.е., в которых после деформаций земной коры, выделяются фазы форшоков и только потом сейсмическое затишье. Далее идут другие геофизические предвестники, однако возникает вопрос как была выделена и обработана фаза форшоков без выделения сейсмического затишья, как отдельной фазы в общем ряду процесса формирования землетрясений. Если на площади S исследуемой территории мы имеем среднее количество сейсмических событий равное n с соответственными магнитудами, то зависимость n от времени t будет иметь следующий вид (рис. 8.30). При таком варианте зависимости, когда мы имеем a_0 фоновую сейсмичность, присутствует a_1 этап форшоков и имеем отрезок главного толчка a_2 , возникает вопрос - если сейсмичность была в пределах своих фоновых значений, то почему произошло сильное землетрясение, которое

Таблица 8.2. Характерные параметры особенностей зон сейсмического затишья, наблюдаемых перед землетрясениями Кавказа за 1962-2005гг. с магнитудами $M \geq 6$. (2/2* - в числителе отмечены месяцы, в знаменателе – декады)

N	Землетрясения	Магнитуды	Максимальное значение сейсмического затишья по β -величинам до главного толчка	Начало сейсмического затишья	Конец сейсмического затишья	Длительность (год)	Точность определения Z-величин	Значение β -величин	Значение магнитуды землетрясения выраженного затишья	Дефицит количества землетрясений	Площадь затишья, км ²	Расстояние между эпицентров основного толчка и центров зоны Z, км	Вид зоны Z на карте	Типы движения в очаге
1	30.11.1976 г. Чалдыран	7.0	8 месяцев	1972 г. II кварт.	1976 г. 2/2*	≈3.6	>95%	17.2	-----	150	≈30- 40	25	Изометрический	Правосторонний взбросо-сдвиг
2	24.10.1983 г. Норман	6.7	4 месяцев	1980 г. I кварт.	1983 г. 6/1*	≈3.5	>95%	9.7	3.0-3.5	30	≈30- 40	0	Овальный	Левосторонний взбросо-сдвиг
3	07.12.1988 г. Спитак	7.0	6 месяцев	1985 г. I кварт.	1988 г. 6/1*	≈3.6	>95%	15.8	2.0-2.5	100	≈50	10	Ромбовидный	Правосторонний взбросо-сдвиг
4	29.04.1991 г. Рача	7.0	3 месяцев	1987 г. II кварт.	1991 г. 1/1*	≈3.5	>95%	26.5	2.5-3.0	80	≈80	20	Трапецевидный	Надвиг
5	23.10.1992 г. Барисахо	6.2	9 месяцев	1989 г. I кварт.	1991 г. 1/1*	≈3.0	>95%	7.4	3.0-3.5	45	≈30- 40	0	Квадратный	Надвиг

считается результатом накопления огромного количества энергии? В данном случае это просто отсутствует. В данном случае это противоречит всем известным моделям подготовки сильных землетрясений, так как нет всем нам известной фазы накопления энергии, потому что происходит частичное высвобождение энергии форшоками.

Есть и другие методы определения форшоков – методом анализа фокальных механизмов очагов и сопоставления спектров сейсмических волн. Но в обоих случаях только после главного толчка можно определить, были эти события форшоками или нет. Кроме того, первый метод трудно применим для Кавказского региона, учитывая существующие в очаговых зонах разнонаправленные движения и вовлеченные в процесс многочисленные разломы с характерными типами движений. Когда форшоки определяются в фазе сейсмического затишья, то это в сущности меняет постановку вопроса, и по ДД (Соболев, 1993) модели выделяются: первая фаза – затишье или накопление энергии, вторая фаза – слабоактивная фаза или форшоки, третья фаза – главный толчок, и наконец, четвертая – афтершоки или восстановительная фаза. После уточнения этих фаз, ведя точную статистику и используя эмпирические формулы, можно вывести временной интервал форшоковой фазы. Зарегистрированные магнитуды в этой фазе можно считать эталонной для форшоков, и, следовательно, на примере нескольких землетрясений можно проверить задачу и дать оценку ее достоверности. Исходя из вышеуказанного для исследованной территории, для классификации среднесрочных предвестников возможным вариантом можно считать их проявление в зависимости от времени следующим образом: 1) деформации земной коры; 2) сейсмическое затишье; 3) форшоки.

Эти основные предвестники могут сопровождаться или продолжаться другими предвестниками – изменениями уровня грунтовых вод, электропроводимости, эмиссии радона, содержания химических элементов и других параметров, измеряемые в геофизических и геохимических полях, в зависимости от напряженно-деформированного состояния очаговой области и от физико-механического состояния пород, слагающих очаговую область.

Сейсмический режим территории Армении и сопредельных регионов за последние годы

Под сейсмическим режимом какого-либо региона подразумевается совокупность количества землетрясений в пространстве и во времени. Между землетрясениями, формирующими сейсмический режим той или иной области, может быть взаимосвязь, которой и обусловлены вариации сейсмического режима. В одном случае эта связь достаточно четка, когда говорим о сильном толчке и его фазах. Другой случай – когда на исследуемой территории уже произошло сильное землетрясение, завершилась его восстановительная фаза, в других активных участках общей зоны не наблюдается изменений сейсмического режима, а исследуемая территория характеризуется диффузной сейсмичностью. В этом случае не видны ни предмет исследований, ни задачи, ни точка отсчета. Задача сильно усложняется.

Как отмечается у многих исследователей (Соболев, 1993; Моги, 1988; Касахара, 1988) сильные землетрясения повторяются в основном в той же очаговой области. Для исследований сейсмического режима в первую очередь выбирается каталог землетрясений, с помощью которого мы получаем информацию о распределении сейсмичности в регионе. В данном случае выбрана территория Армении и сопредельных регионов. Для этого мы использовали каталог НССЗ РА со следующими координатными ограничениями СШ 38-42° и ВД 42-48°. На исследуемой территории выделяются некоторые зоны, которые отличаются сейсмической активностью или пассивностью (рис. 8.31, 8.32).

Эти зоны выбраны по трем основным факторам:

1. По плотности распределения эпицентров землетрясений в исследуемом временном интервале;
2. По наличию сильных исторических и землетрясений инструментального периода;
3. По особенностям активной тектоники и наличию активных региональных разломов.

Для представления общей сейсмологической характеристики исследуемой территории были составлены графики повторяемости землетрясений (зависимость Гутенберга-Рихтера), на которых видно, что в регионе есть дефицит землетрясений с магнитудой примерно $M=6$.

$$\lg N = aM - b \quad (5),$$

где N – это суммарное количество землетрясений, M – магнитуда землетрясения, b – коэффициент угла наклона графика повторяемости землетрясений, a – константа (для исследуемой территории

для периода 1993-2005 гг. $b=0.82$, $a=5.26$) (рис. 8.33). По отдельным исследованным зонам дефицит сейсмической энергии представлен в таблице 8.3.

Подводя итоги, можно сказать, что исследованная территория проявляет закономерный для себя сейсмический режим, а выделенный пассивный Зангезурский участок с характерным для себя непредсказуемым поведением от длительного пассивного периода плавно переходит к относительно активной фазе. Комплексный анализ Зангезурского участка позволяет сделать вывод, что изучение сейсмического режима Зангезурского участка требует более длительных и комплексных исследований его взаимосвязи с геологией региона.

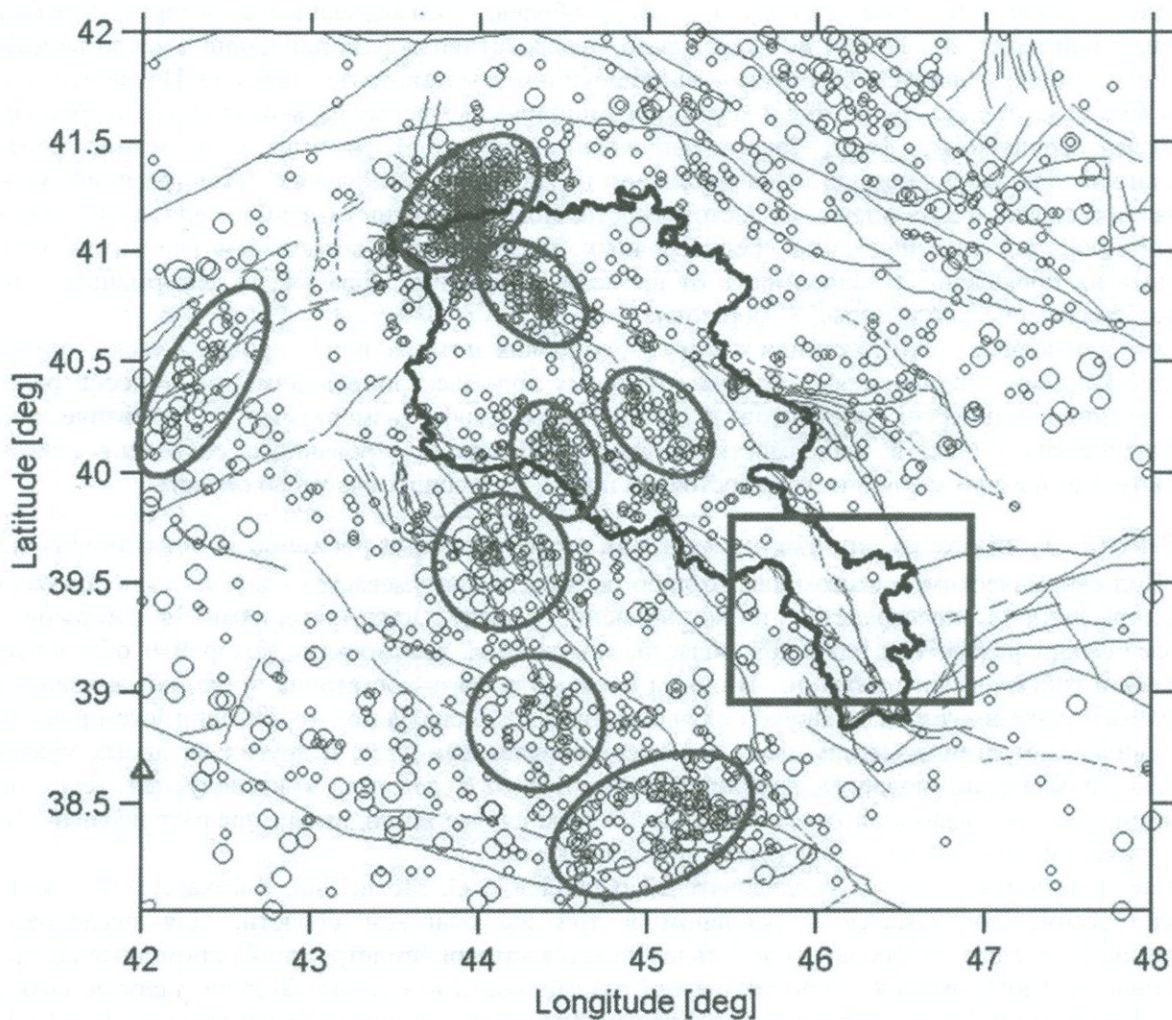


Рис. 8.31. Проявления сейсмичности на территории РА и в прилегающих районах за период времени 1993-2005 гг. На карте разделены более сейсмоактивные зоны, а квадратом разделена Зангезурская пассивная зона.

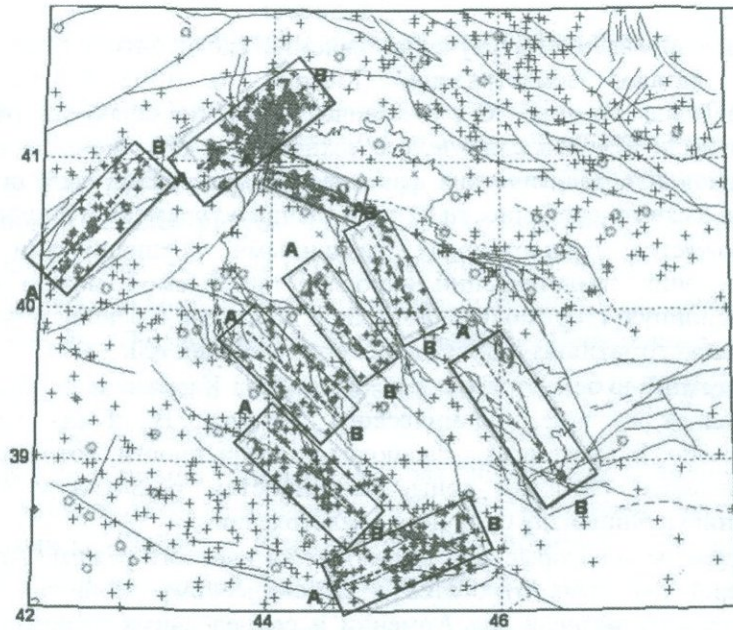


Рис. 8.32. Активные и пассивные зоны на исследуемой территории по профилям, которые распространяются вдоль региональных активных разломов.

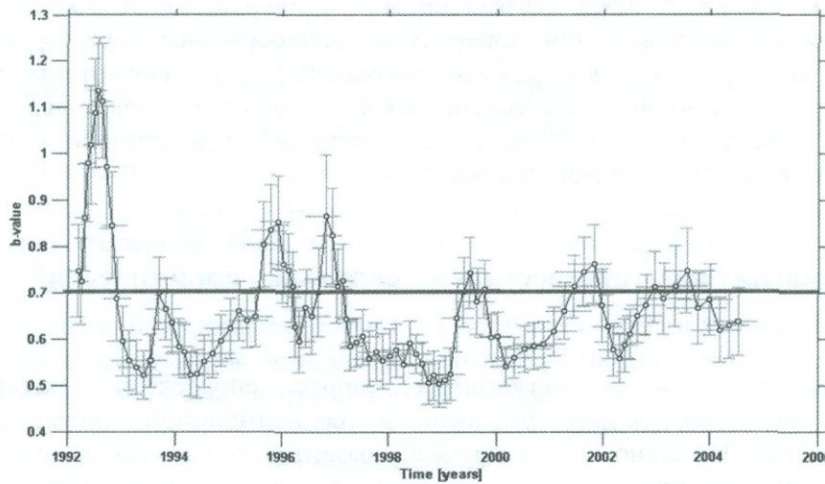


Рис. 8.33. График распределения b -величин по повторяемости землетрясений за период времени 1992-2005гг. и среднее значение b -величины.

Таблица 8.3. Дефицит сейсмической энергии в активных и пассивных зонах

N/N зоны	Исследованная зона	Рассчитанный дефицит по графику b -величин, выраженный магнитудой
1.	Северо - Табризская	4.9
2.	Чалдыранская	4.7
3.	Игдырская	4.8
4.	Ереванская	3.7
5.	Гарнийская	3.8
6.	Нарманская	4.6
7.	Джавахетская	4.6
8.	Спитакская	3.7
9.	Зангезурская	3.7

Выводы

- Для целенаправленного изучения сейсмического затишья сначала был просмотрен единый каталог землетрясений Кавказа за 1962-2014гг., определено понятие “сейсмическое затишье” с его количественными характеристиками. Для Кавказского региона были использованы новые технологии, которые дали возможность на основе имеющихся сейсмологических фактических материалов выделить зоны сейсмического затишья, выявить особенности их проявления во времени и в пространстве.
- Из множества предложенных различными специалистами возможных моделей возникновения землетрясений наиболее приемлемой можно считать диффузионно-дилатансионную (ДД) модель, которая и положена в основу объяснения возникновения сейсмического затишья и проявления его особенностей.
- Перед всеми 5-ю землетрясениями ($M > 6.0$) на Кавказе за период времени 1962-2014гг. наблюдалось явление сейсмического затишья. В общих чертах оно проявилось однообразно. В то же время наблюдались особенности, которые относятся ко времени их выявления, размерам зоны, особенностям развития и к местоположению по отношению к эпицентру будущего землетрясения.
- Были изучены некоторые особенности сейсмического режима Армении и сопредельных территорий, которые относятся к сейсмическому затишью. Составлена карта зон сейсмического затишья для Армении и сопредельных территорий за период времени 2002-2014гг., даны количественные характеристики этих зон.
- В результате тестирования сейсмического затишья перед исследованными сильными землетрясениями выявленные особенности могут являться эффективным среднесрочным предвестником и для прогноза землетрясений. Однако следует отметить, что есть определенные ограничения, касающиеся возможности выявления сейсмического затишья, и при применении количественных характеристик в реальном времени могут встречаться и “ложные” аномалии, присутствие которых может привести к выделению “ложной” зоны сейсмического затишья. Следовательно, “сейсмическое затишье” как предвестник сильных землетрясений надо применять только в общем комплексе с другими предвестниками.

8.4. Электромагнитные предвестники сильных землетрясений (на примере Армении)

На все времена остается актуальным вопрос определения районов, особенно сейсмоактивных, где более активно развиваются геодинамические процессы, вызывающие сейсмические события. Известно, что в процессе развития геодинамического процесса среда своеобразно реагирует на протекающие процессы. Это выражается изменением физических параметров в различных геофизических полях. В работе, используя вариации геомагнитного поля внешнего происхождения, изучалась динамика изменения проводимости литосферы и верхней мантии перед сильными землетрясениями. Работы проводились в сейсмоактивных зонах Армении.

Анализ результатов наблюдений в естественных условиях показывал, что в сейсмоактивных зонах земной коры происходят локальные изменения геомагнитного поля, связанные с сейсмотектоническими процессами.

Вариации геомагнитного поля, которые связаны с тектоническими процессами, вызывающие сейсмическое событие, - определенного типа и их природа не всегда очевидна.

Причиной этих вариаций может быть не только изменение напряженно-деформированного состояния среды, а также пьезомагнитный, электрокинетический эффекты и изменение в электропроводности.

В работах разных авторов по оценке амплитуд вариаций: пьезомагнитных и электрокинетических эффектов показано, что они не вносят существенных изменений в вариации геомагнитного поля. По всей вероятности, главной причиной вариаций геомагнитного поля является изменение электропроводности горных пород.

