

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

ЗАХАРОВ Владимир Сергеевич
САМОПОДОБИЕ СТРУКТУР И ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ
ФРАКТАЛЬНОГО И ДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

СПЕЦИАЛЬНОСТЬ 25.00.03
ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

Диссертация
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва
2014

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. САМОПОДОБНЫЕ СВОЙСТВА СТРУКТУР И ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА	15
1.1 Дискретность и самоподобие делимости литосферы Земли	15
1.2 Применение данных GPS для определения конфигурации и относительных движений плит и блоков	19
1.3 Понятие фрактала и фрактальной размерности	22
1.4 Самоподобие разломной сети	24
1.5 Самоподобие сейсмического процесса	29
1.5.1 Сейсмический режим	29
1.5.2 Закон Гутенберга-Рихтера	29
1.5.3 Закон Омори	32
1.5.4 Фрактальные свойства пространственного распределения очагов землетрясений	34
1.5.5 Сейсмотектонические системы и сейсмотектонический процесс	36
1.6 Методы вычисления фрактальной размерности	38
1.6.1 Размерность покрытия (клеточная размерность)	38
1.6.2 Корреляционная размерность	40
1.6.3 Размерность, вычисляемая по соотношению площади и периметра	41
1.6.4 Определение характеристик самоподобия по распределениям	42
1.7 Динамические системы. Детерминированный хаос и его свойства	46
1.7.1 Понятие динамической системы и ее описание	46
1.7.2 Детерминированный хаос и его свойства	48
1.8 Методы анализа динамических и фрактальных свойств временных рядов	52
1.8.1 Цели анализа	52
1.8.2 Восстановление размерности вложения на основании анализа корреляционной размерности	53
1.8.3 Спектральный анализ и самоподобные свойства временных рядов	56
1.8.4 R/S анализ Херста	58
1.8.5 Вычисление фрактальной размерности D временного ряда	60
1.8.6 Связь скейлинговых параметров, характеризующих временные ряды	61
1.8.8 Применения динамического и фрактального анализа временных рядов в сейсмотектонике	62
1.9 Разработанные программные средства для реализации фрактального и динамического анализа	66
1.9.1 Программа FrAnGeo для вычисления фрактальной размерности и параметра b	66
1.9.2 Программа FraTiS для фрактального анализа временных рядов	67
1.10 Выводы по главе 1	68
ГЛАВА 2. САМОПОДОБИЕ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ ОТ ПЛИТ ДО БЛОКОВ	69
2.1 Распределение литосферных плит по размерам	69
2.2 Аккреционная тектоника и фрактальные характеристики террейнов	72
2.2.1 Понятие террейна	72
2.2.2 Распределение террейнов по размерам	74
2.2.3 Самоподобие и фрактальная размерность множества террейнов	80
2.2.4 Зависимость фрактальной размерности от типа пород и от типа террейна	81
2.2.5 Зависимость фрактальной размерности от времени причленения террейнов	85
2.2.6 Современная активность по границам аккретированных блоков	87
2.2.7 Континенты как коллаж террейнов	88

2.2.8 Самоподобие и фрактальные характеристики островов и континентов	90
2.2.9 Подобие процессов аккреции	92
2.3 Проявления разломно-блоковой делимости литосферы	93
2.4 Реологическая расслоенность литосферы и самоподобие блоковой структуры	100
2.4.1 Кривая прочности литосферы	101
2.4.2 Геофизические свидетельства тонкой слоистой реологической структуры литосферы	104
2.4.3 Тектоническая расслоенность	107
2.5 Выводы по главе 2	108
ГЛАВА 3. БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ БЛОКОВ НА ОСНОВАНИИ АНАЛИЗА ДАННЫХ GPS	110
3.1 Модели относительных движений блоков земной коры по данным GPS	110
3.2 Методы анализа	116
3.2.1 Общие принципы и подходы	116
3.2.2 Методы классификации исходных данных и выделения блоков	117
3.2.3 Методы вычисления относительных движений блоков	121
3.3 Определение блоковой структуры и кинематики земной коры в областях новейшей тектоники	123
3.3.1 Эгейско-Анатолийского регион	123
3.3.2 Южная Япония	135
3.3.3 Южная Калифорния	141
3.4 Выводы по главе 3	144
ГЛАВА 4. ФРАКТАЛЬНЫЕ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА	145
4.1 Характеристики самоподобия сейсмичности и сетей активных разломов	145
4.1.1 Исходные данные и методика анализа	145
4.1.2 Результаты исследований самоподобия сейсмичности и систем активных разломов	151
4.1.3 Согласованность самоподобия сейсмичности и активных разломов	151
4.2 Динамические и фрактальные характеристики временных рядов выделения сейсмической энергии	153
4.2.1 Связь выделившейся сейсмической энергии с магнитудой и сейсмическим моментом	154
4.2.2 Результаты анализа временных рядов выделения сейсмической энергии	158
4.2.3 Детерминировано-хаотические свойства сейсмотектонических систем	161
4.3 Анализ афтершоковых последовательностей сильных землетрясений	163
4.3.1 Землетрясение Тохоку	163
4.3.2 Анализ афтершоков сильных землетрясений 2001–2011 гг.	166
4.3.3 Фоновая сейсмичность и «основные» события	171
4.4 Особенности и механизмы генерации субвертикальных кластеров очагов землетрясений (сейсмических «гвоздей»)	172
4.4.1 Субвертикальные кластеры очагов землетрясений – сейсмические «гвозди»	172
4.4.2 Материалы и методика исследования	176
4.4.3 Выявленные сейсмические «гвозди»	178
4.4.4 Особенности формирования сейсмических «гвоздей» во времени	186
4.4.5 Характеристики и возможные механизмы генерации сейсмических «гвоздей»	190
4.5 Выводы по главе 4	197
ГЛАВА 5. ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ СМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ GPS И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМОТЕКТОНИКОЙ	199
5.1 Временные ряды смещений пунктов GPS	199

5.2 Динамические и фрактальные характеристики временных рядов смещений пунктов GPS	204
5.3 Связь динамических характеристик рядов смещений пунктов GPS с сейсмотектоническими особенностями регионов их расположения	209
5.4 Выводы по главе 5	217
ГЛАВА 6. БЛОКОВЫЕ МОДЕЛИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ С ТИПИЧНЫМ ЗАКОНОМ ТРЕНИЯ	218
6.1 Особенности сухого трения	218
6.1.1 Сухое трение	218
6.1.2 Зависимость трения от скорости	220
6.1.2 Зависимость коэффициента трения покоя от времени	222
6.1.3 «Объединенный» закон трения	222
6.1.4 Зависимость коэффициента трения от масштаба	223
6.2 Блочные модели в сейсмотектонике и особенности их динамики	224
6.2.1 Фрикционные автоколебания	224
6.2.2 Модели Барриджа и Кнопова	226
6.2.4 Модель движения сцепленных блоков по разлому («train»-модель)	227
6.2.5 Степенные законы, порождаемые в моделях с нелинейным сухим трением	229
6.2.6 Модель блоковой динамики в предгорных зонах	232
6.2.7 Модель взаимодействующих дисков	236
6.2.8 Основные свойства сейсмотектонических систем с нелинейным трением	237
6.3 Модель взаимодействия разномасштабных блоков в литосфере	239
6.4 Выводы по главе 6	241
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	243
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	248

ВВЕДЕНИЕ

Согласно современным представлениям, литосфера – структурированная, иерархическая (многоуровневая), самоподобная, грубо дискретная среда [Садовский, Писаренко, 1991]. Это проявляется как в геолого-геоморфологических характеристиках, так и в различных геофизических полях, а также в вещественно-структурных характеристиках среды.

Глобальная иерархия строения и процессов рассматривается в концепции геодинамики иерархически соподчиненных геосфер [Гончаров, 2006], с которой связана иерархическая же геодинамическая цикличность [Хаин, Гончаров, 2006].

Со структурой неоднородной геологической среды самым тесным образом соотносится сейсмический процесс. Самоподобные свойства сейсмического процесса и среды, в которой он протекает, выражаются в **степенном** характере законов распределения вида:

$$N = x^a, \quad (0.1)$$

где x – характеристика объекта (размер, сила, энергия и т.п.), N – количество объектов, a – показатель, характеризующий степень самоподобия.

Закон такого вида справедлив для распределений блоков и разломов по размерам, пространственного распределения очагов землетрясений, распределения землетрясений по магнитудам (закон Гутенберга-Рихтера), распределения количества афтершоков сильных землетрясений во времени (закон Омори). Кроме того, степенные законы связывают и другие характеристики разломно-блоковой среды и сейсмического процесса. Самоподобные свойства сейсмотектонического процесса проявляются также в динамических характеристиках порождаемых им временных рядов.

В последние десятилетия основы естественных наук существенно обновляются под влиянием теорий динамических систем, фракталов, катастроф самоорганизации, синергетики. Эти идеи, часто объединенные понятием «нелинейной науки» (*nonlinear science*) и радикально изменившие представления о соотношениях, упорядоченности и хаотичности, предсказуемости и непредсказуемости, стационарности и катастрофичности, сейчас активно внедряются в науки о Земле [Горяинов, Иванюк, 2001; Лукк и др., 1996; Нелинейная геодинамика, 1994; Нелинейная механика..., 2007; Писаренко, Родкин, 2007; Садовский, Писаренко, 1991; Fractals and Dynamic..., 1994; Fractal Behaviour..., 2005; Fractals in the Earth..., 1995; Modelling Critical..., 2006; Sornette, 2004; Turcotte, 1997].

Опубликовано большое количество работ, посвященных фрактальному и динамическому анализу в науках о Земле, в т. ч. в тектонике, геодинамике, геофизике,

геоморфологии и т.д. Особенно много работ посвящено изучению сейсмичности. В значительной степени в них просто фиксируются выявленные свойства самоподобия (степенные законы) для разных объектов и процессов. В то же время на основании результатов такого анализа можно делать важные заключения о типе рассмотренных систем, в частности, сейсмотектонических, с точки зрения регулярности и прогнозируемости их динамики.

Диссертация направлена на решение важной научной проблемы – определения принципиальных возможностей и ограничений прогноза состояния и динамики геологических систем.

Цель работы: выявление самоподобных свойств структур литосферы и процессов, происходящих в ней (сейсмичность, современные движения), на основании фрактального и динамического анализа и связи их количественных характеристик с геодинамикой, тектоникой и особенностями сейсмического режима, а также предложение их возможных механизмов и моделей.

Задачи исследования предполагают рассмотрение и анализ разномасштабных структур и процессов в литосфере и включают:

- Изучение проявлений самоподобия структур литосферы в широком диапазоне масштабов на основании анализа законов распределения по размерам и фрактальных характеристик размерности плит, континентов, блоков, террейнов.
- Изучение блочности земной коры и литосферы в целом на разных масштабных уровнях по данным GPS, выявление блоков и их относительного движения в областях новейшей тектоники на основании разработанных методов, рассмотрение их согласованности с сейсмотектоникой, геофизическими данными и предложенными моделями блоковой динамики.
- Анализ самоподобных характеристик сейсмотектонического процесса, выражающихся в параметрах степенных законов (закона Гутенберга–Рихтера, закона Омори, фрактальных распределений очагов землетрясений и разломов) и динамических характеристиках временных рядов (фрактальная размерность D , показатель Херста H , скейлинговый спектральный параметр β) сейсмичности, их согласованности и возможных интерпретаций.
- Изучение особенностей и возможных механизмов генерации субвертикальных кластеров очагов землетрясений (*сейсмических «гвоздей»*) на основании анализа их пространственно-временных характеристик.
- Изучение мелкомасштабных современных движений земной коры на основании анализа временных рядов смещений GPS, определение динамических свойств этих

рядов и их связи с сеймотектоническими особенностями районов расположения пунктов наблюдений и предлагаемыми моделями блоковой динамики.

- Построение новых блоковых моделей сеймотектонических систем с типичным законом трения, изучение свойств этих моделей, их применение для описания разломно-блоковой структуры и взаимодействий в литосфере с учетом ее реологической и тектонической расслоенности.