Изучение изменений электропроводности в лабораторных исследованиях

Многочисленными лабораторными экспериментами показано, что электросопротивление является чувствительным параметром (индикатором) изменения напряженно-деформированного состояния горных пород. Кажущееся сопротивление (ρ_K) и электропроводность (σ_K), содержат одинаковую информацию о геоэлектрическом разрезе (Бердичевский, Дмитриев, 1992; Брагин, Трапезников, 1993). Каньяр остановился на сопротивлении (ρ_K). Модель Тихонова - Каньяра - эта система из параллельно соединённых проводников (земных слоев), где наиболее естественной характеристикой является σ_K (Бердичевский, Дмитриев, 1992). Проводились исследования для установления связи между давлением и электропроводностью (или ρ_K), водонасыщенных пород (Keller, 1966; Ваньян, 1996). Зависимость относительного изменения сопротивления ($\Delta\rho/\rho$), превышающего линейную деформацию ($\Delta L/L$) ≈ 300 раз, обнаружена в Японии при приливных нагрузках (Yamazaki, Rikitake, 1970; Бондаренко, 1973). Лабораторные эксперименты Г. А. Соболева, А.В. Пономарёва (Sobolev, Ponomaryov, 1996) показали, что при определённой температуре, давлении и одновременной фильтрации флюидов через образец, ρ_K меняется в пределах около 20%. Увлажнённость понижает как ρ_K , так и скорость сейсмических волн, а также добротность пород. С ростом минерализации, при повышении температуры ($\text{min } 200^\circ\text{C}$) и давления ($P = 10^{-2}$ ГПа), ρ_K должна уменьшаться не менее, чем на 10% или 100г/кг. Для растворов концентрации: NaCl - 0.08ом/м; CaCl₂ - 0.09ом/м (Пархоменко, 1989). После достижения выше 200-300⁰С (для разных растворов) ρ_K вновь возрастает. Наличие в водном флюиде углекислоты, при температурах 150⁰-400⁰С, давлении, равном литостатическому, не приводят к значительному изменению ρ_K по сравнению с безуглекислым флюидом (Пархоменко, 1989, Nesbitt, 1993, Keller, 1966). А для образцов пористостью 8%, при нагревании 500-600⁰ С, ρ_K уменьшается до 10³ ом/м. При повышении температуры до 1000⁰ С, ρ_K опять увеличивается. Это явление вышеперечисленные авторы объясняют выделением кристаллизационно связанной воды и последующим ее испарением. Если предотвратить испарение воды с помощью всестороннего давления, то ρ_K достигнет 10 ом/м, при температуре 800-900⁰С. Зависимость электропроводности (σ) метаморфического комплекса горных пород от высокого давления и температуры изучил А.Г. Бондаренко (Бондаренко, 1973). В работе оценены пределы изменения электропроводности а) пород щелочного состава, б) метаморфические породы с включениями водосодержащих минералов. Получено распределение электропроводности в образцах метаморфических пород для зависимости $\sigma = f(p,t)$

Изучение изменений электропроводности в природных условиях. Методические разработки

Для выявления изменений в электропроводности горных массивов в природных условиях в настоящей работе использованы пространство - временные изменения параметра $N(A)$. Параметр $N(A)$ является отношением амплитуд вариаций локального геомагнитного поля внешнего происхождения, измеренных синхронно на разных парах станций. Этот параметр впервые был предложен и апробирован Ю.П. Сковородкином и Е.П. Тонояном на Гармском полигоне в 1986г. (Сковородкин, 1986)

$$N(A) = A_i / A_j$$

где A_i и A_j являются амплитудами синхронно измеренных вариаций в фиксированных пунктах (i, j).

Изучение пространственно-временных изменений параметра $N(A)$ для Sq-вариаций позволило выявить изменения электропроводности, связанные с геодинамическим процессом в земной коре и верхней мантии (Сковородкин и др. 1986). Применительно к задаче работ в Армении, нами была усовершенствована данная методика и кроме Sq-вариаций изучались также вариации с периодами от 10-25 и 30-60 минут.

Армянское нагорье и сопредельные территории, начиная с олигоцена - начала орогенного подэтапа альпийского этапа геологического развития Земли, испытывают дифференциальные

поднятия и горообразование. Амплитуда общего поднятия в орогенном подэтапе (олигоцен - современная эпоха) составляет на Армянском нагорье 3-3,5 км, а за четвертичный период - 1000-1500м. Некоторые участки Араратской котловины, в частности ее северо-восточного склона, а также северо-западной части Армении (район Ленинакан - Спитак, Гукасян-Степанаван), испытывают поднятия со скоростью в среднем 10-15 мм в год (Габриелян, 1989).

Анализ пространственного распределения эпицентров землетрясений на Армянском нагорье и в сопредельных регионах Тавро-Кавказского сегмента показывает, что сейсмоактивность в различных частях земной коры на этом отрезке альпийского орогенного пояса разная, что обусловлено разным сочетанием факторов, контролирующих сейсмичность (Габриелян, 1989).

На территории Армянской республики наиболее сейсмогенными зонами являются Араратская, Севано-Ширакская близширотные и Зангезурская и Транскавказская северо-западного и близмеридионального простирания.

Для обеспечения круглосуточного наблюдения за компонентами δZ , δH , δD вектора δT в вышеуказанных районах Армении были установлены трехкомпонентные магнитовариационные станции ИЗМИРАН-3. Скорость регистрации составляла 20мм за 60минут, чувствительность аппаратуры 0,5-0,8нТл в 1мм. Максимальное отклонение во времени между станциями около 7 минут, что учитывалось во время обработки данных. На рис.8.34 показано расположение магнитовариационных станций.

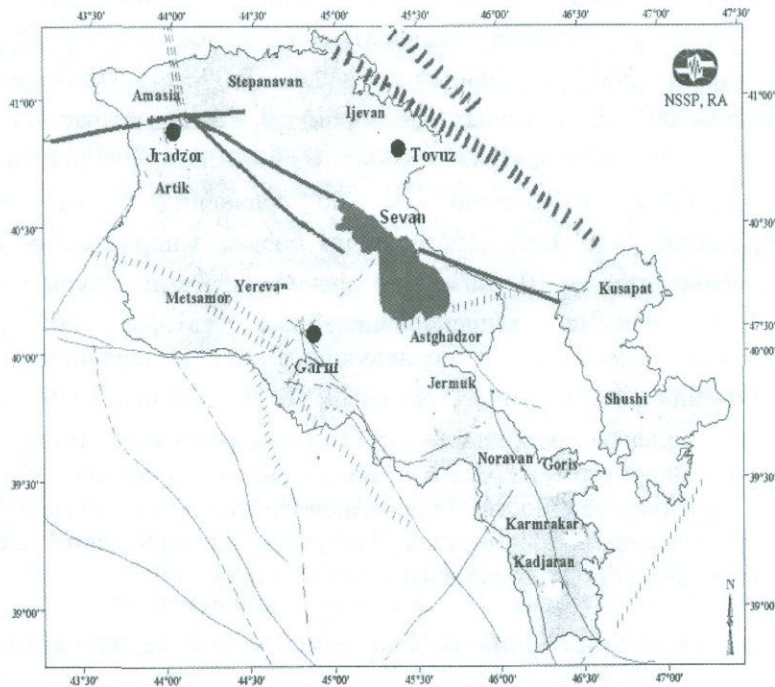


Рис. 8. 34. Карта расположения сейсмоактивных разломов и магнитовариационных станций на территории Армении. На карте кружками обозначено расположение магнитовариационных станций.

1-я станция - «Джрадзор», расположена в зоне Памбако-Севанской системы разломов. Эта зона заслуживает наибольшего внимания, поскольку характеризуется высокой контрастностью новейших тектонических движений с дифференцированными блоковыми поднятиями и опусканиями. Она является одним из крупных и сложных разрывных нарушений мегантиклинория Малого Кавказа (Габриелян, 1981).

2-я станция - «Гарни» - установлена в центральной части Армении, где сейсмичность контролируется Гарнийским разломом.

В системе наблюдательных пунктов необходимо иметь одну станцию, которая бы находилась в относительно спокойной с сейсмической точки зрения зоне. Это даст возможность определить район, где происходят наибольшие изменения локального

геомагнитного поля. Расположение 3-й станции «Товуз», которая находится в северо-восточной части Армении, в области Шамшадинского антиклинория, в районе умеренной сейсмической активности, удовлетворяет этим требованиям, и ее можно использовать как базисную станцию. Расстояние между станциями составляет от 125 до 150 км.

Исходя из вышесказанного, выбранная территория является весьма перспективным полигоном для изучения пространственно - временных изменений естественного переменного магнитного поля методами магнитометрии.

Полученные представительные временные ряды синхронно измеренных разнопериодных вариаций компонентов δZ , δH , δD переменного магнитного поля δT позволили изучить тонкую структуру этих вариаций. Изучение тонкой структуры локальных изменений вариаций компонентов (δZ , δH , δD) геомагнитного поля с использованием методов МТЗ и вариаций разных периодов, дает возможность получить информацию о динамических процессах, протекающих в разных слоях земной коры и верхней мантии. Изученные за период 1986-1993 гг. данные (временные ряды) способствовали развитию представлений о геодинамических, в частности сеймотектонических, процессах. Примененная методика позволила выделить зоны наибольшей геодинамической активности, где, по всей вероятности, может сформироваться очаг будущего крупного тектонического землетрясения.

Изучение пространственно-временных изменений параметра $N(A)$ в Армении для вариаций с периодами от 10-25 и 30-60 минут, позволило охарактеризовать изменения электропроводности верхних горизонтов земной коры (до 30 км) (Сковородкин, 1998; Григорян, 1999).

Обычно для изучения аномалий локального геомагнитного поля или глубинной электропроводности при зондировании земной коры анализируются δX , δY , δZ - компоненты полного геомагнитного вектора δT . В Армении долгое время отсутствовали возможности высокостабильных компонентных измерений. Только начиная с 1986г, в республике были организованы круглосуточные наблюдения за компонентами δD , δH , δZ и полного геомагнитного вектора δT .

Расположение и количество пунктов позволяло, используя вариации компонентов δD , δH , δZ и полного геомагнитного вектора δT , изучить пространственно-временные изменения параметра $N(A)$ для этих компонентов. Правильный выбор вариаций определенного типа является одним из важных вопросов при изучении изменений локальных геомагнитных вариаций данной территории.

Электромагнитная индукция, создаваемая в Земле S_q и бухтообразными вариациями, зависит от пространственно- временной структуры внешних источников. Следовательно, возникает вопрос о временной устойчивости и пространственной однородности внешней части индуцированного поля на исследуемой территории. Вариации переменного магнитного поля, зарегистрированные на поверхности земли δH^a , являются суммой внешней, индуцирующей δH^e и внутренней, индуцированной δH^i составляющих:

$$\delta H^a = \delta H^e + \delta H^i$$

Для оценки вклада поля внешнего источника δH^e на изменение параметра $N(A)$ необходимо было выяснить степень однородности этого поля на исследуемой территории. В конечном счете, вопрос сводится к рассмотрению связи вариаций разного периода внешнего поля с географической широтой и местным временем.

Ранее было показано (Сковородкин и др., 1986), что в районе Гармского полигона пространственно-временная структура поля S_q -вариаций (поля внешнего происхождения) однородна, следовательно, влияние внешнего поля δH^e не вносит заметных искажений в параметр $N(A)$ (Сковородкин, 1986). Показано также, что максимальное расхождение имеет δX составляющая - порядка 3,0 нТл, δY - составляет 0,28 нТл, а δZ - 0,34 нТл.

В пересчете $(\theta - \theta_0) = 35'$ они соответствуют координатам самых удаленных пар станций с учетом реальной наблюдаемой амплитуды S_q -вариаций, значение величины $\Delta \approx 0,3$ нТл, а расхождение поля T составляет $\sim 0,7$ нТл. Разность фаз для тех же координат составляет меньше 8 минут, что существенно не влияет на среднечасовые значения вариаций геомагнитного поля. Таким образом, в районе наблюдений на Гармском полигоне влияние географической широты и долготы на суточный ход магнитного поля невелико. Различие

сигналов за счет различия фаз не превышает ± 1 нТл. (Сковородкин, 1986; Сковородкин и др. 1986). Амплитудно-частотные различия прохождения Sq-вариаций не превышают 2,5 %.

В районе наблюдений на Гармском полигоне временной ход параметра $N(A)$ не зависит от сезонных колебаний. Коэффициент корреляции между $N(A)$ и амплитудой Sq-вариаций $|r| < 0,4$. Отсутствует связь между $N(A)$ и магнитной активностью в выбранном интервале ($K_p \leq 4$, $C_p \leq 1,0$, $A_p \leq 25$), а также между временным ходом атмосферных осадков и изменением уровня грунтовых вод на режимных скважинах (Бердичевский, 1992).

Если иметь в виду, что широтные координаты станций Армении близки с широтными координатами станций в Таджикистане, то можно полученные результаты (для Sq-вариаций) применить в данном случае.

Чтобы оценить вклад поля внешнего источника для бухтообразных вариаций в изменении параметра $N(A)$, рассчитаны значения данного параметра для вариаций, возникающих только за счет δH^c . Результаты расчетов параметра $N(A)$ для компонентов δZ , δH для всех пар станций помещены ниже в таблицах 8.4-8.6 (Григорян и др., 1999). Здесь же приведены максимальные и минимальные среднемесячные значения компонентов δZ и δH геомагнитного поля, полученные в разное время наблюдений. Обычно большие флуктуации наблюдаются в магнитовозмущенные периоды, характеризующиеся индексами активности $A_p \geq 25$, $C_p \geq 1,0$ и $K_p \geq 4$. Такие случаи в основном были исключены из массива данных.

Оценки с учетом координат станций и уровня активности позволяют принять, что временные изменения в $N(A)_Z$ и $N(A)_H$ (магнитоспокойные дни) за счет неоднородности или различия в δH^c для бухтообразных вариаций не превышают 5 % (табл.8.4). Можно принять, что изменения среднемесячных значений параметра $N(A)$ за счет внешней составляющей δH^c в нашем случае не выходят за пределы $\pm 0,05$ от расчетных значений. Как следует из таблицы. 8.5, 8.6, разница между максимальными и минимальными наблюдаемыми значениями $N(A)$, в пределах которой происходят изменения, с учетом ошибок, существенно превышает значения, возможные за счет H^c

Таблица 8.4. Расчетные значения параметра $N(A)$

$N(A)$ для бухтообр. вариаций между ст.	Джрадзор - Товуз	Джрадзор - Гарни	Гарни- Товуз
Расч. $N(A)_H$	0,997	1,05	0,95
Расч. $N(A)_Z$	0,999	1,0257	0,9739

Таблица 8.5. Наблюденные значения параметра $N(A)$ для Sq вариаций

Наблюденные $N(A)_{Sq}$	$N(A)_{H_{max}}$	$N(A)_{H_{min}}$	$N(A)_{Z_{max}}$	$N(A)_{Z_{min}}$
Джрадзор-Товуз	1,22	0,54	1,25	0,59
Джрадзор-Гарни	1,09	0,72	0,99	0,58
Гарни-Товуз	1,2	0,93	1,27	0,93

Таблица 8.6. Наблюденные значения параметра $N(A)$ для бухтообразных вариаций

Наблюденные знач. между Джр.-Товуз	$N(A)_{H_{max}}$	$N(A)_{H_{min}}$	$N(A)_{Z_{max}}$	$N(A)_{Z_{min}}$
$N(A)$ 30-60 минут	$1,33 \pm 0,09$	$0,73 \pm 0,08$	$1,34 \pm 0,09$	$0,54 \pm 0,09$
$N(A)$ 10-25 минут	$1,28 \pm 0,18$	$0,68 \pm 0,1$	$1,37 \pm 0,26$	$0,53 \pm 0,16$

Результаты проведенных расчетов показали, что:

- на исследуемой территории Армении, где расположены наблюдательные пункты Джрадзор, Товуз и Гарни, пространственное различие в прохождении Sq и бухтообразных вариаций в широтном и долготном направлениях во времени,

существенно не меняется. Искажениями, вносимыми во временной ход параметра $N(A)$ за счет различия координат станций, можно пренебречь (табл.8.4);

б) сезонные изменения внешнего источника, рождающие сезонные изменения в амплитудно - частотной характеристике выбранных вариаций, не влияют на временной ход параметра $N(A)$;

в) параметр $N(A)$ для S_q и бухтообразных вариаций не зависит от магнитной активности для дней с $A_p \leq 25$, $C_p \leq 1.0$ и $K_p \leq 4$.

В итоге пространственно-временная структура поля S_q и бухтообразных вариаций для уровня магнитной активности $K_p \leq 4$ может рассматриваться как однородная, не вносящая значительных искажений в параметр $N(A)$ на исследуемой территории Армении.

Таким образом, изменения параметра $N(A)$ (табл.8.4-8.6) главным образом вызваны индуцированной δH^1 составляющей (Григорян, и др. 1999).

Выбор периодов использованных гармоник бухтообразных вариаций таков, что временной ход параметра $N(A)$ позволяет отражать изменения электропроводности на глубинах до 180км для S_q - вариаций, и с 20км до 5км для вариаций с 10-25 и 30-60 минут, т.к. период вариаций (T) определяет глубину проникновения поля вариаций (Grigoryan, Skovopodkin, Nazaretian, 1999). Глубина проникновения поля определяется известной в магнитометрии формулой $d = 159 \cdot \sqrt{10 \cdot \rho \cdot T}$ в системе SI, где ρ -сопротивление, T -период вариаций. Именно в глубинах до 20км расположены гипоцентры землетрясений данной территории.

Результаты обработки временных рядов параметра $N(A)$ в графическом виде представляются на рис. 8.35-8.36.