Фактический материал: геологические карты и карты террейнов северного обрамления Тихого океана; карты активных разломов различных регионов (Евразия, Япония, США); сейсмические каталоги: Национального центра информации о землетрясениях Геологической службы США (NEIC PDE); Японского метеорологического агентства (JMA); Южно-Калифорнийского (SCEDC) и Северо-Калифорнийского (NCEDC) центров данных по землетрясениям, каталог Камчатского филиала Геофизической службы РАН; данные по скоростям пунктов GPS в Эгейско-Анатолийском регионе и Южной Калифорнии, данные по смещениям пунктов GPS в Японии; по временным рядам смещений пунктов GPS. Используются также база данных Глобальной программы вулканизма (GVP), данные по магнитным и гравитационным аномалиям различных регионов.

Методы исследований. Анализ и научное обобщение результатов теоретических исследований взаимосвязи разломно-блоковой структуры среды, современных тектонических движений и сейсмического процесса; фрактальный анализ геолого-геофизических данных; исследование параметров степенных законов распределений объектов по размерам, времени, энергии; анализ временных рядов методами, разработанными в теории динамических систем (*динамический анализ*); построение дискретных кинематических моделей по данным GPS; построение блоковых моделей сеймотектонических систем; сопоставление полученных при анализе количественных характеристик с геолого-геофизической информацией.

Научная новизна

- Впервые установлено самоподобие форм и размеров континентальных структур от суперконтинентов до террейнов, что согласуется с иерархией литосферы от крупных литосферных плит до мелких блоков земной коры. Небольшая величина вариации фрактальной размерности террейнов говорит об их малой деформируемости (*жесткости*) и о единстве механизмов объединения и распада.
- Разработаны оригинальные методики построения дискретных кинематических моделей и выделения жестких блоков земной коры по данным GPS; они применены, с учетом геолого-геофизической информации, к анализу отдельных регионов в областях

молодой тектоники. На основании этого впервые выявлено сложное блоковое строение исследуемых регионов на более мелком масштабном уровне.

- Установлено на новом материале с применением усовершенствованных методик, что разломно-блоковая структура литосферы и пространственная структура распределения эпицентров землетрясений подчиняются одинаковым соотношениям самоподобия. Соотношение параметров распределения землетрясений по магнитудам и фрактальной размерности сетей активных разломов количественно подтверждает согласованные самоподобные свойства сейсмотектонического процесса.
- Выявлено длительное (до года после главного события) пониженное значение параметра в законе Гутенберга-Рихтера в зонах эпицентров сильных землетрясений с последующим его повышением, что является проявлением перераспределения разрушения в афтершоковых процессах от больших масштабов к меньшим.
- Показана роль флюидов как наиболее вероятного механизма генерации сейсмических «гвоздей», не связанного явно с сильными землетрясениями, вулканами и тектоническими структурами.
- Впервые показана закономерная связь динамических характеристик временных рядов GPS с геотектоническими и геодинамическими особенностями регионов (сейсмичность и жесткость блоков).
- Впервые установлено, что временные ряды выделения сейсмической энергии и ряды GPS относятся к классу фликкер-шума (шума перемежаемости), что указывает на возможность резких непредсказуемых изменений режима и возникновения быстрых катастрофических событий.
- Показана обоснованность применения теоретических соотношений между динамическими характеристиками временных рядов (β , D и H) при оценке фрактальных характеристик природных геофизических временных рядов (ряды GPS, ряды выделения сейсмической энергии).
- Предложены новые варианты моделей блоковой динамики, базирующиеся на типичных законах трения, которые порождают детерминированный хаос, катастрофы и степенные распределения характеристик в сейсмотектонических системах. Показано, что разломно-блоковая структура литосферы с учетом ее реологической расслоенности должна рассматриваться как динамическая характеристика.

Личный вклад автора состоит в практической реализации фрактального и динамического анализа всех перечисленных выше структур и процессов в литосфере. Автор принимал активное участие в изучении самоподобия форм и размеров континентальных структур от суперконтинентов до террейнов (совместно с

В.Н. Вадковским, С.Д. Соколовым), в разработке методик построения дискретных кинематических моделей и выделения жестких блоков коры по данным GPS и их применении для анализа блоковой структуры ряда регионов (совместно с Д.А. Симоновым), в анализе и предложении механизмов генерации сейсмических «гвоздей» (совместно с В.Н. Вадковским). Автором лично проводил фрактальный анализ сейсмичности и сетей разломов, анализ динамических характеристик временных рядов выделения сейсмической энергии и рядов GPS, для чего разработал специализированное программное обеспечение. Во всех исследованиях автор являлся инициатором их постановки, а также интерпретировал полученные результаты и делал выводы.

Работа выполнена на кафедре динамической геологии Геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

Основные защищаемые положения

1. Доказано и продемонстрировано самоподобие структур литосферы от суперконтинентов до отдельных террейнов и мелких блоков земной коры, что является следствием процессов самоорганизации при образовании, движении и распаде литосферных структур. Это согласуется с иерархией блоковой делимости литосферы, и, с учетом ее реологической расслоенности, обуславливает возможность сходного блокового поведения на разных масштабах.
2. Выявлено разномасштабное блоковое строение земной коры в областях новейшей тектоники на основании оригинального анализа данных GPS. Выделенные блоки совершают взаимные перемещения, их границы проявлены в особенностях расположения и ориентировки элементов рельефа, разрывных нарушений, очагов землетрясений, гравитационных аномалий и других данных.
3. Установлено, что динамика сеймотектонических систем на разных пространственно-временных масштабах порождает согласованное самоподобие разломообразования, сейсмического процесса и современных тектонических движений. Это проявляется в параметрах степенных законов распределений характеристик сеймотектонического процесса в пространстве, во времени, по энергии и в динамических характеристиках порождаемых им временных рядов (смещений пунктов GPS, выделения сейсмической энергии).
4. Доказано, что сеймотектонические системы принадлежат к классу систем с самоорганизованной критичностью, в которых реализуется детерминировано-хаотическое поведение с непредсказуемостью конкретной динамики и катастроф (землетрясений, оползней и т. д.). Эти фундаментальные свойства объяснены

моделями блоковой динамики с нелинейным трением, демонстрирующими главные особенности сейсмотектонического процесса.