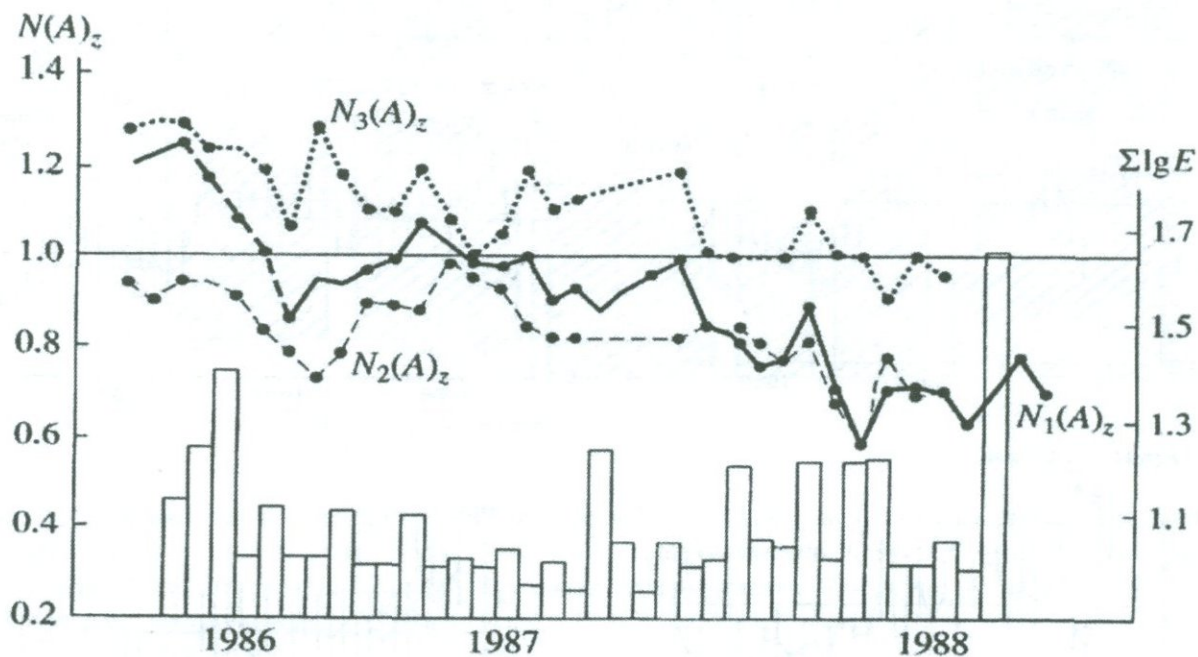


Рис. 8.35. Изменения среднемесячных значений параметра $N(A)$ для S_q - вариаций между станциями Джрадзор -Товуз ($N_1(A)$), Джрадзор – Гарни ($N_2(A)$), Гарни – Товуз ($N_3(A)$) в сопоставлении с выделенной сейсмической энергией за период 1986-1988гг.

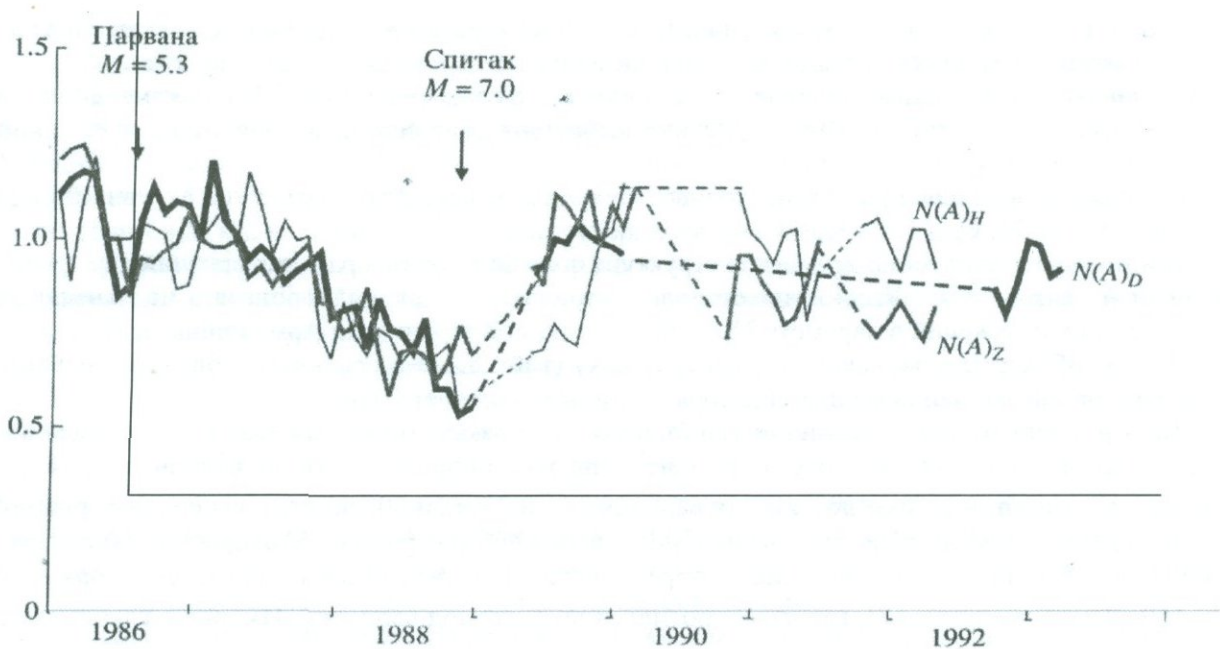


Рис. 8.36. Изменения среднемесячных значений параметра $N(A)$ для Sq вариаций компонентов δD , δH и δZ геомагнитного поля между станциями Джрадзор - Товуз за период 1986-1993гг.

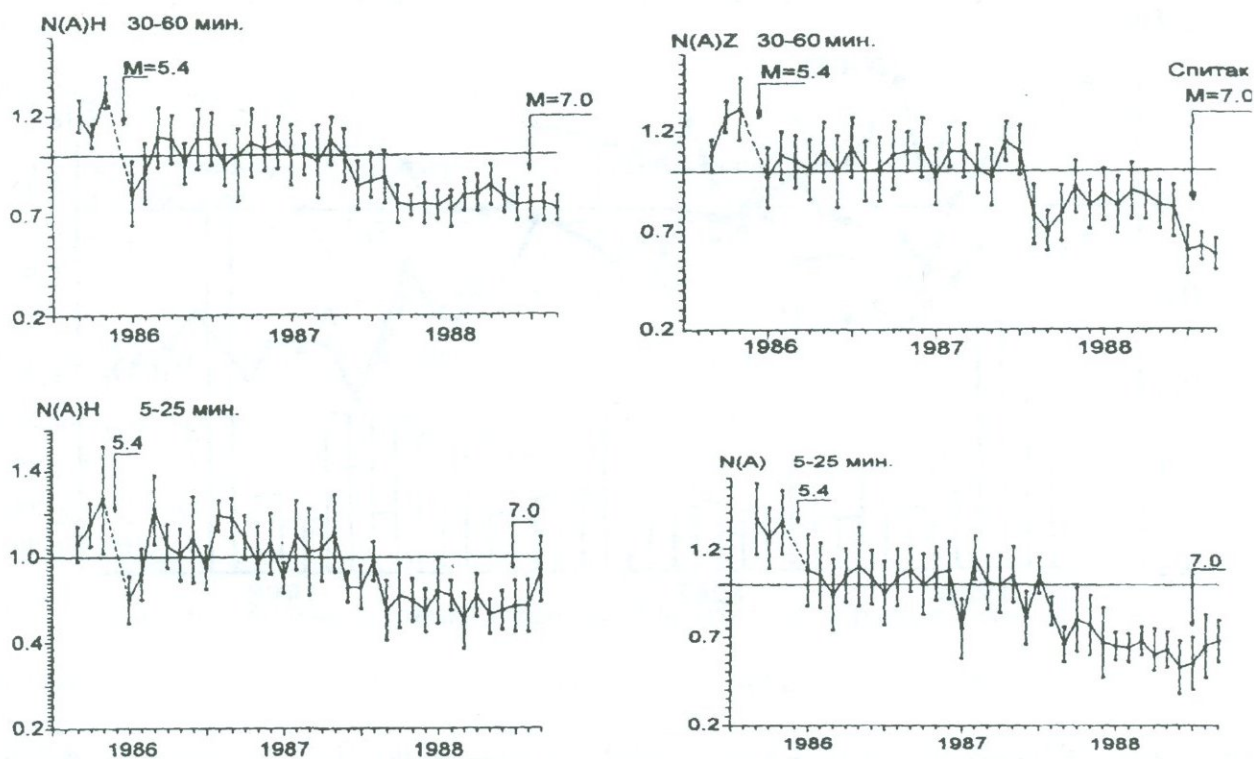


Рис. 8.37. Изменения среднемесячных значений параметра $N(A)$ для вариаций с периодами 5-60 минут между станциями Джрадзор - Товуз, для компонентов H и Z геомагнитного поля за период 1986-1988гг.

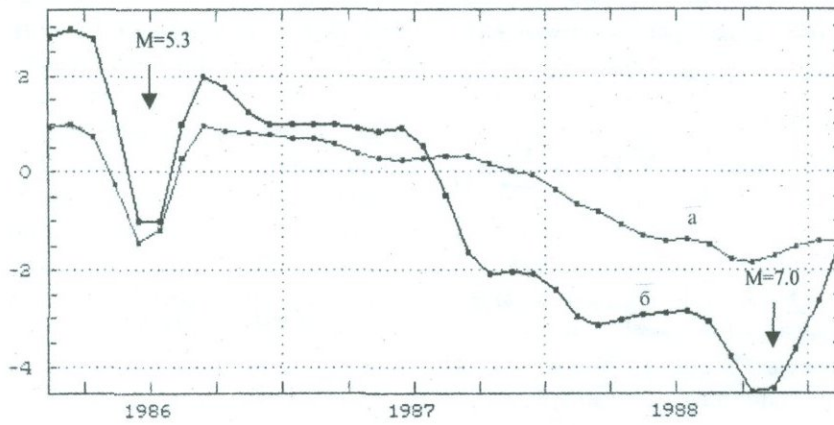


Рис. 8.38. Сглаженные временные ряды среднемесячных значений синхронной разности ΔT между станциями Джрадзор и Товуз, для вариаций с периодами а) 5-25, б) 30-60 минут за период 1986-1988гг.

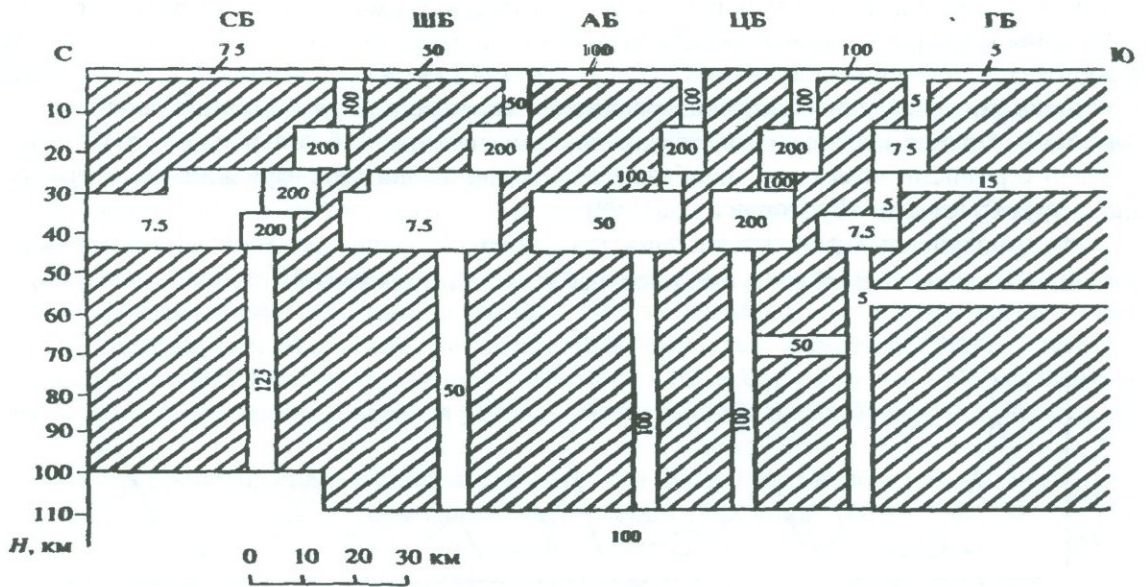


Рис. 8.39. Эквивалентная геоэлектрическая модель Малого Кавказа: СБ - Сомхетский блок, ШБ - Ширакский блок, АБ - Апаранский блок, ЦБ - Цахкуняшский блок. ГБ - Гегамский блок (Габриелян, 1989). Цифры на блоках - удельные сопротивления, Ом.м, заштрихована область высоких сопротивлений ($10^3 - 10^4$ Ом.м).

Дополнительно для каждой станции изучались изменения вектора Визе (вектора индукции). Пространственно-временные изменения параметров вектора Визе характеризуют распределение электропроводности и изменение электромагнитной индукции в земной коре. Анализ временных рядов передаточных функций (А и В) и величины вектора Визе (С), являются весьма перспективным для геодинамических исследований, в частности для выявления изменений в электропроводности, связанного с тектоническими процессами (Parkinson, 1959; Рикитаке, 1968, Харин, 1978; 1981). Были обработаны и проанализированы временные ряды за период 1986-1998гг. Используются те же самые амплитуды вариаций компонент δZ , δH и δD , которые были выбраны из магнитограмм станций 1-3. Используются амплитуды вариаций периодами 5-25 мин. и 30-60 мин. Существует линейное соответствие вариаций геомагнитного поля (Харин, 1982).

$$\delta Z = A\delta H + B\delta D$$

где А и В являются передаточными функциями, с помощью которых можно определить величину вектора Визе. Рассчитаны параметры вектора Визе – передаточные функции А и В, а также величина вектора С (Григорян, Назаретян и др. 1999).

$$A = \frac{1}{n} \cdot \left(\sum_{i=1}^n Y - B \cdot \sum_{i=1}^n X \right)$$

$$B = \frac{n \cdot \sum_{i=1}^n (X \cdot Y) - \sum_{i=1}^n (X) \cdot \sum_{i=1}^n (Y)}{n \cdot \sum_{i=1}^n (X^2) - \left(\sum_{i=1}^n (X) \right)^2} \quad \text{где } Y = \delta Z / \delta H, X = \delta D / \delta H$$

$$C = \sqrt{A^2 + B^2}; \quad \varphi = \arctg \frac{B}{A},$$

Результаты проведенных расчетов представлены на рис. 8.38, где стрелками показаны моменты землетрясения. За весь период наблюдений, на фоне нерегулярных колебаний параметров вектора Визе (А, В и С) обнаруживаются аномальные изменения. Заметим, что эти изменения в среднем составляли: для передаточных функций А и В - 0,3, а для С - 0,5 - 0,05. Простое сопоставление полученных рядов с сейсмическими событиями с $K > 9$, эпицентрными расстояниями 50км, показало, что существует корреляция для вариаций периодами 30-60мин (рис.8.40). Прямая корреляция с сейсмичностью для вариаций с периодами 5- 25мин. нет. Это связано с разными помехами, ошибками измерений амплитуды вариаций δZ с периодами 5-15, пьезоэффектами и др. (Григорян и др., 1999).

Анализ полученных результатов свидетельствует о наличии изменений электропроводности в глубинных частях земной коры в районах наблюдательных пунктов.

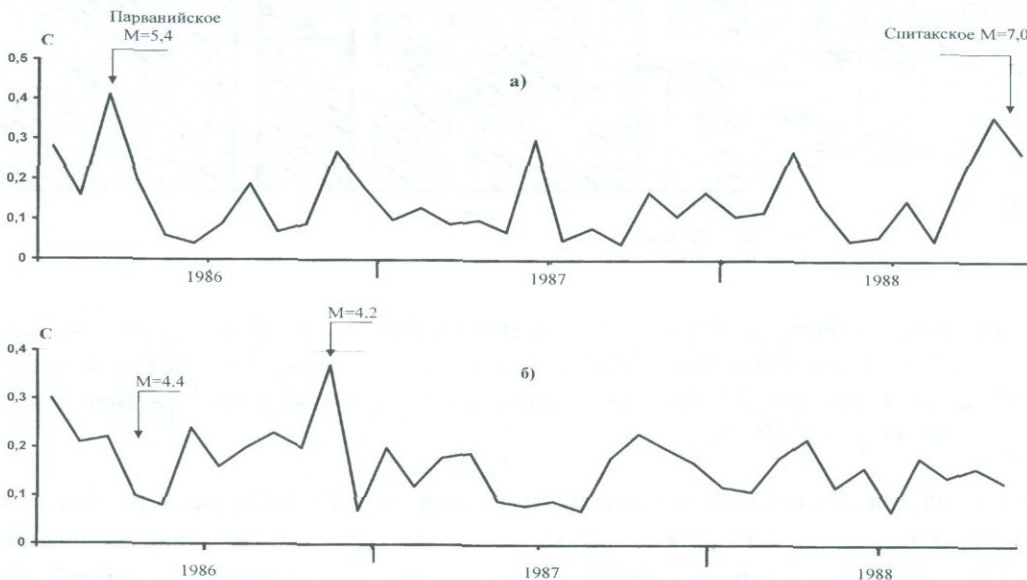


Рис.8.40. Изменения среднемесячных значений модуля вектора Визе (С) для вариаций 60мин. на станциях Джерадзор (а) и Товуз (б).

Обсуждение и анализ результатов

Существуют особые локальные высокопроводящие зоны, в которых при наличии общего источника электромагнитное поле проявляется более интенсивно, чем по соседству, за счёт особенностей их строения (Кормильцев, Ратушняк, 1997). Такие высокопроводящие зоны приурочены к активным сейсмическим районам, так как в этих структурах происходит

накопление деформаций, приводящее к землетрясениям (Бондаренко, 1973). Выявление, а затем и наблюдение, за развитием напряженно-деформированного состояния этих структур является важным фактором при изучении процессов, происходящих в земной коре, связанных с геодинамическим и, в частности, сеймотектоническим процессом.