Научное и практическое значение

- На новом материале с применением усовершенствованных методик подтверждено понимание сейсмического процесса как фундаментального следствия эволюции сейсмотектонической системы к состоянию самоорганизованной критичности, в котором невозможен реальный прогноз динамики и катастроф.
- Рассмотрение разломно-блоковой структуры литосферы как иерархической динамической характеристики должно учитываться при моделировании геотектонических структур и процессов.
- Результаты выделения блоков земной коры по данным GPS могут использоваться в качестве дополнительной информации при определении сейсмической опасности: относительная неподвижность бортов активного разлома свидетельствует о накоплении напряжений на данном участке и возможности здесь сильного землетрясения.
- Модели блоковой динамики с типичным законом трения использованы для описания особенностей сейсмогенного оползнеобразования при выполнении работ по госконтракту № 02.515.11.5093 с Роснаукой «Изучение и моделирование механизмов возникновения катастрофических скальных оползней для разработки технологии комплексного определения оползневой и сейсмической опасности горных районов России».
- Теоретические разработки и фактические данные, изложенные в работе, используются в учебных курсах «Динамические системы и фракталы в геологии», «Компьютерное моделирование в геодинамике», «Физика Земли», которые автор читает на Геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова, а также при подготовке магистрантов и аспирантов кафедры динамической геологии. Полученные результаты могут быть использованы в учебных курсах по геотектонике, геодинамике, сейсмотектонике.
- Применение фрактального анализа при исследовании эрозионных систем (таких, как псевдокарст) дает возможность описать их морфологию, проследить динамику фрактальных поверхностей как характеристики степени геологического риска [Лаврусевич и др., 2013].

Апробация работы. Отдельные части диссертационной работы докладывались на международных и российских конференциях и совещаниях: XXII General Assembly IUGG,

1999; 25th General Assembly of the EGS, 2000; 25th General Assembly of the EGS, 2001; EGU General Assembly, 2012; III Всесоюзном Симпозиуме «Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии», 1991 г.; 6-ой и 7-ой международной конференции по тектонике плит им Л.П. Зоненшайна, 1998 и 2001 гг.; семинаре «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород», 2001; 4-х и 5-х Геофизических чтениях им В.И. Федынского, 2002, 2003 гг.; I, II, III Яншинских чтениях, 2001, 2002, 2003 гг.; Международном междисциплинарном симпозиуме «Фракталы и прикладная синергетика» ФиПС-03, 2003 г.; Междисциплинарном симпозиуме ФиПС-08 «Прикладная синергетика в нанотехнологиях», 2008 г.; научной конференции «Ломоносовские чтения», 1995–1997, 2003, 2008, 2010–2013 гг.; XXXII, XXXIII, XXXV, XXXVI, XXXIX, XLI, XLIII тектоническом совещании, 1999, 2000, 2002, 2003, 2006, 2008, 2010 гг.; международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина, 2011 г.; XVII Международной конференции «Проблемы сейсмотектоники», 2011 г.; конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле», 2012 г.; на заседаниях кафедры динамической геологии в 2012 и 2013 гг.; на семинаре ИТПЗ РАН в 2013 г., на семинаре ИДГ РАН в 2013 г.

Публикации

Результаты исследований, а также основные защищаемые положения и выводы изложены в 57 публикациях. Среди них 2 коллективные монографии, 15 статей в журналах из списка ВАК, 3 статьи в других российских журналах, 23 статьи в сборниках и материалах конференций, 14 тезисов конференций. 24 работы опубликованы без соавторов, из них 9 – в журналах ВАК.

Структура диссертации. Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения. Во введении раскрывается актуальность темы исследования и обосновывается применение используемого подхода.

Первая глава диссертации посвящена обзору самоподобных свойств структур и процессов и методов их анализа. Кратко рассматривается дискретность и самоподобие блоковой делимости литосферы Земли, ее проявление по геофизическим данным, в системах разломов, данным GPS и т.д. Такие свойства среды являются основанием для применения методов и подходов, которые разработаны теории динамических систем и теории фракталов. Дается понятие фрактала и фрактальной размерности. Рассматриваются проявления самоподобия разломной сети в виде степенных законов, связывающих ее различные характеристики. Рассматриваются проявления самоподобия сейсмического процесса, который, протекая в дискретной, иерархически самоподобной среде, также несет черты иерархичности, дискретности и автомодельности (самоподобия), что находит

свое проявление в степенных законах (закон Гутенберга-Рихтера, закон Омори, фрактальный закон для пространственного распределения очагов землетрясений).

Затем приводятся методы практического определения фрактальных характеристик, которые используются в работе. Для анализа процессов используются подходы, разработанные в теории динамических систем. Рассматривается особый вид и свойства динамики нелинейных систем – детерминированный хаос, когда хаотическое поведение проявляется без наличия случайного элемента. Свойства динамических систем могут быть определены при анализе временных рядов, которые они производят. Приводятся специальные методики анализа динамических и фрактальных свойств временных рядов. Затем дается краткий обзор применения динамического и фрактального анализа временных рядов в сейсмотектонике.

В конце главы описываются авторские программные средства, разработанные для реализации фрактального и динамического анализа.

Вторая глава посвящена изучению проявлений самоподобия структур литосферы Земли от крупных литосферных плит до мелких блоков земной коры и от суперконтинентов до отдельных террейнов. Рассматривается распределение плит по размерам, которое характеризуется однородным степенным законом в диапазоне 2.5 порядков размеров. Затем на базе анализа ГИС-проектов, объединяющих геологические, геофизические и тектонические данные для северного обрамления Тихого океана, рассматриваются фрактальные характеристики террейнов. Определяются фрактальные характеристики континентов и крупных островов. Рассматриваются проявления разломно-блоковой делимости литосферы по разнообразным геолого-геофизическим данным. Важной физической основой развиваемой в работе модели строения и динамики литосферы является реологическая расслоенность литосферы, которая обуславливает ее тектоническую расслоенность и иерархию блоков.