Анализируя временные ряды параметра $N(A)z$ для Sq-вариаций между парами станций Джрадзор-Товуз ($N_1(A)z$), Джрадзор-Гарни ($N_2(A)z$) и Товуз-Гарни ($N_3(A)z$) можно заметить, что за время наблюдений 1986-1989гг. происходят разнопериодные флуктуации параметра $N(A)$, превышающие возможные инструментальные ошибки и другие эффекты (электрокинетический, пьезомагнитный). Максимальные изменения параметра $N(A)$ достигают 35%. Самые значительные изменения зафиксированы для $N_1(A)z$ - между парами станций Джрадзор-Товуз. Изменения между парами станций Джрадзор-Гарни ($N_2(A)z$) за данный период составляет не более 0,1, а между парами станций Товуз-Гарни ($N_3(A)z$) они были в пределах ошибок. Это позволило считать, что источник выявленных вариаций параметра $N(A)$ находится в области расположения станции Джрадзор, то есть непосредственно в эпицентральной зоне Парванийского (13.05.1986г) и Спитакского (07.12.1988г.) землетрясений. Аналогичные результаты получены для вариаций с периодами 10-25 и 30-60 минут (рис.8.36). Поэтому можно предполагать, что аномальные изменения локального геомагнитного поля внешнего происхождения за рассматриваемый период, связаны с подготовкой и реализацией двух самых сильных землетрясений исследуемого района с $M=5.4$ и $M=7.0$.

На рис.8.35 представлены пространственно-временные изменения параметра $N(A)$ для компонентов δD , δH и δZ полного геомагнитного вектора δT : ($N(A)_D$, $N(A)_H$, $N(A)_Z$), - между станциями Джрадзор - Товуз, которые охватывают период 1986-1993гг.

В течение 2-х - 3-х лет после Спитакского землетрясения значение отношений амплитуд (параметра $N(A)$) достигли почти до исходного уровня (Рис.8.35), т.е. наблюдаемый эффект является в значительной мере обратимым.

Поскольку основные изменения магнитных параметров связаны со станцией Джрадзор, для обсуждения использованы результаты гравиметрических наблюдений по данному району, которые охватывают период 1983-1990гг. Результаты повторных гравиметрических наблюдений для исследуемой территории Армении за данный период показали, что в пределах активных разломов наблюдается нестабильный пульсационный характер изменения силы тяжести (НИСТ). Амплитуда НИСТ в этих зонах превышает $100 \cdot 10^{-8}$ м/сек² в год, что в 3-5 раз выше по отношению к изменениям, наблюдаемым в районах развития стабильных блоков (Оганесян и др. 1989).

Для объяснения происходящего процесса в земной коре были также использованы результаты исследования геохимических и сейсмических наблюдений (Игумнов, 1989; 1998). За данный период наблюдений на исследуемой территории зафиксированы геохимические вариации различного рода. Надо отметить, что все наблюдательные скважины расположены на разных активных разломах, что позволило пронаблюдать геохимическую реакцию по всей территории Армении и сопредельных стран. В наблюдательной скважине, которая расположена в районе Памбак - Севанской системы разломов, за период наблюдений зафиксированы вариации геохимических компонентов (HCO_3^- , Cl^- , Ca^{2+} , pH и др.). Эти вариации резко проявляются только перед сильными землетрясениями ($M \geq 6,5$). Вариации по гелию появились приблизительно за 40 дней до Спитакского землетрясения. Эти вариации сопровождаются монотонным уменьшением напора воды и резкими пульсациями газов (Игумнов, 1998).

Сопоставление полученных данных по магнитометрии, гравиметрии и геохимии показали, что наиболее контрастные изменения параметра $N(A)$, силы тяжести и концентраций гелия коррелируются во времени (Григорян, 1998).

Исходя из результатов исследований, можно предполагать, что локальные изменения изученных параметров обусловлены главным образом геодинамическим процессом, происходящим в земной коре в зонах активных глубинных разломов.

Возникает естественный вопрос, какие же процессы в земле могли бы вызвать достаточные по величине изменения локального геомагнитного поля за периоды от месяцев до нескольких лет?

Изменение магнитного поля за счет возникновения локальных дополнительных электрических полей может быть вызвано изменением гидрорежима и, как следствие, возникновением электрокинетических эффектов (Сковородкин, 1980). Однако, как следует

из результатов полевых наблюдений (Сковородкин, 1980; Сковородкин и др., 1986), натурального моделирования и теоретических построений, даже в предельном случае, вклад возникающих токов течения на глубинах от метров до километров в амплитуды использованных нами вариаций не будет зарегистрирован (Авагимов и др., 1986).

Если будем исходить из явления изменения магнитной проницаемости за счет изменения напряженного состояния горных масс (пьезомагнитный эффект), то и здесь в предельном случае не будут наблюдаться значимые изменения в амплитудах вариаций (Сковородкин, 1981).

Наиболее приемлемым представляется механизм изменения электрической проводимости в результате возникновения фильтрационных потоков флюидов и газов (Павленкова, 1996; Григорян, 1998). Впоследствии развития геодинамического процесса в среде образуются локальные неоднородности, одной из причин которых является дегазация, прежде всего водородная. Флюиды, вместе растворенными в них газами проникают в эти неоднородности, а в последствии этого процесса меняются физические параметры среды (проводимость) (Гуфельд, 2012). Водородная дегазация через твердую фазу и P-T параметры на различной глубине определяют кристаллическую структуру среды, включая межблоковые прослойки. Совокупность этих воздействий создает принципиально новые условия, следствием которых будет формирование аморфизированных (неупорядоченных) и упорядоченных структур. Такая двухфазная система с различным соотношением упорядоченной (кристаллической) и неупорядоченной (аморфизированной) фаз может быть ответственной за своеобразное и уникальное формирование пространственных геологических структур, включая границы Мохо, строение блоков и вариации их параметров (Гуфельд, 2012).

Следует иметь в виду, что структурные перестройки за счет диффузии водорода (а также в меньшей концентрации гелия) не требуют критических значений P-T параметров и реально протекают в широком интервале температур.

При квазипостоянных градиентах давления и температуры в литосфере влияние на поле напряжений легкоподвижных восходящих потоков легких газов представляется основным переменным фактором, поддерживающим непрерывные вариации различных параметров среды. Необходимо учитывать особенности границы Мохо. На границе Мохо, где может осуществляться накопление легких газов, возможна горизонтальная миграция легких газов на большие расстояния (десятки километров и более) и последующий их сброс через флюид и твердую фазу в поверхностную кору. Естественно, что не может идти речи о жидких флюидах глубже границы Мохо.

Естественно, что речь идет только о диффузии атомов внедрения: H, He, C, N, B, F, S, P и некоторых других, диффузия которых осуществляется по междоузельному механизму. Однако здесь необходимо выделить H и He, коэффициенты диффузии которых на многие порядки больше. Обсуждать диффузию сложных соединений в кристаллических или аморфных структурах в среде ниже границы Мохо, как это сделано в ряде работ, в принципе не имеет смысла. Отдельно речь может идти только о комплексах C-N и O-N (Гуфельд, 2012).

Процессы взаимодействия между верхней мантией и корой обнаруживаются в динамике изменения проводимости перед сильными землетрясениями. На основе геологических и сейсмотектонических данных (Габриелян, 1989) можно считать, что в данном случае, имеются все условия для активной фильтрации флюидов в осадочный чехол земной коры (раздробленность среды, наличие мелких и глубинных разломов и т.д.). По данным магнитотеллурического зондирования, геоэлектрический разрез Армении относится к «активным», где в земной коре и астеносфере выделяются проводящие зоны, которые, в частности, объясняются присутствием флюидов (Ваньян, 1996). По данным сейсмической станции «Степанаван», которая находится на расстоянии около 15 км от г. Спитака, выделена область пониженных скоростей сейсмических волн. Этот факт можно интерпретировать как указание о наличии зоны разуплотнения в этом районе в период перед Спитакским землетрясением 1988г.

Учитывая наличие аномалий в низкочастотной области (Sq-вариации, период от 5-10 часов) можно предположить активизацию флюидного режима на большой глубине, например, поступление флюидов из области кора-мантия за счет мантийных процессов.

Использование отношений амплитуд (параметр N(A)) синхронно измеренных разнопериодных вариаций и компонентов δD , δH , δZ геомагнитного поля и вектора Визе открывает возможность изучения изменений электропроводности на разных глубинах земной коры и верхней мантии.

Некоторые выводы

- Показана временная устойчивость параметра $N(A)$ в данной системе станций Армении.
- Выявлены аномальные изменения локального геомагнитного поля внешнего происхождения, предположительно вызванные изменением электропроводности в земной коре.
- Показано, что изменения электропроводности в земной коре обусловлены развитием геодинамического процесса, в частности подготовкой сильных землетрясений в сейсмоактивных районах Армении (Парванийского 13.05.1986г. и Спитакского 07.12.1988г).
- Показано, что процессы, протекающие в земной коре и верхней мантии, имеют обратимый характер.
- Предполагается, что возникновение локальных неоднородностей и аномальных изменений в электропроводности на разных глубинах земной коры и верхней мантии исследуемого района, по всей вероятности, обусловлены интенсивной миграцией газов на большие расстояния (десятки километров и более) и последующим их сбросом по глубинным разломам через флюид и твердую фазу в поверхностную кору.

Автор выражает благодарность за консультации при обсуждении результатов д.ф.-м.н., главному научному сотруднику ИФЗ РАН Гуфельду И.Л.

8.5. Выводы

1. Активные разломные узлы, наряду с активными региональными разломами и блоками необходимо включить в число вероятных сейсмогенерирующих элементов земной коры. Роль разломного узла в генерации сильных землетрясений особо заметна, когда узел образован от пересечения разломов одинакового порядка. Сейсмичность разломного узла и связанные с ним сильные землетрясения имеют свои особенности, обусловленные механизмом их возникновения.
2. На основе множества сейсмологических, геологических, геодинамических и других данных выбранно и адаптировано из известных моделей очага землетрясений модель очага для сильных землетрясений ($M \geq 5,0$) территории Армении. Предлагается модель очага как для отдельного землетрясения, так и для нескольких очагов территории республики. В описании моделей дается развитие процессов в будущей очаговой зоне, продолжительность этапов развития, оценена вероятность проявления предвестников землетрясения и возможности сейсмопрогноза и др.
3. Изучены особенности проявления предвестника “сейсмическое затишье” на территории Армении и сопредельных районов. Показано, что перед всеми 5-ю землетрясениями с $M > 6.0$ Кавказа за период 1962-2014гг. наблюдалось явление сейсмического затишья. В общих чертах оно проявилось однообразно. В то же время наблюдались особенности, которые относятся ко времени их выявления, размерам зоны, особенностям развития и к местоположению по отношению к эпицентру будущего землетрясения. Составлена карта зон сейсмического затишья для Армении и сопредельных территорий за 2002-2014гг., даны количественные характеристики этих зон. Несмотря на это, заключается, что “сейсмическое затишье” как предвестник сильных землетрясений надо применять только в общем комплексе с другими предвестниками.
4. Выявлены аномальные изменения локального геомагнитного поля внешнего происхождения, предположительно вызванные изменением электропроводности в земной коре, последние обусловлены развитием геодинамического процесса, в частности, подготовкой сильных землетрясений в сейсмоактивных районах Армении. Возникновение локальных неоднородностей и аномальных изменений в электропроводности, на разных глубинах земной коры и верхней мантии, по всей вероятности, обусловлены интенсивной миграцией газов на большие расстояния (десятки километров и более) и последующим их сбросом по глубинным разломам через флюид и твердую фазу в поверхностную кору.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии получен ряд научных результатов в области тектоники и прикладной геофизики, которые условно разделены на две группы: результаты научно-прикладного значения и методические разработки.

Результаты прикладного научного значения:

1. Карты скоростных аномалий сейсмических волн для разных глубин (30-50км и 150-200км) по существу отличаются друг от друга, что говорит об изменении неоднородностей в вертикальном направлении. Вытянутость скоростных аномалий не соответствует общекавказской вытянутости геофизических зон. Они имеют преобладающее субмеридиональное простирание. Картина скоростных неоднородностей на глубинах 150-200км также сложна и сильно дифференцирована, как и на глубинах 30-50км. Заметно изменение преобладающих направлений простирания вытянутых элементов геофизических полей и скоростных аномалий по глубине. Это говорит о многоэтажности строения и многоактности формирования земной коры и верхней мантии.
2. Из составленных вероятных геолого-геофизических моделей региональных разломов территории Армении следует, что для выделения, по возможности, всех типов региональных разломов необходимо применение комплекса методов. При применении ограниченного количества пусть даже наиболее эффективных методов устанавливаются далеко не все существующие в природе разломы земной коры.
3. Максимальная магнитуда землетрясений по литературным и приведенным в монографии данным оценивается $M_{\max}=7.5$. В конкретных очаговых зонах трудно установить периодичность проявления сильных землетрясений. Скорее всего, можно говорить о непостоянстве сейсмичности во времени. Очаги наиболее сильных землетрясений имеют объем величиной до $10\ 000\text{км}^3$ (размеры осей эллипса вращения $60\times 10\text{км}$), а площадь главного разрыва составляет до $1\ 600\text{км}^2$. При сильных землетрясениях ширина зоны дробления горных пород (зона разлома) доходит до 10км, а область основных остаточных деформаций гораздо меньше.
4. В районах сильных землетрясений частота слабых землетрясений не всегда большая. Большинство (70%) сильных исторических землетрясений ($M>5.5$) имеют глубину гипоцентра 5-15 км. Только в единичных случаях глубина землетрясений достигает 30км и больше. Относительно большое скопление гипоцентров наблюдается на глубине до 20 км и, особенно, на глубинах 0-10 (около 70%). Сейсмогенный слой территории Армении имеет толщину до 35км, а сильные землетрясения в основном занимают верхнюю половину этого слоя.
5. Направления регионального сжатия, действующего в земной коре территории Армении, по данным GPS (на поверхности земли) и по параметрам механизма очагов землетрясений с $M\geq 4$ (на глубинах 5-20км) совпадают, что говорит о едином направлении векторов сжатия, с которыми связаны современные тектонические процессы, в том числе сильные землетрясения. Образованные вследствие землетрясений вероятные разрывы имеют северо-западное и северо-восточное направления, а их плоскости имеют близвертикальное падение. Векторы сжатия и растяжения имеют близгоризонтальное ($0-50^\circ$) падение.
6. На основе разработанной методики и имеющегося относительно качественного исходного материала, применяя единый подход, составлена новая карта региональных разломов территории Армении. Один и тот же разлом в большинстве случаев выделен сразу пятью и более группами признаков, чем обеспечивается надежность его выделения. Большая часть разломов была выделена ранее другими исследователями: как геологами, так и геофизиками. Комплексом геофизических методов подтверждено наличие ряда известных по

геологическим данным разломов, уточнено местоположение некоторых из них. Новые разломы общекавказского простираения не установлены.

7. На составленной карте региональных разломов выделены все те разломы, которые независимо от времени их заложения и активизации привели к перераспределению масс, создали неоднородности в земной коре и, следовательно, геофизические аномалии. Возможно, что часть из них - неподвижные или слабоактивные, а другая продолжает проявлять активность. Не обязательно, чтобы все региональные разломы проявились на дневной поверхности. Если они видимо не нарушили сплошность пород альпийского комплекса, они не могут проявиться на дневной поверхности, и трудно установить их геологической съемкой. По этой причине количество разломов в покрытых районах по геофизическим данным всегда больше, чем по геологическим данным. Сложная система разломов формировалась в течение длительного периода времени. Изменение направления тектонических напряжений приводит к активизации разломов определенного простираения, поэтому разломам характерна многоактность развития.
8. Определенная (большая) часть региональных разломов территории Армении имеют глубину, превышающую мощность земной коры, и проникает, по всей вероятности, в верхнюю мантию. Их длина в пределах изучаемой территории составляет несколько сотен км, а по литературным данным, длина некоторых разломов превышает тысячи км. Углы падения зон разломов разные, но большинство из них имеет близвертикальное расположение. Ширина зон дробления разломов составляет до 10 км.
9. Разломы состоят из отдельных прямолинейных фрагментов, отличающихся друг от друга некоторыми особенностями геологического строения и их проявлениями в физических полях. Длина фрагментов разлома разная – от 25 км до 150 км. Но наиболее характерная длина фрагмента составляет 30-40км. В расчленении разломов на фрагменты контролирующая роль принадлежит пересекающим разломам.
10. Средние амплитуды вертикального смещения глубинных границ земной коры (фундамента, Конрада, Мохо) по региональным разломам территории Армении почти одинаковы и составляют 1-2 км, а максимальные по границе Мохо - больше, чем по фундаменту. Таким образом, земная кора, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях дифференцирована намного сильнее, чем предполагалось раньше.
11. Установленная сеть региональных разломов формировалась в течение длительного периода времени и уже существовала самое позднее до наступления альпийской складчатости. Литературные данные указывают не возраст заложения разломов, а один из последних периодов их активизации. Образование новых разломов в эпохи последних тектонических активизаций произошло с “учетом” фрагментов ранее существующих разломов, т.е. разломы активизировались унаследовано.
12. На основе выявленной сети разломов и их геофизической характеристики уточнена схема тектонического районирования территории республики.
13. На основе комплекса геолого-геофизических данных и специально выбранной методики предлагается новая схема блокового строения земной коры территории РА. Дана классификация блоков. Выделены 3 мегаблока, 5 блоков первого ранга и 18 блоков второго ранга. Ширина мегаблоков составляет как минимум 80км, они имеют общекавказское простираение и длину в пределах Армении несколько сот км. Блоки I и II рангов имеют ограниченные размеры (30-50км) и геометрическую форму, скорее всего, изометрическую.
14. Границы между мегаблоками – региональные разломы - выделяются достаточно надежно, почти по всем геолого-геофизическим показателям. С некоторой оговоркой надежны также границы выделенных блоков первого ранга. Нуждается в уточнении значительная часть границ блоков второго ранга на основе новых, более детальных исходных данных.