Блоковая структура проявляется, в частности, во взаимных движениях. В *третьей* главе рассматриваются модели дифференциальных движений по данным GPS. Предложены методы и разработан инструментарий для создания дискретных кинематических моделей по данным GPS. На основании кинематического анализа по разработанным методам выявляется блоковая структура для ряда регионов в областях новейшей тектоники (Эгейско-Анатолийский регион, Калифорния, Япония). Выделенные блоки подтверждаются геолого-геофизическими данными. В результате выявляется более сложное блоковое строение исследуемых регионов на следующем масштабном уровне.

Взаимодействие блоков по границам проявляется в сейсмичности, которая представляет собой следующий масштабный уровень процессов в пространстве и

времени. *Четвертая* глава посвящена изучению проявления фрактальных и динамических характеристик сейсмичности. Анализируются самоподобные свойства (фрактальная размерность эпицентров землетрясений, сетей активных разломов, параметра b в законе Гутенберга-Рихтера) сейсмотектонических систем и исследуется их соотношение для выявления их согласованности. Определяются динамические и фрактальные характеристики временных рядов выделения сейсмической энергии для выявления детерминировано-хаотических свойств сейсмотектонического процесса. Анализируются афтершоковые последовательности сильных ($M > 8$) землетрясений. Рассмотрены особенности и возможные механизмы короткоживущих субвертикальных кластеров очагов землетрясений (сейсмических «гвоздей») в различных регионах.

В *пятой* главе проводится изучение мелкомасштабных современных движений на основании динамического анализа временных рядов смещений пунктов GPS. Исследуется связь полученных параметров самоподобия рядов с сейсмотектоническими характеристиками районов расположения пунктов GPS и динамическими характеристиками сейсмичности и предложенных в работе блоковых моделей.

В *шестой* главе рассматриваются модели сейсмического режима и блоковой динамики, основанные на автоколебаниях в системах с типичным законом трения. Представлено семейство моделей Барриджа и Кнопова как моделей генерации землетрясений. Модели с нелинейным трением порождают детерминированный хаос, степенные законы распределений (в пространстве, во времени и по энергии) и катастрофы, что согласуется со свойствами реальных сейсмотектонических систем. Рассматривается модель блоковой динамики в предгорных зонах, модель взаимодействующих дисков и модель для описания динамики разномасштабных блоков земной коры, с учетом реологической расслоенности литосферы.

В заключении суммируются основные результаты проведенной работы.

Благодарности

Автор посвящает эту работу памяти своего учителя и старшего друга, замечательного ученого и преподавателя Всеволода Николаевича Вадковского[†].

Автор глубоко благодарен профессору Н.В. Короновскому, при всесторонней поддержке которого выполнялась эта работа.

Автор весьма признателен сотрудникам кафедры динамической геологии и Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, без поддержки и помощи которых эта работа не могла быть выполнена: проф. Н.А. Божко, д.г.-м.н. М.А. Гончарову, проф. Е.П. Дубинину, проф. М.Г. Ломизе, проф. Н.В. Лубниной, доц. Г.В. Брянцевой, к.г.-

м.н. Р.В. Веселовскому, к.г.-м.н. В.Ю. Водовозову, к.г.-м.н. В.А. Зайцеву, доц. Д.И. Панову, к.г.-м.н. Д.А. Симонову.

Автор очень благодарен к.г.-м.н. А.А. Наймарку и к.г.-м.н. А.И. Полетаеву за весьма ценные советы, замечания и редакторскую правку при написании работы.

Автор признателен коллегам проф. Ю.А. Морозову, проф. Е.А. Рогожину, к.г.-м.н. Л.И. Иогансон, к.г.-м.н. Ю.В. Нечаеву[†], к.ф.-м.н. В.Б. Смирнову, за содействие и помощь в исследованиях.

В работе над диссертацией широко использованы информационные ресурсы ГЦ РАН, которые были предоставлены автору директором МЦД по физике твердой Земли к.ф.-м.н. Н.А. Сергеевой, которая также помогала советами и редакторской правкой при написании текста, за что автор очень благодарен.

ГЛАВА 1. САМОПОДОБНЫЕ СВОЙСТВА СТРУКТУР И ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Системы и процессы, с которыми имеют дело науки о Земле, весьма сложны. Эта сложность проявляется на различных пространственных и временных масштабных уровнях. В данной главе дается обзор проявлений иерархических самоподобных свойств структур и процессов в литосфере и коре, а также методов их исследования.

1.1 Дискретность и самоподобие делимости литосферы Земли

В соответствии с современной тектоникой плит, изложенной В.Е. Хаиным [Хаин, 2001; Хаин, Ломизе, 2005], литосфера разделена на ограниченное число плит, среди которых выделяются плиты трех порядков: крупные (мегаплиты), а также средние (мезоплиты) и малые (микроплиты). Мегаплит обычно выделяют 7, а вот количество, конфигурация и кинематика мезо- и особенно микроплит остается дискуссионным вопросом. Пространство между крупными плитами образуют пояса, состоящие из мозаики средних и малых плит, так что поверхность Земли плотно «замощена». Решение этих вопросов в значительной степени может быть получено посредством фрактального анализа структур литосферы, что является одной из целей настоящей работы. Математическое описание этой мозаики, которое способствует прояснению вопроса о количестве и размерах плит, дается в работах П. Берда [Bird, 2003], Д. Сорнете и В. Писаренко [Sornette, Pisarenko, 2003], где установлены степенные (фрактальные) законы для распределения литосферных плит по размерам.

Границы литосферных плит (рис. 1.1) определяются по сейсмологическим, палеосейсмологическим, палеомагнитным и геодезическим данным. Точность и детальность этих исследований постоянно увеличивается, что позволяет выделять и уточнять «микроплиты», и дискуссии по этому поводу продолжаются [Гатинский и др., 2008, 2011; Габсатаров и др., 2013; Хаин, 2001; другие].

Границы плит находят свое выражение и в геофизических данных (гравитационные и магнитные аномалии, тепловой поток). Однако границы разного типа (дивергентные, конвергентные, трансформные) проявляются в разных данных по-разному и в разной степени. На рис. 1.2а показаны гравитационные аномалии в свободном воздухе. Видно, что конвергентным границам плит (зонам субдукции, коллизии) во многих случаях соответствуют отрицательные аномалии. Дивергентные границы (зоны спрединга) проявляются слабее, им соответствуют небольшие положительные аномалии.