15. Преобладающее направление горизонтального движения блоков территории РА - север-северо-восточное, которое определено по данным GPS и на основе параметров механизма очага землетрясений с $M \geq 4,5$. Разрывы, возникшие во время землетрясений средней силы, имеют близкое к вертикали падение, а векторы сжатия и расширения имеют падение $50-70^{\circ}$.
16. Во время сильных землетрясений блоки могут передвигаться предположительно как вертикально, так и горизонтально, а основной тип возникших или активированных разрывов - взбросо-сдвиг. По фактическим данным, вращение, погружение или другие движения отдельных блоков не наблюдаются.
17. Учитывая особенности региональных тектонических напряжений, действующих в верхних частях земной коры территории Армении, дается новая схема вероятных активных региональных разломов. Прогнозируются возможные режимы и типы подвижек по региональным разломам. Основные типы режима - импульсно-криповый и импульсный, а по кинематике преобладают движения типа взбросо-сдвиг.
18. Исходя из тектонической активности блоков земной коры, сейсмической активности региональных разломов и разломных узлов составлена новая схема сейсмогенных зон территории Армении. Она по существу близка к аналогичным схемам, составленным в последнее десятилетие разными исследователями, однако имеются существенные отличия между ними.
19. Афтершоковая активность Спитакского землетрясения 1988г продолжается. Процесс разделяется на высокоактивный (1988-1991г.) и слабоактивный (1992 - по настоящее время) периоды. Общая выделенная энергия афтершоков вплоть до 2015г. составляет незначительный процент от выделенной во время основного события энергии. Преобладающая часть суммарной афтершоковой энергии (98%) выделилась в активный афтершоковый период (1988-1991г.).
20. На основе множества сейсмологических, геологических, геодинамических и других данных из известных моделей очага землетрясений выбрана и адаптирована модель очага для сильных землетрясений ($M \geq 5,5$) территории Армении. Предлагаются модели очага как для отдельного землетрясения, так и для нескольких очагов. В описании моделей дается развитие процессов в будущей очаговой зоне, продолжительность этапов развития, оценены вероятность проявления предвестников землетрясения и возможности сейсмопрогноза и др.
21. Предвестник "сейсмическое затишье" на территории Армении и сопредельных районах наблюдался перед всеми 5-ю землетрясениями с $M > 6.0$ Кавказа за период 1962-2014гг. В общих чертах оно проявилось в основном одинаково, но в то же время наблюдались особенности, которые относятся ко времени их выявления, размерам зоны, особенностям развития и к местоположению по отношению к эпицентру будущего землетрясения. Составлена карта зон сейсмического затишья для Армении и сопредельных территорий за 2002-2014гг., даны количественные характеристики этих зон. Несмотря на это, считается, что "сейсмическое затишье", как предвестник сильных землетрясений, надо применять только в общем комплексе с другими предвестниками.
22. Выявлены аномальные изменения локального геомагнитного поля внешнего происхождения, предположительно вызванные изменением электропроводности в земной коре, а последние обусловлены развитием геодинамического процесса, в частности, подготовкой сильных землетрясений территории Армении. Возникновение локальных неоднородностей и аномальных изменений в электропроводности на разных глубинах земной коры и верхней мантии, по всей вероятности, обусловлены интенсивной миграцией газов на большие расстояния и последующим их сбросом по глубинным разломам через флюид и твердую фазу в поверхностную кору.

Методические разработки:

1. Разработана методика выделения региональных разломов, основанная на изучении характера изменения геофизических полей над надежно установленными фрагментами разломов и на выборе геофизических критериев их выявления.
2. Предлагается новая методика выделения сейсмогенерирующих зон на основе анализа сейсмического режима до и после сильного землетрясения региона.
3. Предлагается вероятный механизм возникновения сильных землетрясений в разломных узлах. Считается, что активные разломные узлы, наряду с активными региональными разломами и блоками, необходимо включить в число вероятных сейсмогенерирующих элементов земной коры. Сейсмичность разломного узла и связанные с ним сильные землетрясения имеют свои особенности проявления и развития, обусловленные механизмом их возникновения.

ОБ АВТОРАХ



Назаретян Сергей Норайрович – доктор геолого-минералогических наук(1988г.), профессор(1999г.). Родился в 1948 году. С отличием окончил геофизическое отделение Ереванского государственного университета(1971г.), аспирантуру АН АрмССР (1975г.).

Трудовая деятельность - 1971-1992 гг. работал в Институте геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм. ССР на должности младшего научного сотрудника, с 1979г. - ученого секретаря, с 1980г. – заведующим лабораторией сейсмотектоники, 1981-1992гг. – зам. директором по научной части, 1992-2013гг.- директором, а с 2013г.- советником директора Северной службы сейсмической защиты МЧС РА.

Области профессиональных интересов: региональная геофизика и сейсмотектоника, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска. Автор около 380-и научных работ, в том числе 8 книг и монографий, а также является автором 2-х изобретений. С докладами выступал в более чем 20-и странах мира (во всех республиках бывшего СССР, США, Англии, Франции, Германии, Чехии, Греции, России, Македонии, Израиле, Болгарии, Индии, Египте, Турции, Иране и т.д.).

Избран академиком: Инженерной академии Армении (2003г.); Международной академии наук экологии и безопасности жизнедеятельности(1997г.); Российской академии Естественных наук (2000 г.). Является членом 5-и научных советов, в том числе 2-х советов по присуждению ученых степеней. Член редколлегии 3-х научных журналов.

Внедрения в науку: а) является одним из основателей школы сейсмотектоники Кавказа на основе геофизических методов; б) развил методику выделения глубинных разломов на основе комплексных данных, которая опирается на совместное использование геологических реперов и геофизических критериев; в) предложил вероятную модель образования сильных землетрясений в разломных узлах; г) разработал методику выделения сейсмогенных зон на основе особенностей сейсмичности до и после сильных землетрясений региона; д) развил методы сейсмического микрорайонирования и оценки сейсмического риска территории городов РА, основанные на макросейсмических данных и данных повреждений разных типов зданий и линий жизнеобеспечения вследствие Спитакского землетрясения 1988г.; е) разработал методику составления планов оперативных и эффективных действий 12-и ведомственных и муниципальных служб городов при сильных землетрясениях(методика внедрена для составления планов соответствующих служб гг. Ереван, Тбилиси, Баку); ж) составил специальную макросейсмическую шкалу для оценки интенсивности исторических землетрясений по повреждениям армянских церквей и др.

Международные программы, осуществленные под его руководством: а) сейсмическое районирование региона Крым – Кавказ - Копет-Даг (Госкомитет СССР по науке и технике, 1986-1994гг); б) сейсмоинформационная система Кавказа для оценки опасности и риска (Международный Научно-технический центр, 2002-2009гг.); в) методика составления планов оперативных и эффективных действий служб города при сильном землетрясении (Программа по сотрудничеству на Южном Кавказе АМР США, 1996-1997гг.); г) составление планов оперативных и эффективных действий служб столиц государств Южного Кавказа при сильном землетрясении(Программа по сотрудничеству на Южном Кавказе, 1999-2000 гг.); д) изучение последствий и представление рекомендаций Правительству Индии по восстановлению зоны Бхуджского(Индия) землетрясения 2001г. в качестве руководителя отряда быстрого реагирования инженеров-сейсмологов НССЗ РА; е)разработка и изготовление дейста-логгера радонметра(Проект Черноморского экономического сотрудничества, 2015г.).

Награды: а) Президента РА - медаль Анания Ширакаци; б) Правительства РА - медаль за активное участие в восстановлении последствий Спитакского землетрясения 1988г.;

в) Медаль и Благодарственная Грамота Премьер-министра РА; г) Почетная Грамота Правительства НКР; д) “Говестагир” НАН РА; е) Золотая медаль им. М. Ломоносова и орден “Звезда ученого” МАНЭБ; ж) Заслуженный работник МЧС РА.



Дургарян Раффи Рашимович – кандидат геологических наук (2006). Родился в 1974 году. Окончил геофизическое отделение Ереванского государственного университета(1996г.), аспирантуру ЕГУ (2006г.).

Трудовая деятельность – 1994-2004 гг. работал в Национальной Службе Сейсмической Защиты РА младшим научным сотрудником, с 1999г - ведущий специалист отдела сейсмологии, 2000г. – заведующий отделом оперативной обработки данных, с 2003 -начальник управления обработки и анализа информации. С 2004г. научный сотрудник Института Геологических наук НАН РА, с 2012г. по настоящее время занимает должность заведующего лабораторией Мониторинга и Иноваций.

Области профессиональных интересов: оценка сейсмической опасности и сейсмического риска. Автор около 30-и научных работ. С докладами выступал в более чем 10-и странах мира (США, Россия, Канада, Австрия, Греция, Иордания, Турция, Марокко, Украина, Грузия и т.д.).



Шахбекян Тигран Акопович – кандидат геологических наук (2014г.). Родился в 1988г. С отличием окончил кафедру исторической и региональной геологии Ереванского государственного университета (2011г.), аспирантуру Ереванского государственного университета(2014г.).

Трудовая деятельность – в 2008 г. работал в ООО “Абван”, которая проводила поиск и разведку месторождений полезных ископаемых, на должности инженера-геолога, с 2010 по 2012 г. – на должности геолога. С 2013г. по настоящее время работает в геологической компании ООО “Фридом Майнинг” на должности геолога.

Области профессиональных интересов: историческая и региональная геология, сейсмогеология, поиск и разведка месторождений полезных ископаемых. Автор

около 10-и научных работ.

Научная деятельность: с 2008 по 2014 гг. член студенческого научного общества Ереванского государственного университета.

Награды: а) Ереванского государственного университета - серебряная медаль и грамота за звание “Лучший студент” (2009г.); б) Сертификаты за научные доклады (Россия, Грузия, Армения).



Григорян Алина Гришаевна - кандидат физико-математических наук (1997).

Родилась в 1944г. Окончила физико-математический факультет Ленинаканского государственного педагогического института в 1971г.

Трудовая деятельность – 1970-1992гг. работала в Опытно-методической сейсмопрогностической экспедиции Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм. СССР на должности инженера, научного сотрудника. С 1992 по 2001гг. занимала должность научного сотрудника в Северной службе сейсмической защиты РА. В настоящее время работает в Институте физики Земли РАН и на должности старшего научного сотрудника.

Области профессиональных интересов: Занимается изучением вариаций геомагнитного поля внешнего происхождения, изменений электропроводности геологической среды перед сильными землетрясениями, а также исследованиями глубинных разломов в платформенных областях, с помощью радонового и сейсмического мониторинга для уточнения их расположения и степени активности. 2006-2012гг. была начальником научных экспедиций «Сейсмических изысканий ИФЗ РАН» в районах почти всех АЭС России.

Внедрение в науку: Развивала методику для определения и оценки изменений электропроводности геологической среды перед сильными землетрясениями. Показала, что перед Парванийским (1986г.) и Спитакским (1988г.) землетрясениями в районах эпицентров происходили аномальные изменения в электропроводности (35%). Изучала причины аномальных изменений в электропроводности среды.

Награды: Почетной Грамотой РАН за многолетний добросовестный труд на благо науки, практический вклад в развитие фундаментальных и прикладных научных исследований 2006г.



Мирзоян Люба Баратовна – кандидат геологических наук (2010г.). Родилась в 1975г.. Окончила геофизическое отделение Ереванского Государственного Университета(1996г.).

Трудовая деятельность – с 1996г. по настоящее время занимает должность ассистента на кафедре геофизики Ереванского государственного университета.

Области профессиональных интересов: комплексирование геофизических методов, прикладная сейсмология, структурная и экологическая геофизика.

Внедрение в науку: изучение строения и динамики развития афтершоковой зоны Спитакского землетрясения 1988г., выделение региональных разломов территории Армении по геофизическим данным и определение их геометрических параметров. Доказала, что афтершоковая активность Спитакского землетрясения 1988г.

продолжается минимум до 2015гг. Автор 16-и научных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Միրզոյան Լ.Բ. Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետցնցումային գործընթացների տևողության մասին: Ա.Նազարովի ծննդյան 100-ամյակին նվիրված գիտական նստաշրջ. Նյութերի ժողովածու: ՀՀ ԳԱԱ “Գիտություն” հրատ. 2008. էջ 364-369.
2. Շախբեկյան Տ.Հ. ՀՀ տարածքի բլոկային կառուցվածքի մասին: ԵՊՀ գիտական տեղեկագիր, Երկրաբանություն և աշխարհագրություն, 2013, № 3, էջ 9-14:
3. Շախբեկյան Տ.Հ. ՀՀ տարածքի երկրակեղևի բլոկային կառուցվածքի սխեման ըստ երկրաբանաերկրաֆիզիկական տվյալների համալիրի: ԵՊՀ գիտական տեղեկագիր, Երկրաբանություն և աշխարհագրություն, 2014, № 1, էջ 3-12:
4. Սարգսյան Հ.Հ., Սարգսյան Ռ.Հ., Երկրաբանական տերմինների եռալեզու հանրագիտական-բառարան, ԵՊՀ հրատարակչություն, Երևան 2007, 670 էջ:
5. Ստեփանյան Վ.Ա. Երկրաշարժերը Հայկական լեռնաշխարհում և հարակից շրջաններում: “Հարաստան” հրատ. Երևան, 1964. 321 էջ:
6. Թովմասյան Ա.Կ. Երևանյան երկրաշարժերի Ֆոկալ մեխանիզմները, ՀՀ ԿԳՆ, ԵՊՀ, ԱԵՖ, Երկրաբանության և աշխարհագրության ժամանակակից հիմնահարցերը, ԵՊՀ հրատ., Երևան, 2008, էջ 290-296:
7. Թովմասյան Ա.Կ. ՀՀ և հարակից տարածքների ֆոկալ մեխանիզմների կատալոգի մասին, Երկրաբանության, աշխարհագրության և էկոլոգիայի արդի հիմնախնդիրները, ԵՊՀ, Երևան, 2014, էջ 220-226:
8. Թովմասյան Ա.Կ. Սևանա լճի մակարդակի փոփոխությունների և տարածքում դիտվող սեյսմաակտիվության առանձնահատկությունների մասին, Երկրաբանության և աշխարհագրության ժամանակակից հիմնահարցերը, ԵՊՀ, Երևան, 2010, էջ 295-302:
9. Авагимов А.А., Атаев А.К., Жуков В.С., Лагутинская Л.П., Сантурян В.А. Локальные вариации геомагнитного поля токовой природы. В кн. Прогноз землетрясений, № 7, Предвестники землетрясений магнитной, электрической и электромагнитной природы. Душанбе-Москва: Дониш, 1986, сс. 181-185.
10. Аванесян А.С., Саркисян О.А. Геологическое строение очаговых зон сильных землетрясений Армении. Ученые записки ЕГУ. N1, 1999. сс. 134-142.
11. Авчян Г.М., Маркосян Г.Г., Назаретян С.Н. Связь между направлением геомагнитного поля и геоструктурами Армении в период их заложения. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1985, № 6, сс.49-55.
12. Агамалян В.А. Докембрийский вулканизм Армении. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1994, № 1-2, сс. 7-23.
13. Адамия Ш.А. Особенности строения земной коры и верхней мантии Кавказа и его связь с современными структурами. – В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985, с.151-169.
14. Акопян Ц.Г. Аномальное магнитное поле и его геологическое истолкование. В кн.: Геология Армянской ССР. Т.Х, Геофизика. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1972, с.84-121.
15. Алексидзе М. А, Картвелишвили К.М. Плотностные модели Земли. Нормальное гравитационное поле, обусловленное моделью Земли, концентрических эллипсоидных слоев. В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1979. С.15-20.
16. Али-Заде А.А., Ахмедов Г.А., Куликов В.И. Глубинное строение Азербайджана по геолого-геофизическим данным. – В кн.: Тр.ХХII Сес. Международ. геол. конгресса. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1965, сс.155-167.
17. Аракелян Р.А., Малхасян Э.Г. и др. Геологический очерк Армянской ССР, Ереван: Изд.АН Арм. ССР, 1975. 246 с.
18. Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Госбатова И.П., Геодакян Э.Г. Каталог афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1991, N11, сс.7-14.