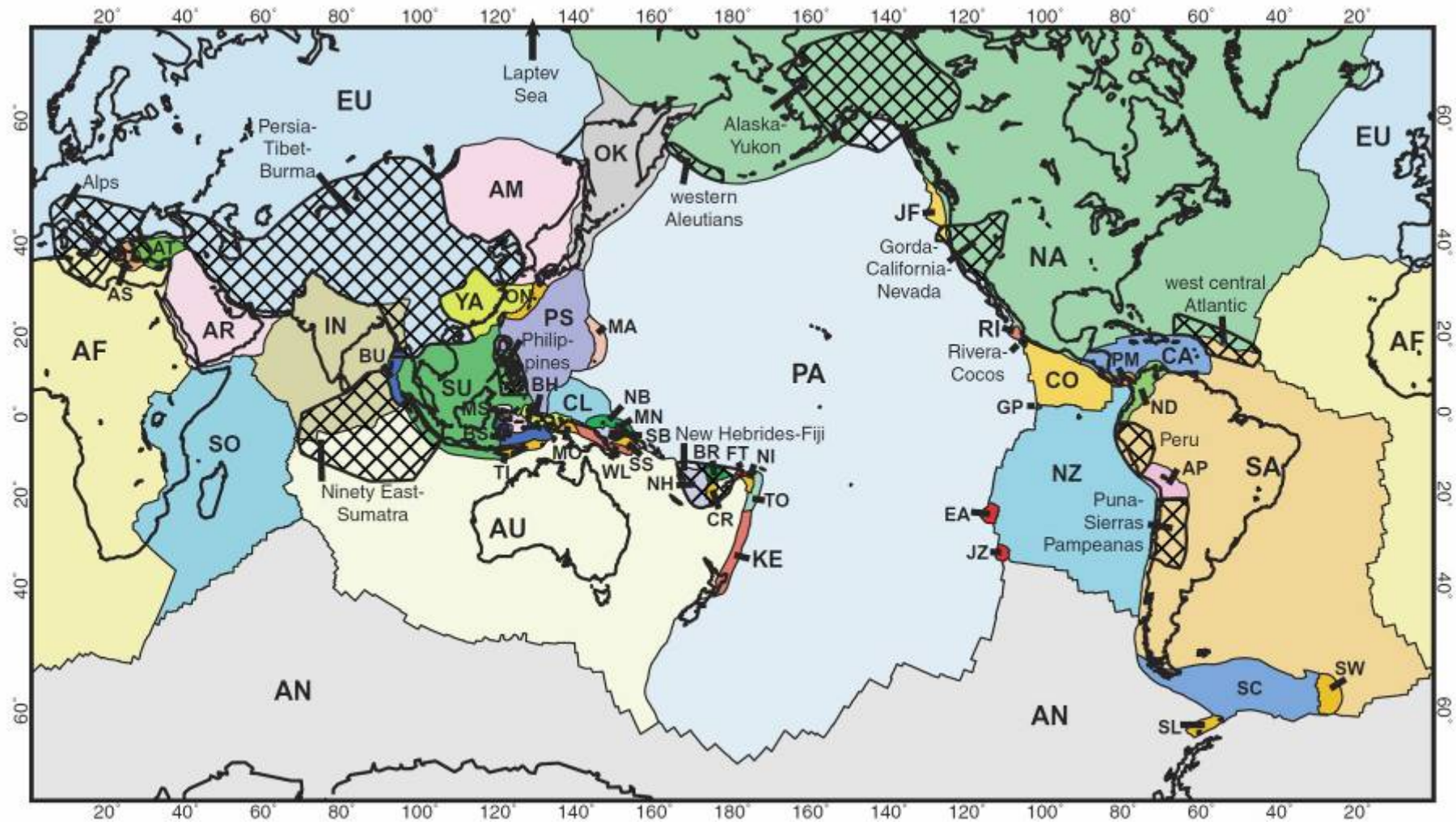


Рис.1.1. Модель PB2002 с 52 литосферными плитами, по [Bird, 2003]. Штриховкой показаны орогенные области.

Значительно хуже проявляются границы плит в магнитных аномалиях (рис. 1.2б). Данные с (<http://www.geology.sdsu.edu>). Зонам спрединга в океанах соответствует нулевая линейная магнитная аномалия. В некоторых случаях (Курильская и Алеутская зоны субдукции) положительные аномалии расположены параллельно вулканическим дугам. С положительными аномалиями связана граница Африканской и Евразийской плит. В ряде случаев зоны субдукции проявляются в смене характера магнитных аномалий с линейного на более хаотичный. Зоны спрединга также достаточно ярко проявляются в повышенных значениях теплового потока [Davies, Davies, 2010].

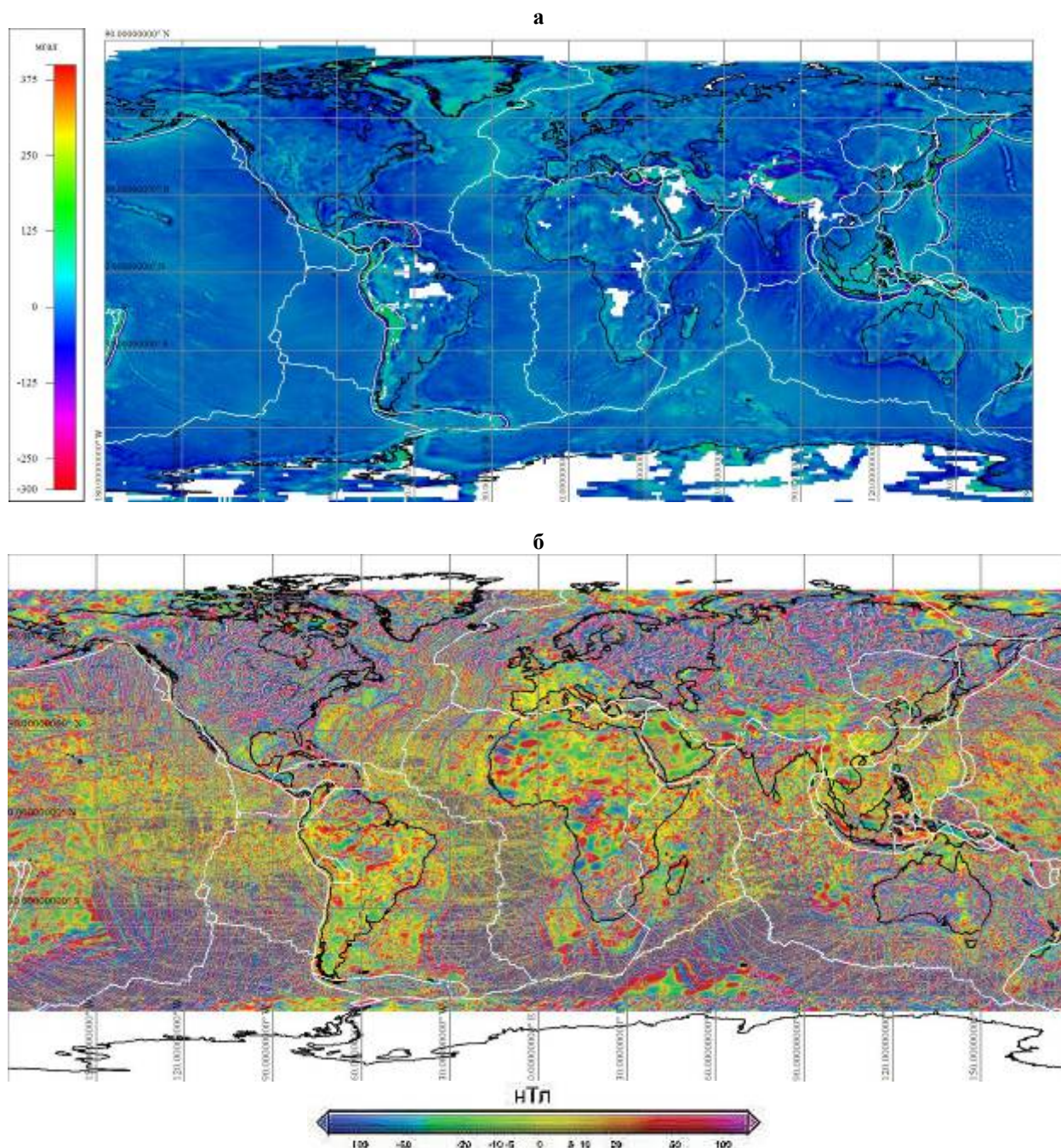


Рис. 1.2. Проявления границ литосферных плит (по [Bird, 2003]) в геофизических данных: а – в гравитационных аномалиях в свободном воздухе, по данным Международного гравиметрического бюро (International Gravimetric Bureau – BGI); б – в магнитных аномалиях, данные по <http://www.geology.sdsu.edu>.

Вывод о самоподобной иерархии блоковой делимости Земли был сделан в большом количестве работ [Гольдин, 2002; Горяинов, Иванюк, 2001; Красный, 1984; Шерман, 1977; Садовский, Писаренко, 1991; Turcotte, 1997 и многие другие]. *Блоком* считается часть геологической структуры, ограниченная разрывами разного типа и масштаба. Делимость горных пород обладает способностью образовывать иерархическую последовательность, приближенно описываемую геометрической прогрессией с показателем 2–5 (в среднем составляет 3.5 ± 0.9) [Садовский, 1979, 1986; Садовский, Писаренко, 1991; Садовский и др., 1982, 1987]. Близкие значения (около 3) приводятся и в работах Г.С. Гольдина [2002], цикле работ П.В. Макарова с коллегами [Макаров, 2004, 2007а, 2007б; Макаров и др., 2005; Нелинейная механика..., 2007]. Делимость практически не зависит ни от физико-химических свойств породы, ни от способа образования: природного или техногенного, и проявляется в широком диапазоне масштабов от зерен до плит. Это свойство М.А. Садовский связывал с *автомоделностью* (самоподобием) процессов образования вещества литосферы. Такая делимость литосферы, по его мнению, является следствием *самоорганизации* (процесса упорядочения элементов одного уровня в системе и возникновения следующего уровня за счёт внутренних факторов) и проявления дальнего порядка в ее структуре.

В общем виде закон делимости описываются степенным соотношением вида

$$N \sim L^{-\alpha}, \quad (1.1)$$

где N – количество блоков; L – их размер; α – параметр распределения. Существует множество вариантов записи этого закона, часть из них будет рассмотрена ниже.

Сложное иерархическое строение литосферы выявляется разными методами. На основании анализа различных геолого-геофизических данных: гравитационных и магнитных аномалий, скорости сейсмических волн, распределения очагов землетрясений, плотностных моделей коры и литосферы, космоснимков, геологических карт, рельефа, и т.д. показан разномасштабный (разнопорядковый, иерархический) характер блоковой делимости литосферы [Гайдай, Калинина, 2011; Горшков, 2010, 2011; Краснопевцева, Щукин, 1996; Красный, 1984; Нечаев, 2010; Петрищевский, 2007; Петров, 2007, 2013; Уломов, 1999; Юдахин, 2002; многие другие]. Подробнее эти вопросы будут рассмотрены в главе 2.

Иерархия строения и процессов присуща и Земле в целом. М.А. Гончаровым [2006] разработана глобальная концепция геодинамики иерархически соподчиненных геосфер, которая дает иерархическую модель структурообразования в геологической среде в самом широком диапазоне масштабов: Земля – мантия – верхняя мантия –

астеносфера+литосфера (тектоносфера) – осадочный чехол – отдельные толщи чехла – отдельные пачки – отдельные слои как части пачки – отдельные зерна как части слоя, и т. д. С иерархической геодинамикой связана иерархическая геодинамическая цикличность и эволюция иерархической геодинамики [Хаин, Гончаров, 2006].

Количественное описание самоподобия литосферы от плит до блоков, и континентальных структур от (супер)континентов до террейнов проводится в главе 2.

1.2 Применение данных GPS для определения конфигурации и относительных движений плит и блоков

Блоковая структура литосферы и кинематика блоков определяются также на основании анализа современных геодезических данных. Одним из основных источников данных космической геодезии является Глобальная система позиционирования (GPS). В настоящее время данные GPS достигли достаточно хороших показателей точности и являются хорошей основой для современных крупномасштабных геодинамических исследований.