19. **Арефьев С.С.** Эпицентральные сейсмологические исследования. Москва. ИКЦ Академкнига. 2003. 375с..
20. **Артемьев М.Е., Голланд В.Э., Ниаури Г.А.** Новые данные по изостазии Кавказа. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985, № 2, с.3-15.
21. **Асланян А.Т.** Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 340 с.
22. **Асланян А.Т.** История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1984. 160 с.
23. **Асланян А.Т., Вегуни А.Т., Милай Т.А. и др.** Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. – Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1975, № 6, сс. 35-51.
24. **Асланян С.Р., Киракосян А.А., Назаретян С.Н.** Сейсмическая активность и максимальные возможные землетрясения на территории Армянской ССР и сопредельных районов. Докл. АН Арм., т. LXXVIII, N 3, 1984г.сс. 137-140.
25. **Бабаджанян А.Г.** Некоторые данные о разломной тектонике бассейна оз. Севан по геофизическим данным. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1977, № 6, с.25-29.
26. **Бабаян Т.О.** О зоне Ахурянского сейсмического тектонического нарушения. – Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1984, № 5, с.54-60.
27. **Баграмян А.Х., Назаретян С.Н.** Некоторые вопросы сейсмотектоники Армении. Сейсмологический бюллетень Кавказа 1974 г. Тбилиси. Мецниереба, 1976, сс.136-157.
28. **Бадалян М.С., Киракосян А.А., Осипова И.Б.** Границы раздела в земной коре Армении по сейсмическим данным. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1986, № 1, сс.42-52.
29. **Баласанян С.Ю., Назаретян С. Н., Амирбекян В.С.** Сейсмическая защита и ее организация. Изд. Эльдorado, 2004, 437с
30. **Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др.** Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. Сейсмология, № 8. М.: Наука, 1972. 192с.
31. **Бальян С.П.** Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван: Изд-во Ереванского университета, 1969. 390с.
32. **Баранский Н.Л., Краснопевцева Г.В., Щукин К.Ф.** Методика изучения земной коры сейсмоопасных зон территории СССР. М.: Наука. 1984, сс.36-52.
33. **Барсуков В.Л., Суханов А.Л., Аким А.Л. и др.** Геолого-морфологическая характеристика северного полушария Венеры. – Геотектоника, 1986, № 4, сс.4-26.
34. **Безуглая Л.С., Прохоров А.А., Сковородкин Ю.П., Тоноян Е.П.** Использование Sq-вариаций для изучения сейсмотектонического процесса. ДАН Арм. ССР, т- LXXXII № 1, 1986, сс. 33-37.
35. **Белов А.А.** Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М. Наука, 1981. 212с.
36. **Белоусов В.В.** Эндогенные режимы материков и ритм в развитии тектоносферы. В кн.: Тектоника и структурная геология, планетология. М. Наука, 1976, с.46-58.
37. **Белоусов В.В.** Структурная геология. М.: Изд. МГУ, 1986. 248с.
38. **Беньофф Г.** Накопление и высвобождение деформаций по наблюдениям сильных землетрясений. В сб. Сильные землетрясения. М. ИЛ. 1961, сс. 41-49.
39. **Бердичевский М.Н., Дмитриев М.И.** Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. Москва, «Недра», 1992, 249 с.
40. **Бондаренко А. Т.** О природе аномальной электропроводности в земной коре Виллойской синеклизы по экспериментальным данным на образцах. Докл. АН СССР, 1973, т.209, №1
41. **Борисов А.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н.** Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 139 с.
42. **Ботт М.** Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 374с.
43. **Брагин Д.В., Волыгин А.М., Зубович А.В., Кошкин Н.А., Трапезников Ю.А.** Пространственно-временные особенности деформационных процессов по данным электромагнитных зондирований. В. кн.: Проявление геодинамических процессов в геофизических полях. Москва, Наука, 1993, 81с.
44. **Бунэ В.И., Турбович И.Т., Гитис В.Г. и др.** Метод прогнозирования максимальной магнитуды землетрясений. – Изв.АН СССР, Физика Земли, № 10, 1975, сс.31-43.
45. **Буртман В.С.** Стационарная сеть разломов континента и мобилизм. Геотектоника, 1978, № 3, сс.26-37.

46. **Ваньян Л.Л.** Флюиды верхней части консолидированной коры в свете данных геоэлектрики. Физика Земли, 1994, № 6, сс. 98-96.
47. **Ваньян Л. Л., Хайдман Р. Д.** О природе электропроводности. Изд. Физика Земли, №4. 1996, сс. 5-11
48. **Варазанапшвали О.О.** Очаговые зоны землетрясений Кавказа. В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, сс. 257-264.
49. **Варданянц Л.А.** Сейсмотектоника Кавказа. Тр. СИ АН СССР, № 64. М., 1935. 87 с.
50. **Варданян К.С.** Тепловое поле и сейсмичность территории Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, № 2-3, сс. 93-96.
51. **Волчанская Н.К., Джрбашян Р.Т.** Блоковое строение северо-западной Армении. Особенности размещения магматических и рудных проявлений. Сов. Геология, 1971, № 8, сс.15-27.
52. **Габриелян А.А.** Основные вопросы тектоники Армении. Ереван. Изд. АН Арм. ССР, 1959. 185с.
53. **Габриелян А.А., Татевосян Л.К.** Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв.АН Арм. ССР, 1966, т.ХІХ, № 1-2, сс.12-17.
54. **Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П.** Сейсмотектоника Армянской ССР. Изд. Ереванского университета, Ереван, 1981. 284с.
55. **Габриелян А.А.** Тектоническое районирование Кавказа и сопредельных частей Анатолийско-Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1985, № 3, сс.11-21.
56. **Гаджиев Р.М.** Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Азерб.гос. Изд-во, 1965. 200с.
57. Газлийские землетрясения 1976г. Изд. Наука. Москва, 1984. 360с.
58. **Гамкрелидзе П.Д.** Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, сс.40-49.
59. **Гамкрелидзе И.П.** Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. Геотектоника, 1977, № 3, сс.25-37.
60. **Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В.** Особенности альпийской деформации Кавказа и смежных с ним областей. Сообщение АН ГССР, 1985, 120, № 1, сс.113-115.
61. **Гаретовская И.В.** Изучение глубинного строения Армении по близким землетрясениям, регистрируемым станциями "Земля". В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975, сс.50-62.
62. **Гаспарян В.С., Назаретян С.Н.** Некоторые параметры очагов землетрясений территории Армянской ССР и сопредельных районов. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1987, № 3, сс.49-55.
63. **Геодакян Э.Г., Багдасарян Ю.Г.** Выявление сейсмических затиший перед серией землетрясений на Джавахетском нагорье. Сборник поиска геофизических предвестников землетрясений на Кавказе. Изд-во. АН Груз. ССР "Мецниереба". 1987, с. 69-78.
64. **Геодакян Э.Г., Агаронян В.Ж., Данилова М.А., Юнга С.Л.** Особенности фокальных механизмов афтершоков Спитакского землетрясения, Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, N 3, сс. 71-77.
65. **Геодакян Э.Г.** Анализ процесса вспаривания очаговой зоны Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. Сборник научных работ Института геофизики и инженерной сейсмологии НАН Армении, Изд-во. НАН РА. 1998, сс. 241-249.
66. Геология СССР. Т.Х, Грузинская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 655с.
67. Геология СССР. Том XLIII, Армянская ССР. М.: Недра, 1970. 463с.
68. Геология Армянской ССР. Т.10, Геофизика. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1972. 273с.
69. Геология СССР, Азербайджанская ССР. Геологическое описание. М., Недра, 1972. 520с.
70. Геологический словарь (под ред. К.Н.Паффенгольца). М.: Недра, 1973, т.1, 486 с; т.2,456с.
71. **Гзовский М.В.** Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536с.
72. Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1960. 163с.
73. Глубинные разломы. М.: Недра, 1964. 296с.
74. **Годзиковская А.А., Геодакян Э.Г., Товмасын А.К.** Афтершоковый процесс в Спитакской очаговой зоне по данным региональных станций за период 7.12.1988 – 24.01.1989 гг. Вопросы инженерной сейсмологии, 1990, вып. 31, М. Изд. «Наука», сс. 29-35.

75. **Голыздра Г.Я.** О комплексировании гравитационного и сейсмического методов. – Изв.АН СССР, Физика Земли, 1978, № 6, сс. 26-39.
76. **Гордиенко В.В.** Тепловое поле зон разломно-магматической активизации континентов и его глубинный источник. – Геофиз. Журнал, 1981, № 1, сс.10-21.
77. **Гоцадзе О.Д.** О динамической характеристике очагов Кавказских землетрясений. – Изв.АН СССР, серия геофиз., 1957, № 3, сс.284-300.
78. **Грайзер В.М., Систернас А., Дорбат Л., Филип Э.** Моделирование очага Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. Изв. АН СССР, 1991, N12, сс. 45-55.
79. **Григорян А. Г., Сквородкин Ю. П.** Магнитовариационный мониторинг на территории Армении за 1986-1988годы. Научно-практическая конференция “Опыт комплексного изучения геофизических полей для целей сейсмопрогноза”, 1998г. Геоинформмарк. Москва, 1998, сс. 39-40.
80. **Григорян А.Г., Сквородкин Ю.П., Ахвердян Л.А.** Изучение геомагнитных предвестников сильных землетрясений. Изв. НАН РА, Науки о Земле, Труды научной конференции, посвященной 10-летию Спитакского землетрясения, по проблемам изучения землетрясений, 27-28 октября 1998г., спец. выпуск, Ереван, № 4, 1999, сс.35-37.
81. **Григорян А. Г., Назаретян С. Н., Ахвердян Л. А., Оганесян Г. А.** Пространственно-временные изменения электромагнитной индукции в земной коре и верхней мантии территории Армении. Труды научной конференции, посвященной 10-летию Спитакского землетрясения по проблемам изучения землетрясений, 1998г. Ереван, 1999, № 4 сс. 28-29.
82. **Григорян А.Г.** Изменения локального геомагнитного поля внешнего происхождения на примере Армении. «Физика Земли», 2007, №6, сс. 88-95.
83. **Губин И.Е.** Закономерности связи магнитуды (энергии) тектонических коровых континентальных землетрясений с размерами и типами сейсмогенных геологических структур (закон сейсмотектоники Губина). Научное открытие за № 301. Открытия в СССР, 1985, ВНИИП, М., 1986, сс.27-29.
84. **Гуфельд И.Л.,** Геологические следствия аморфизации структуры литосферы и верхней Мантии, вызванные водородной дегазацией. //Эл. жур. Геодинамика и Тектонофизика, том 3, № 4, 2012, сс. 417-435, Россия.
85. **Давидова Н.Н., Краснопевцева Г.В., Манилов С.А. и др.** Результаты ГСЗ земной коры на Кавказе. В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, сс.43-56.
86. **Дарбинян С.С., Назаретян С.Н., Овсепян А.Р.** Об интенсивности Спитакского землетрясения 1988г., ДАН Арм. ССР.т. 94 N3, 1993, сс. 124-128.
87. **Дарбинян С.С.** Методы определения интенсивности землетрясений. Изд. “Асогик”, Ереван, 2003. 115с.
88. **Добровольский И.П.** Механика подготовки тектонического землетрясения. М. ИФЗ АН СССР, 1984.
89. **Дорбат К., Дорбат Л., Аптекман Ж. И др.** Геометрия очага Спитакского землетрясения по данным детального изучения афтершоков. Известия АН СССР. Физика Земли, N11, 1991, сс. 86-95.
90. **Дургарян Р.Р.** Модель сейсмического затишья. В сб. научной конференции, посвященной 60-летию основания Национальной Академии наук РА, Гюмри, 2003. сс. 198-201.
91. **Дургарян Р.Р.** Проявление предвестника сильного землетрясения “Сейсмическое затишье” на Армянском Нагорье. Вестник МАНЭБ, Санкт-Петербург, т. 8, N4, 2003. сс. 242 – 244.
92. **Дургарян Р.Р.** Физическая модель очага Спитакского землетрясения 1988г. Вестник МАНЭБ, Санкт-Петербург, т. 8, N7, 2003. сс. 14–16.
93. **Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. и др.** Строение земной коры северо-западной части Армении. Советская геология, 1973, № 6, сс. 80-91.
94. **Егоркина Г.В., Гаретовская И.В., Соколова И.А. и др.** Возможности использования сейсмических станций “Земля”. В кн. : Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975, сс. 63-69.
95. **Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М.** Изучение глубинных разломов по материалам станции “Земля” на территории Армении. Разведочная геофизика, вып.72. М.Недра, 1976, сс. 29-40.
96. **Егоркина Г.В., Ракитов В.А., Гаретовская И.В., Егорова Л.М.** Напряженное состояние земной коры на территории Армении по сейсмическим данным. Геотектоника, 1977, № 2, сс.75-86.

97. **Егоркина Г.В., Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К.** Геофизическая характеристика очаговых зон. В сб.: "Физические процессы в очагах землетрясений". М. Наука, 1980, сс. 206-224.
98. **Егоян В.Л.** Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность. В сб. "Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР". Ереван, Изд. АН Арм. ССР. 1956, СС. 47-59.
99. **Закарян К.А.** Об особенностях строения верхней мантии Кавказа по данным сейсмологических исследований. Москва: ИФЗ АН СССР, перепринт №12, 1983. 14с.
100. **Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Вардапетян А.Н., Володина В.И.** Кайнозойская тектоника плит и геологическая история срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса. В кн.: Строение литосферных плит. М. Ин-т океанологии АН СССР, 1979, сс. 54-124.
101. **Игумнов В. А.** Сейсмогеохимические исследования в Армении. Изд. НАН РА, Сборник научных трудов конференции, посвященной 90-летию со дня рождения основателя ИГИС НАН РА, академика А.Г. Назарова. Гюмри, 1998. сс. 262-266
102. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами (под ред. К.Ф.Тяпкина). М.: Недра, 1972. 260с.
103. **Иоселиани М.С.** Глубинные разломы территории Грузии по геофизическим данным. Бюллетень сети сейсмических станций Кавказа. 1976. Тбилиси, Мецниереба, 1979, сс.223-236.
104. **Казарян А.Э.** Анализ сейсмического состояния территории Армении, как одного из факторов оценки текущей сейсмической опасности. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2011, #2, сс. 29-42.
105. **Карапетян Н.К.** Напряженное состояние в очагах землетрясений Армении и механизм их возникновения. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1977, № 3, сс.42-49.
106. **Карапетян А.И., Назаретян С.Н., Киракосян А.А.** Временный ход сейсмичности по главнейшим общекавказским глубинным разломам территории Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1983, № 1, сс.3-16.
107. **Карапетян Н.К.** Механизм возникновения землетрясений Армянского Нагорья. АН Арм. ССР. ИГИС. Изд. АН Арм. ССР. 1986. 228с.
108. **Карапетян А. И., Карапетян Б.К., Симонян Г.П., Хачиян Э.Е.** Новая карта сейсмического районирования территории Республики Армения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, №1, 1995, сс. 26-32.
109. **Карапетян Э.М.** Изучение связи между плотностью и пористостью пород Араратской котловины. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1970, № 2, сс.78-79.
110. **Караханиян А.С.** Результаты наземного и аэрокосмического изучения активных разломов и сейсмогенных деформаций Спитакского землетрясения 1988г., Изв. АН Арм ССР., Науки о Земле. 1989, N 3, 1995, сс.20-24.
111. **Караханиян А.С.** Некоторые особенности активной тектоники зоны Спитакского землетрясения 1988г. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле. N 1, 1992. сс. 3-11.
112. **Касахара К.** Механика землетрясений, Мир, Москва.1988. 262с.
113. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (масштаб 1:5000000, гл.ред. Ю.А.Мещеряков). М., 1973.
114. Каталог землетрясений территории Республики Армения и сопредельных районов, Фонды НССЗ МЧС РА. 2013. Ереван. 495с.
115. **Кашкай М.А., Тамразян Г.П.** Об антикавказских дислокациях на Кавказе. Тр. Совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд. АН Аз. ССР, Баку. 1956, сс. 157-176.
116. **Киракосян А.А., Назаретян С.Н.** Определение возможных направлений активизации глубинных разломов территории Армянской ССР на основе региональных напряжений. Тезисы докл. III семинара-школы: Геодинамика Кавказа. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1986, сс.121-122.
117. **Кириллова И.В., Сорский А.А.** Тектоника и сейсмичность Кавказа. М. Изд. АН СССР, 1960, сс. 158-170.
118. **Косыгин Ю.А., Забродин В.Ю., Коноваленко А.А.** и др. Понятие "глубинный разлом" и проблемы систематики и глубинных разломов. Геотектоника, 1977, № 3, сс.106-112.
119. **Костров Б.В.** Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176с.
120. **Кормильцев В. В., Ратушняк А. Н.** Электрическое и магнитное поле при течении жидкости в пористой среде с локальными неоднородностями фильтрационных и электрических свойств. Физика Земли 1997, № 8, сс.81-87.

121. Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Попов Е.А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань. – Изв. АН СССР, сер.геология, 1967, № 12, сс.43-51.
122. Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы. – В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, сс. 20-29.
123. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288с.
124. Магакьян И.Г. и др. Закономерность размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. В кн. “Закономерности размещения полезных ископаемых”, т. 8. Москва, Наука, 1967, сс. 239-250.
125. Меликсетян Б.М., Архипов Б.К., Капралов Г.П., Мещерякова В.Б. Особенности тектономагматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения южной части Малого Кавказа (сообщ. 1 и 2). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1975, № 6, сс.52-69.
126. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Арм.ССР и прилегающих районов Закавказья. Геология Арм. ССР. Т.1, Геоморфология. Ереван: Изд-во АН Арм.ССР, 1962, сс.90-97.
127. Минасян Р.С. Строение рельефа регионального водоупора и распределение подземного стока восточной части массива горы Арагац. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1977, № 3, сс.75-81.
128. Мирджанян Р.Т. Геотермическое районирование территории Армянской ССР. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1965, № 3-4, сс. 67-74.
129. Михайлова Р.С. Динамика развития областей сейсмического затишья и прогноз сильных землетрясений. Изв. АН СССР, Физика Земли, N10, 1980.сс. 87-92.
130. Мкртчян М.Б. Скорости продольных волн в нижних частях земной коры Малого Кавказа по данным наблюдений сейсмических станций. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1984, № 3, сс. 57-66.
131. Москвина А.Г., Гасбатова И.П., Захарова А.И. и др. Некоторые особенности очагового процесса Спитакского землетрясения. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1991, N 11, сс. 39-55.
132. Моги К. Предсказание землетрясений, Москва, Мир, 1988, 382с.
133. Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во Иностранная литература, 1960, сс. 265-333.
134. Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясений. М. Наука, 1978. 231с.
135. Назаретян С.Н., Казарян С.С. Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по геофизическим данным. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1976, № 3, сс. 54-62.
136. Назаретян С.Н. Оценка сейсмичности сейсмоактивных глубинных разломов на территориях Арм.ССР и Нахичеванской АССР и попытка выделения восьмибальной сейсмической зоны. Докл. АН Арм.ССР, 1978, т. ХУП, № 2, сс.106-109.
137. Назаретян С.Н. Общие закономерности размещения глубинных разломов на территориях Арм. ССР и Нахичеванской АССР. – ДАН Арм. ССР, 1978, т. ХУП, № 4, с.232-236.
138. Назаретян С.Н. Сейсмическая активность глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по геофизическим данным. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1979, 2, сс. 29-36.
139. Назаретян С.Н. Геофизическая характеристика антикавказских глубинных разломов на территории Армянской ССР. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1980, № 4, сс.71-79.
140. Назаретян С.Н. Геофизическая характеристика субширотных глубинных разломов на территории Армянской ССР. – Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1981, № 5, сс.21-29.
141. Назаретян С.Н. Сейсмогенные зоны на территории Армянской ССР. Материалы 2-го Международного симпозиума по анализу сейсмичности и сейсмической опасности. Прага-Либлице, 1981, т.1, сс. 247-252.
142. Назаретян С.Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР (по геофизическим данным). Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1984. 138с.
143. Назаретян С.Н., Асланян С.Р., Киракосян А.А. Долговременные средние показатели сейсмичности территории Армянской ССР и сопредельных районов (по данным за 1962-1980 гг.). Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1984, № 1, сс.61-68.
144. Назаретян С.Н., Асланян С.Р. Нахичевань-Кафанский трансзональный разлом. ДАН Арм.ССР, 1984, № 4, сс.182-186.
145. Назаретян С.Н. Сейсмогенные зоны на территории Армянской ССР и оценка их вероятной максимальной сейсмической интенсивности. В. кн.: Методы определения сейсмической опасности. Кишинев: Штиинца, 1984, сс.101-106.

146. **Назаретян С.Н., Тяпкин К.Ф.** Закономерности размещения разломов земной коры на территории Армянской ССР и проблема их изучения с позиций новой ротационной гипотезы структурообразования. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1985, № 4, сс.48-52.
147. **Назаретян С.Н.** Возможный механизм возникновения сильных землетрясений в дизъюнктивных узлах территории Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, 1987, т. XXXV, № 5, сс. 205-207.
148. **Назаретян С.Н.** Некоторые вопросы разломной тектоники территории Арм. ССР. Геофизический журнал, 1987, № 3, сс. 116-121.
149. **Назаретян С.Н., Киракосян А.А.** Определение возможных направлений сейсмической активности разломов территории Армянской ССР на основе региональных напряжений. ДАН Арм. ССР, 1987, т. XXXIV, № 3, сс.131-137.
150. **Назаретян С.Н.** Способ выявления горизонтальных перемещений блоков земной коры. Авторское свидетельство СССР, N 1405526 от 22 февраля 1988, 3с.
151. **Назаретян С.Н., Аракелян Л.А.** Вероятный механизм возникновения Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. Изв. НАН РА, Науки о Земле. N 1, 1993, сс. 45-52.
152. **Назаретян С.Н., Микаелян Э.М., Мирзоян Л.Б.** Системы разломов и тектонически активные региональные территории Армении, Вестник горного университета Украины, № 11, 2007, сс. 34-37
153. **Назаретян С.Н.** Сейсмическая опасность и риск территории городов зоны Спитакского землетрясения 1988г. Изд. "Гитутюн" НАН РА. Ереван, 2013, 205с.
154. **Назаретян С.Н., Шахбекян Т.А.** Общие закономерности пространственного и временного распределения землетрясений территории Республики Армения. Сборник научных трудов (по материалам VII научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых с международным участием): "Геология в развивающемся мире". Пермь, 2014, т.2, сс.251-256.
155. **Назаретян С.Н., Шахбекян Т.А.** Роль блокового строения земной коры в генерации сильных землетрясений. Материалы 9-ой Международной школы "Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных". ФГБУН Геофизическая служба РАН, Обнинск, 2014, сс. 248-252.
156. **Нерсесов И.Л., Панамарев В.С., Тейтелбаум Ю.М.** Эффект сейсмического затишья при больших землетрясениях. М. 1976, сс. 149-168.
157. **Нерсесов И.Л., Рулев Б.Г.** Динамика развития долговременных сейсмологических предвестников. Изв. АН СССР. Физика Земли. N1. 1986, сс. 39-51.
158. **Никольский Ю.И., Сироткина Т.Н., Милай Т.А.** Некоторые черты тектоники и теории геологического развития территории Армении по данным геофизики. Методы разведочной геофизики, вып.12. Л.: Недра, 1971, сс.76-91.
159. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
160. **Оганесян Г.М., Тоноян Е.П., Маркосян Г.Г., Киракосян А.А.** Исследования локальных вариаций геомагнитного поля сейсмоактивных районах Армянской ССР. Тез. докл. на III Всесоюзном съезде по геомагнетизму, Киев-Ялта, 1986, сс. 86.
161. **Оганесян Ш.С.** Строение земной коры Армении. В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наук, 1985, сс. 43-64.
162. **Оганесян С.М.** Регулярные методы решения трехмерных задач гравиметрии. Изд. НАН РА. "Гитутюн" Гюмри, 2004, 382с.
163. **Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М.** Структурно-динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, № 3, сс. 49-53.
164. **Осипова И.Б., Арменакян К.Х.** О глубинном строении Среднеараксинской впадины по данным аппаратуры "Черепаша". Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1979, № 6, сс. 29-36.
165. **Осипова И.Б.** О региональных сейсмических исследованиях станциями "Черепаша" в Армении. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1980, № 5, сс.65-73.
166. **Павленкова Н. И.** Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности земной коры. Физика Земли, Москва, 1996, № 4, сс. 14-19.
167. **Пархоменко Э. И.** Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах. Москва, «Наука», 1982, 200с.
168. **Паффенгольц К.Н.** Структурно-тектоническое районирование территории Армянской ССР. Тр.ИГН АН Арм.ССР. Ереван: Изд-во АН Арм.ССР, 1963, сс.20-35.

169. **Пейве А.В.** Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1, сс. 90-105.
170. **Пейве А.В., Трифонов В.Г.** Мобилизм и тектоническая расслоенность литосферы. Природа, 1984, № 8, сс. 2-9.
171. **Пирузян С.А.** Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. Ереван: Айастан, 1969. 92 с.
172. **Раджабов М.М.** Построение скоростной модели земной коры на примере Куринской впадины. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 7, сс.42-56.
173. Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. 192с.
174. Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1969, сс. 135-152.
175. **Рейснер Г.И.** Геологические методы оценки сейсмической опасности. М.: Недра, 1980. 174с.
176. **Рогожин Е.А.** Борисахское землетрясение 1992г. На южном склоне Большого Кавказа: Тектоническая позиция очага. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1, 1993, сс. 148-151.
177. **Рогожин Е.А.** Очерки региональной сейсмотектоники. Изд. ИФЗ РАН(Программа # 4 Президиума РАН), Москва, 2012, 312с.
178. **Рустанович Д.Н.** Очаговая зона Зангезурских землетрясений 9 июня и 1 сентября 1968 г. и особенности их проявления на поверхности Земли. Землетрясения в СССР в 1968 г. М.: Наука, 1972, сс.38-42.
179. **Садовский М.А.** Долгосрочный прогноз землетрясений. Методические рекомендации. М.: Наука, 1986, 126с.
180. **Саркисян О.А.** Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклиория (Малый Кавказ). Ереван: Изд. Ереванского гос-унта, 1973. 286с.
181. **Саргсян Г. В.** Армения. Бюллетень “Землетрясения Северной Евразии”, за 1979-2010гг. Изд. РАН, Москва-Обнинск. 1990-2014гг.
182. **Саркисян О.А., Волчанская Н.К.** О блоковом строении территории Армянской ССР и прилежащих районов Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1973, № 4, сс.6-19.
183. **Сатиан М.А.** Офиолитовые прогибы мезотетиса. Ереван: Изд-во АН Арм.ССР, 1984. 195с.
184. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 307с.
185. **Сироткина Т.Н.** Плотность горных пород Армении. В сб.: Вопросы разведочной геофизики, вып.9. М.: Гостоптехиздат, 1967, сс.124-129.
186. **Сироткина Т.Н., Никольский Ю.Н.** Способ последовательных геологических приближений при истолковании геофизических полей рудных районов (на примере Армении). – В сб.: Методы разведочной геофизики, вып.12. Л.: Недра, 1971, сс.36-44.
187. **Сихарулидзе Д.И., Тутберидзе Н.П., Баграмян А.Х. и др.** Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1983. 124с.
188. **Сковородкин Ю.П., Безуглая Л.С.** Связь геомагнитных вариаций с гидрорежимом на Гармском полигоне. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 4, сс. 104-109.
189. **Сковородкин Ю.П.** Изучение тектонических процессов методами магнитометрии. М.: ИФЗ АН СССР, 1985, 197с.
190. **Сковородкин Ю.П., Тоноян Е.П.** Временные изменения электромагнитной индукции на прогностических полигонах. В кн. “Сейсмический мониторинг земной коры”. М. : ИФЗ, АН СССР, 1986, сс. 199-203.
191. **Соболев Г.А.** Основы прогноза землетрясений. РАН. Наука, Москва, 1993, 313с.
192. **Солоненко В.П.** Палеосейсмогеология. Изв. АН СССР, Физика Земли , 1973, № 9, сс.3-16.
193. **Солоненко В.П., Хромовских Г.С.** Мощные землетрясения Большого Кавказа. Природа, 1974, № 6, сс. 34-47.
194. **Стейси Ф.** Физика Земли. М. : Мир,1972. 342с.
195. **Суворов А.И.** Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973. 212 с.
196. **Суворов А.И.** Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар). Геотектоника , 1978, №2, сс. 3-18.
197. **Татевосян Р.Э.** Макросейсмические исследования. ООО “Наука и образование”. Москва. 2013, 284с.

198. **Тейтельбаум Ю.М., Никонов А.А., Годзиковская А.А., Гедакян Э.Г.** Афтершоки и разрывы в очаге Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1990, N 5, сс. 42-49.
199. Тектоническая карта Кавказа (М 1:1 000 000). Главный редактор П.Д. Гамкрелидзе. М.: Межведомственный тектонический комитет, секция по тектонике Кавказа, 1974.
200. **Трифонов В.Г.** Об импульсивном характере тектонических движений в областях новейшего горообразования. Геотектоника, 1971, № 4, сс.65-68.
201. **Трифонов В.Г.** Аэрокосмические и наземные методы изучения молодых разрывных нарушений (на примере Копет-Дага). В кн.: Исследование природной среды космическими методами. Геология и геоморфология. М., 1976, № 5, сс.103-113.
202. **Трифонов В.Г., Караханян А.С., Кожурин А.И.** Спитакское землетрясение, как проявление современной тектонической активности. Изв. АН СССР, Геотектоника, N 6, 1990, сс. 46-61.
203. **Туманян Г.А.** Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа (профиль Шоржа-Берд). – Геотектоника, 1983, № 4, сс.99-111.
204. **Туманян Г.А.** О природе и строении дугообразных структур Малого Кавказа (профиль Октемберян- Ленинакан-Гукасян). Геотектоника, 1986, № 2, сс. 105-115.
205. **Тяпкин К.Ф.** Новая ротационная гипотеза структурообразования, принципы унаследованности и геотектоники. Геологический журнал АН УССР, 1979, т.39, вып.8, сс. 49-60.
206. **Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Т.** Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1982. 239с.
207. **Тяпкин К.Ф.** К проблеме создания физико-геологической модели разломов земной коры. Геофизический журнал АН УССР, 1982, № 6, сс.16-23.
208. **Хаин В.Е.** Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. Изв.вузов, Геология и разведка, 1963, № 3, сс. 5-13.
209. **Харин Е. П.** Изменение векторов Визе во времени. Геомагнитные исследования. Москва: "Радио и связь", № 28, 1982, сс.32-37.
210. **Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М.** Палеосейсмология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 188с.
211. **Чекунов А.В., Кучма В.Г.** Глубинная структура разломов. Геотектоника, 1979, № 5, сс.24-38.
212. **Шахбекян Т.А.** Основные вопросы блокового строения земной коры территории Армении. Сборник научных трудов (по материалам VI научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых с международным участием): "Геология в развивающемся мире". Пермь, 2013, Т. 2, сс. 230-233.
213. **Шахбекян Т.А., Назаретян С.Н.** Блоковое строение земной коры территории РА и его роль в сейсмичности. Материалы Конференция ЕГУ, Изд. ЕГУ, 2014, сс. 8-12.
214. **Шахбекян Т.А., Назаретян С.Н.** Выделение и классификация блоков земной коры территории Республики Армения. Проблемы недропользования. Сборник научных трудов. Часть III. Международный форум-конкурс молодых ученых. Изд. СПб ун-та, Санкт-Петербург, 2014, сс. 23-25.
215. **Шебалин Н.В.** Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 56 с.
216. **Шебалин Н.В., Арефьев С.С.** Макросейсмическое поле. Природные опасности России: Сейсмические опасности. М., Крук, 2000, т. 2, сс. 30-35.
217. **Шенгелая Г.Ш.** Гравитационная модель земной коры Кавказа. М.: Наука, 1984. 126с.
218. **Широкова Е.И.** Напряженное состояние и возможное направление разрывов в очагах Зангезурских землетрясений. В кн.: Землетрясения в СССР в 1968 г. М.Наука, 1972, сс.43-44.
219. **Шихалибейли Э.Ш., Тагиев Р.Э., Метакса Х.П.** Поперечные разрывы западного Азербайджана. Изв.АН Азерб.ССР, Науки о Земле, 1978, № 5, сс.35-41.
220. **Шукин Ю.К.** Сейсмогенные структуры и фокальные зоны Альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами. "Разломы земной коры". М. Наука, 1977, сс.125-133.
221. **Allen C.R.** Geological Criteria for Evaluating Seismicity. Bull. Geol. Soc. Amer. 1975, vol.86, № 8, pp.1041-1057.
222. **Arabasz, W. J. and S. J. Hill.** Applying Reasenberg's Cluster-Analysis Algorithm to Regional Prehistorical Earthquakes in Earthquake Catalogs Outside California, Seismological Research Letters 67, 1996, p. 30.

223. **Arakelian A.R., Martirosian A.H.** Seismic Patterns in Armenian Upland. Historical and the Caucasus. Edit by D. Giardini and S. Balassanian. NATO ASI Series, 2 Environmental, vol. 28. pp. 1997, cc. 457-470.
224. **Arakelian A., Durgaryan R.** Probabilistic Assessment of Seismic Activity in Armenian Upland, Third meeting of ASC, October 10-12, Tehran, I.R. Iran, 2000, pp.19-21.
225. **Asada T.** Earthquake Prediction Techniques, University of Tokyo, press., 1982, pp. 86-93.
226. **Avagyan A.** Estimation of slip rates and recurrence intervals of strong earthquakes on the fault system of Pambak-Sevan-Sunik (Armenia): segmentation and relation with volcanic activity. PhD thesis, Montpellier II University, France. 2001, 285p.
227. **Avagyan A., et al.,** Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. Geological Society, London, Special Publications 2010; v. 340; pp. 393-408.
228. **Balassanian S., Nazaretyan S., Avanesyan A. et al.** The New Seismic Zonation Map for the Territory of Armenia. Proc. of the Fifth International Conference on Seismic Zonation. Nice, France vol. III, 1995, pp. 2203-2210.
229. **Balassanian, S. Y., A. R. Arakelian, S. N. Nazaretian, A. S. Avanesian, A. H. Martirosian, V. A. Igoumnov, M. G. Melkoumian, A. V. Manoukian and A. K. Tovmassian.** Retrospective Analysis of the Spitak earthquake, *Annali di Geofisica* vol. 38, 1995, pp. 345-372.
230. **Balassanian S.Y.** Seismogenesis and Destructive Earthquakes in the Caucasus; Historical and Prehistorical Earthquakes in Caucasus. Kluwer Academic Publishers. Series 2: Enviroment, vol.28, , 1997, pp. 1-37.
231. **Balassanian S. Yu.** Earthquake Prediction Research for Current Seismic Hazard Assessment in Armenia. Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, vol. 12, 2000, pp. 169-209.
232. **Balassanian S. Yu., Avanesian A. S. et al.** Seismic Hazard Re-Evaluation for Armenian NPP Site. *Analli di Geofisica*. 2001. pp. 17-25.
233. **Berberian M.** Contribution of the seismotectonics of Iran, Geol.Survey of Iran.Report №39, Tehran, 1976, 194p.
234. **Berberian M., King G.C.P.** Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran-*Can J. Earth Sci.*, 1981, V.18, pp. 210-260
235. **Borcherdt R. and et al.** Effects of the Rupture Characteristics and Local Geology on Damage from the Earthquake of December 7, 1988 Near Spitak, Armenia. International Conference Continental Collision Zone Earthquakes and Seismic Hazard Reduction, Armenia. 1993, pp. 129-138.
236. **Brace W.F., Pauling B. W., Jr. & Sholz C. H.** Dilatancyin the Fracture of Cristalline Rocks. *J. Geophys Res.*, 71, 1966, 3939p.
237. **Caucasian Seismic Information Network for Hazard and Risk Assessment (CauSIN).** Final Project Technical Report Of ISTC A-651. Seismic Hazard Assessment Complex Center of the National Survey for Seismic Protection, Armenia and Institute of Geophysics, Georgian Academy of Sciences. 2006. 68p.
238. **Cisternas A., Philip H., Arefiev S.S., Bousquet J.C.** The Spitak (Armenia) earthquake of 7 December 1988: Field observations, seismology and tectonics , *Nature*, 1989, Vol. 339, N 6227, pp. 675-679.
239. **Dorbath L., Dorbath C., Rivera L., Fuenzalida A., Cisternas A., Tatevossian R., Aptekman J., Arefev S.** Geometry, segmentation and stress regime of the Spitak (Armenia) earthquake from the analysis of the aftershock sequence. *Geophys. J. Intern.* 1992, vol.108, pp. 309-328.
240. **Durgaryan R.** Seismic Quiescence Test for Earthquakes in the Caucasus. AGU 2004 Joint Assembly, 17-21 May, Montreal, Canada. 2004. pp. 338-339
241. **Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H.R. and Tavakoli, F.,** NW Iran-eastern Turkey presentday kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1-2), 2011. pp.27-34.
242. **Ghosh S.K., Ramberg H.** Bucling experiments on intersecting fold patterns. – *Tectonophysics*, V.5, № 2, 1968, pp. 143-153.
243. **Grigorian A. G., Skovopodkin Yu. P., Nazaretian S. N.** Local geomagnetic fields changes and seismicity of Armenian for 1981-1993 *Proceedings Third International Confrence on seismologi and earthquake engineering*, 1999, Tehran, I.R. Iran, IIEES,1999, pp. 229-232.
244. **Habermann R. E.** Precursory Seismic Quiescence: Past, present and future, *Pageoph.* 126, 1988, pp. 279-318.

245. **Hainzl S., Zoller, G. and Kurths, J.** Similar Power Laws for Foreshock and Aftershock Sequences in a Spring-Block Model for Earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 104, 1999, pp.7243-7253.
246. **Jackson, J.A.**, 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 97, pp.12471-12479.
247. **Karakhanian A.S.** Active Faults of the Armenian Upland. Proc. Scientific Meeting on the Seismic Protection. Mitigation of Fluids in the Subsoil and Events Compared. Venice, July, 1993, pp. 88-93.
248. **Karakhanian A.S., Djrbashian R.T., Trifonov V.G., Philip H., Ritz J.F.** Active Faults and Strong Earthquakes of the Armenian Upland. Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus, edited by Giardini D. and Balassanian S., NATO ASI series, Kluwer Academic Publishers, env. 2, vol. 28, 1997, pp. 181-187.
249. **Karakhanian A.S. , Trifonov V.G., Philip H., Avagyan A., Hessami K., Jamali F., Bayraktutanf M., Bagdassarian H., Arakelian S, Davtian V., Adilkhanyan A.** Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and north western Iran. *Tectonophysics* 380, 2004. pp.189– 219.
250. **Karakhanyan A., Vernant P., Doerflinger E., Avagyan A., Philip H., Aslanyan R., Champollion C., Arakelyan S., Collard P., Baghdasaryan H., Peyret M., Davtyan V., Calais E., Masson F.** GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus. *Tectonophysics*, 592, 2013, pp. 39–45.
251. **Keller G. A., Anderson L. G., Pritchard Y.I.** Geological survey investigation of the crust and upper mantle. *Geophysics* 1966, № 6, pp.1078-1087.
252. **Martirosian A., Balasanian S., Simonian R., Asatrian L.** Computation of Probabilistic Seismic Hazard for the GHSAP Test Area “Caucasus”, Kluwer Academic Publishers. Netherlands. 1999, pp. 1-20.
253. **Marshall G.A. et al.** Regional Fault Geometry. *Journal of Geophysical Research*, # 101, 2015.
254. **Mc Clusky S., Balassanian S., Barka A. et al.** Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean Region and Caucasus. *J. Geophys. Res.* Vol. 30 N B3, 2000, pp. 5695-5719.
255. **Minasyan Robert, Sargsyan Lilit.** Anthropogenic seismicity and seismic risk assessment for some operating dams in Armenia. Engaging the Public to Fight the Consequences of Terrorism and Disasters. IOS Press, NATO Science for Peace and Security Series. Vol. 120. Netherlands, 2015, pp.210-217.
256. **Nazaretian S.N.** Seismic Activity of Regional Faults on the Armenian SSR Territory. Proceeding of the Sixth Iraqi Geological Congress, 1980, pp.124-129.
257. **Nazaretian S.N, Kirakosian A.A., Avetisyan S.M.** Separation of seismogenerativ zons of the region on the basis of studying the seismic regime before and after strong earthquakes. Abstr. Inter. Confer. on continental collision zone earthquakes and earthquake hazard reduction. Yerevan.1993. pp.67-68.
258. **Nazaretian S.N, Avanessian A.S., Tovmassian A.K., Simonian G. P.** Seismotectonics of Caucasus. Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. NATO ASI Series, vol. 28. Kluwer Academic Publishers\, 1997, pp. 121-136.
259. **Nazaretyan S. N.** The Perspectives of the Strong Earthquake Prediction in Armenia. Complex Research of Earthquakes Forecasting Possibilities, seismicity and Climate Change Correlations BlackSeaHazNet Series. Volume 1, Macedonia, Skopje, 2011, pp. 223-234
260. **Nazaretyan Sergey, Shahbekyan Tigran.** Block structure of the earth crust of the territory of Armenia. *Journal of the Georgian Geophysical Society.* Vol. 25A, 2013, pp. 69-76.
261. **Nesbitt B.E.** Electrical resistance of crustal fluids. *Journal Geophys. Res.* V/ 98. № B3. 1993, pp. 215-221.
262. **Oswald Felix.** *Geology of Armenia.* Published by the author at Iona, Beeston, Notts. 1906. 215p.
263. **Pacheco J. F., Eatabrook C. H., Simpson D.Z., Nabelek J.L.** Teleseismic body wave analysis of the 1988 Armenian earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 1989. Vol.16, N 12, pp.1425-1428.
264. **Philip H., Rogozhin E., Cisternas A., et al.** The Armenian Earthquakes of 1988 December 7: Faulting and Folding, Neotectonics and Paleoseismicity. *Geophys. J. Intern.* vol 110, N1, 1992, pp.141-158.
265. **Philip H., Avagyan A., Karakhanian A., Ritz J.-F. & Rebai S.** Slip rates and recurrence intervals of strong earthquakes along the Pambak-Sevan-Sunik Fault (Armenia). *Tectonophysics*, 343, 2001, pp. 205– 232.

266. **Pirousian S. A., Balassanian S. Yu., Avanesyan A. S., et al.** The Catalogue of Strong Earthquakes in the Territory of Armenia and Adjacent Regions. Historical and Prehistorical earthquakes in the Caucasus. Edited by D. Giardini and S. Balassanian, NATO ASI Series, 2 Environmental, vol 28. 1997. pp. 313-331.
267. **Reasenber P.A. and Matthews M. V.** Precursory Seismic Quiescence: A Preliminary Assessment of the Hypothesis, PAGEOPH, 126, 1988. pp. 373-406.
268. **Reilinger R. et al.** Preliminary Estimates of Plate Convergence in the Caucasus Collision Zone from Global Positioning System Measurements, Geophys. Research Letters, vol. 24, N 12, 1997, pp. 1815-1818.
269. **Rikitake T.** Earthquake Prediction. By Elseiver Scientific Publishing. 1976. pp.208-216.
270. **Reasenber P. A.** Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982, J. Geophys. Res. 90, 1985. pp. 5479-5495.
271. **Reasenber, P.A. and Jones L.M.** Earthquake Hazard After a Mainshock In California, Science, 243, 1989, pp.1173-1176.
272. **Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P.** Earthquake prediction: a physical basis. Science, 181, 1973, pp.803-809.
273. **Scholz C.H.** The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge ets. Cambridge University, 1990. 439p.
274. **Sobolev G. A.** Fundamentals of Earthquake Prediction. Nauka, Moscow, 1993. 313p.
275. Haroutiunyan R. A., Karakhanyan A. S. and Assatryan A. N. Strong historical earthquakes in the Armenian upland: new data and elaboration of a technique. Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus, NATO ASI Series, 1996, vol.28, pp. 375-382.
276. **Sobolev G. A., Ponomaryov A.V.** Precursors of the Destruction of Water. Containing Blocks of Rock. Journal of Earth Quake Prediction research, vol. 5, number, 1996, pp. 19-25.
277. **Sosson, M. et al.** Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat and V. Starostenko (Editors), Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geol. Soc. of London. 2010.
278. **Trifonov V. G., Bayractutan M. S. et.al.** The Erzincan Earthquake of 13 March 1992 in Eastern Turkey: tectonic aspects. Terra nova, 1993. N3, pp. 184-189.
279. **Utsu T.** Aftershocks and Earthquake Statistics (1). J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 7, 3, 1969, pp.129-194.
280. **Wiemer S. and Wyss M.** Seismic Quiescence before the 1993 M = 7.5 Landers and M = 6.5 Big Bear (California) Earthquakes, BSSA, Vol. 84, No. 3, 1994, pp. 900-916.
281. **Wyss, M.** Nomination of Precursory Quiescence as a Significant Precursor, Pageoph, 147, 1997). pp. 73-113.
282. **Wyss M., Martirosyan A.H.** Seismic Quiescence before the M7, 1988, Spitak Earthquake, Armenia, Geophys. J. Int. 134, 1998, pp. 329-340.
283. **Yamazaki Y. and Rikitake T.** Local anomalous changes in the geomagnetic field at Matsushiro. Bull. Earthq. Res. Inst., 1970, v. 48, part 4, pp. 637-643. **Utsu T.** Statistical Features of Seismicity. International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology. Edited by. Lee W.H.K., Kanamori H., Jennings P.C., Kisslinger C., part A, 2002, pp. 719-732.
284. **Yoshida A., Ito H. and Hosono K.** Precursory Seismic Quiescence Appearing along Tectonic Zone Just before the Occurrence of Intraplate Earthquake, Jour. of Geography 105, 1996, pp.15-25.
285. **Zoller, S. Hainzl & J. Kurths J. Zschau.** A Systematic Test on Precursory Seismic Quiescence in Armenia, Natural Hazard, 26. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 2002, pp. 245-263.
286. **Zschau J., Hainzl S., Zoller G. and Kurths J.** Seismic Quiescence as an Indicator for Large Earthquakes in a System of Self-Organized Criticality, Geophysical Research Letters, V. 27, N 5, 2000. pp. 597-600.

Ս. Ն. Նազարեթյան, Ռ. Ռ. Դուրգարյան, Տ. Հ. Շախբեկյան, Ա. Գ. Գրիգորյան, Լ. Բ. Միրզոյան, ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԻ ՏԱՐԱԾԱՇՏՐՁԱՆԱՅԻՆ ԲԵԿՎԱԾՔՆԵՐԸ ԸՍՏ ԵՐԿՐԱՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ ԵՎ ԴՐԱՆՑ ՍԵՅՍՄԻԿՈՒԹՅՈՒՆԸ, Երևան, ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություն», հրատ. 2015:

Ամփոփում

Մենագրությունը նվիրված է ՀՀ տարածքի երկրակեղևի տարածաշրջանային բեկվածքների անջատմանը, դրանց երկրաչափական պարամետրերին և դինամիկային, բլոկային կառուցվածքին և ուժեղ երկրաշարժերի առաջացման գործում դրանց դերին և այլն: Չնայած ՀՀ տարածքի բեկվածքներով սկսել են զբաղվել XX դարի սկզբից, սակայն բազմաթիվ հարցեր դեռևս մնում են վիճելի և չլուծված: Հեղինակները վեր են հանել չլուծված խնդիրները և փորձել են տալ դրանց մի մասի լուծումները՝ հենվելով հիմնականում երկրաֆիզիկական տվյալների վրա: Ստացվել են գիտական կիրառական բնույթի արդյունքներ (ՀՀ տարածքի բեկվածքների, բլոկային կառուցվածքի և սեյսմագեն գոտիների նոր սխեմաները, դրանց ակտիվության գնահատումներն ու դասակարգումը, սեյսմիկության և հատկապես $M \geq 4$ երկրաշարժերի տարածաժամանակային բաշխումը, «սեյսմիկ անդորր» և էլեկտրամագնիսական դաշտի ուժեղ երկրաշարժերի միջնաժամկետ նախանշանների արդյունավետության գնահատումները, Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետցնցումային գոտու դինամիկայի առանձնահատկությունները և այլն), ինչպես նաև որոշ մեթոդական մշակումներ (բեկվածքների անջատման մեթոդական, բեկվածքային հանգույցներում ուժեղ երկրաշարժերի առաջացման հավանական մեխանիզմը, սեյսմագեն գոտիների անջատման նոր մեթոդաբանությունը), որոնք կարևոր նշանակություն ունեն երկրակեղևի կառուցվածքի ուսումնասիրման և ուժեղ երկրաշարժերի ի հայտ գալու օրինաչափությունների բացահայտման գործում: Մենագրությունը կազմված է 8 գլուխներից՝ 1. Հայաստանի տարածքի երկրակեղևի տարածաշրջանային բեկվածքների և խորքային սահմանների ուսումնասիրվածությունը; 2. Հայաստանի տարածքի երկրաֆիզիկական դաշտերի համառոտ բնութագիրը և տարածաշրջանային բեկվածքների հավանական մոդելները; 3. Հայաստանի տարածքի երկրակեղևի սեյսմիկությունը և լարվածային վիճակը; 4. Հայաստանի տարածքի տարածաշրջանային բեկվածքների անջատումը և տեղադրման հիմնական օրինաչափությունները; 5. Հայաստանի տարածքի երկրակեղևի տարածաշրջանային բեկվածքները; 6. Հայաստանի տարածքի երկրակեղևի բլոկային կառուցվածքը; 7. Տարածաշրջանային բեկվածքների սեյսմիկ ակտիվությունը; 8. Հայաստանի տարածքի օջախների հավանական մոդելները և ուժեղ երկրաշարժերի միջնաժամկետ կանխատեսման որոշ հարցեր: Տվյալ գիտական աշխատանքի հեղինակներն են պրոֆ. Ս. Նազարեթյանը և նրա սաները (ասպիրանտներն ու գիտական աստիճանի հայցորդները): Մենագրությունը որոշ չափով ունի հանրագիտարանային բնույթ, քանի որ նրանում հավաքված են բազմաթիվ էլակետային ու փաստացի տվյալներ ՀՀ տարածքի համար (երկրաֆիզիկական դաշտերի և բեկվածքների, բլոկների, ակտիվ տեկտոնիկայի, երկրակեղևի խորքային կառուցվածքի, սեյսմիկության տարաբնույթ քարտեզներ ու սխեմաներ), տարբեր մասնագետների կողմից դրանց վերլուծության արդյունքներ և այլն, որոնք վերաբերում են երկրաֆիզիկային, տեկտոնիկային, սեյսմաբանությանը, սեյսմոտեկտոնիկային, երկրադինամիկային, երկրակեղևի խորքային կառուցվածքին:

Մենագրությունը հասցեագրված է գիտաշխատողներին, ասպիրանտներին, ուսանողներին և այն մասնագետներին, որոնք զբաղվում են երկրաբանության, սեյսմոտեկտոնիկայի և երկրաֆիզիկայի խնդիրներով:

Աղյուսակ 11, նկ. 129, գրականության ցանկ 286

S.N. Nazaretyan, R. R. Durgaryan, T.H. Shakhbekyan, A.G. Grigoryan, L.B. Mirzoyan-**REGIONAL FAULTS OF THE TERRITORY OF ARMENIA ACCORDING TO GEOPHYSICAL DATA AND THEIR SEISMICITY**- Yerevan, "Gitutiun" publisher NAS RA, 2015,

The monograph is devoted to separation of regional faults of the earth crust of the territory of Armenia, their geometrical parameters and dynamics, block structures and their role in forming of sources of strong earthquakes, etc. Though the scientists were occupied in investigations of regional faults of the territory of Armenia since XX century but many questions are still unsolved and arguable. The authors have brought up the unsolved problems and have tried to give solutions to some of them in main being based on geophysical data. The scientific applied results were accepted (for the faults of the territory of Armenia, block structures, and new schemes of seismic zones, assessment and classification of their activities, space-time distribution of intensities of earthquakes specially with $M \geq 4$, seismic «quiescence» and the productiveness of assessments of midterm prediction of strong earthquakes of electromagnetic field, peculiarities of dynamics of the aftershock zone of the 1988 Spitak earthquake, etc.) just as some methodical developments (the methodology for separation of faults, the probable mechanism of forming of strong earthquakes in fault junctions, a new methodology for separation of seismic active zones) those are very important for study of the earth crust and for revealing the regularities of formation of strong earthquakes. The monograph consists of 8 chapters: 1- the study of depth borders and regional faults of the earth crust of the territory of Armenia; 2- the brief description of geophysical fields and probable models of regional faults of the territory of Armenia; 3- the seismic activity and strained state of the earth crust of the territory of Armenia; 4-the main regularities of separation and spacing of regional faults of the territory of Armenia, 5-the regional faults of the earth crust of the territory of Armenia; 6- the block structure of the earth crust of the territory of Armenia; 7- the seismic activity of regional faults of the territory; 8- some issues connected with the probable source models and midterm prediction of strong earthquakes of the territory of Armenia.

Doctor S. Nazaretyan and his students are the authors of this scientific work.

The monograph has somewhat encyclopedic disposition, as there are collected numerous initial and factual data (maps and schemes of geophysical fields and faults, blocks, active tectonics, deep structure of the earth crust, seismic activity) results of the analysis, etc. done by different authors those connected to the geophysics, tectonics, seismology, seismotectonics, geodynamics, deep structure of the earth crust for the territory of Armenia.

The monograph is intended for scientific workers, post-graduates, broad spectra of specialists occupied with the issues of geology, seismotectonics and geophysics.

Tables-11, pictures-129, list of literature- 286 items.

Научное издание

Назаретян С. Н., Дургарян Р.Р., Шахбекян Т.А., Григорян А. Г., Мирзоян Л.Б. - **Региональные разломы территории Армении по геофизическим данным и их сейсмичность.**

Ս. Ն. Նազարեթյան, Ռ. Ռ. Դուրգարյան, Տ. Հ. Շախբեկյան, Ա. Գ. Գրիգորյան, Լ. Բ. Միրզոյան –
**Հայաստանի տարածքի տարածաշրջանային բեկվածքները ըստ երկրաֆիզիկական
տվյալների և դրանց սեյսմիկությունը**

S.N. Nazaretyan, R. R. Durgaryan, T.H. Shakhbekyan, A.G. Grigoryan, L.B. Mirzoyan - **Regional faults of the territory of Armenia according to geophysical data and their seismicity**

Научный редактор О.А. Саркисян

Технический редактор А.А. Пичикян

Корректор И.А. Шахбекян

Компьютерное оформление Л.Мазманиян

Тираж 500 экз.

Ереван
Издательство “Гитутюн” НАН РА

Типография “Эльдорадо Принт”

18960