Погрешность определения горизонтальных координат для одного приемника GPS составляет 10–15 метров (высота определяется с еще меньшей точностью). Точность системы ухудшают ряд факторов, возникающих из-за влияния атмосферных явлений и солнечной радиации на параметры спутниковых сигналов, ухода часов спутников и т.п. Такие ошибки в измерении координат можно значительно уменьшить при использовании режима дифференциальной коррекции (DGPS – Differential GPS). Для повышения точности позиционирования навигационных GPS систем создана система WAAS (Wide Area Augmentation System). WAAS обеспечивает точность определения координат 3–5 метров (в ряде случаев 10 см–1 м) по горизонтали [Arnold, Zandbergen, 2011]. В результате специальной обработки на приемнике относительные координаты определяются с точностью до 1 см (зачастую – до нескольких мм) в реальном времени с надежностью 0.999. В дальнейшем планируется переход от двухчастотной к трехчастотной системе и увеличение несущей частоты (на порядок), что позволит также примерно на порядок увеличить точность определения координат.

Разработанная технология GPS измерений способна фиксировать скорости движений с точностью до 0.5 мм/год, и даже за относительно короткий период времени (до 10 лет) собрать данные о скоростях и направлениях движения точек на поверхности Земли с достаточно малой погрешностью. Таким образом, данные космической геодезии можно считать вполне достоверными, особенно при определении скорости горизонтальных движений. Для поддержки и обеспечения геодезических, геофизических и

геодинамических научных исследований с помощью GPS-измерений с 1994 г. постоянно работает Международная GPS-служба (IGS).

Скорости определяются относительно заданной системы отсчета – фрейма (*frame* – система, каркас). В настоящее время наиболее точной является ITRF (International Terrestrial Reference Frame – Международная земная система отсчета) [Бордовицына, 2007; Жаров, 2006]. Она представляет собой набор физических точек с точно определенными координатами в некоторой координатной системе (декартовой, эллипсоидальной, картографической). Линии, соединяющие пункты ITRF, образуют в теле Земли каркас, жестко связанный с земной корой. В настоящее время современные космогеодезические системы (GPS, VLBI, SLR, DORIS) привязаны к ITRF. Параметры системы ITRF постоянно уточняются. Пример поля скоростей в системе ITRF2008 представлен на рис. 1.3.

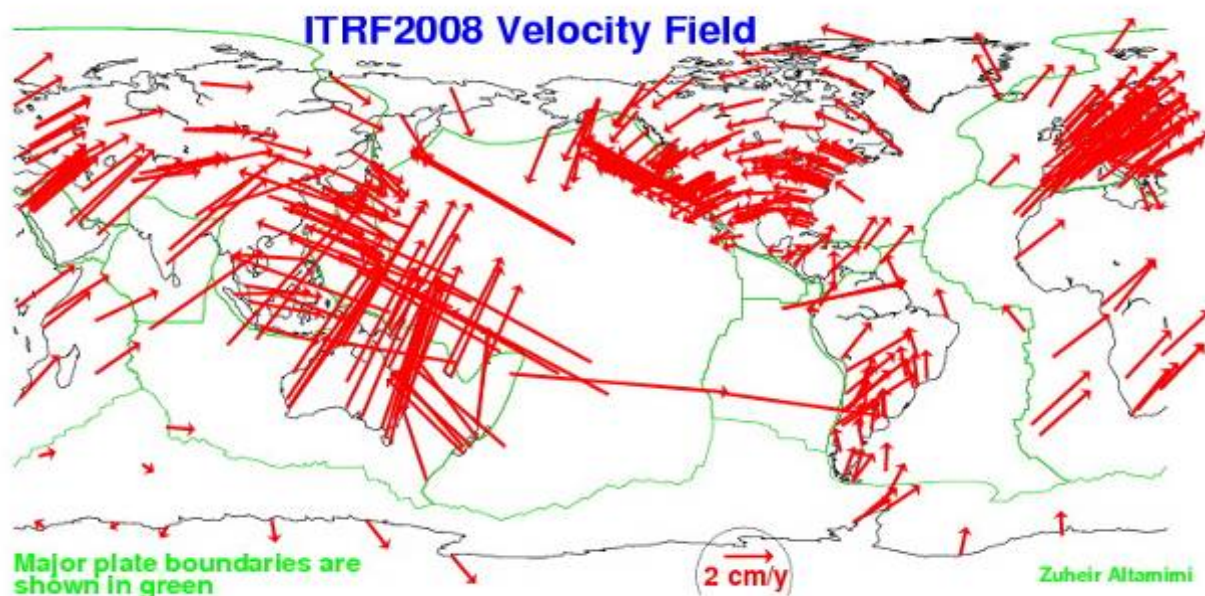


Рис. 1.3. Скорости GPS в системе ITRF2008, по http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF_solutions/2008/.

В геодинамике движения литосферных плит (в предположении их жесткости) описываются геолого-геофизическими моделями типа NUVEL-1 и NUVEL-1A [DeMets et al., 1990, 1994]. Определение ориентировки поля скоростей системы ITRF проводится по модели NNR-NUVEL-1A [Argus, Gordon, 1991], т.е. при отсутствии общего вращения литосферных плит (условие no-net-rotation). На основании геодезических данных (GPS и других) создаются новые современные глобальные модели относительного движения плит, например, REVEL [Sella et al., 2002], MORVEL [DeMets et al., 2010], GEODVEL [Argus et al., 2010]. Важную информацию несут также данные о вертикальных движениях блоков [Захаров, 2006; Freymueller, Fletcher, 2000].

Для геодинимических исследований в районе выстраиваются сети станций GPS. Местоположение станции выбирается, в частности, исходя из предполагаемой тектонической структуры региона. Пункты GPS устанавливают как в стабильных зонах, так и в зонах, испытывающих значительные деформации. Через определенное время (обычно – несколько лет) накапливается массив данных, по которому с относительно небольшой погрешностью можно определить скорость и направление движения точек земной поверхности.

Система GPS позволяет привязывать результаты измерений смещения и скорости к единой системе координат. Это дает возможность сопоставлять и объединять данные различных сетей пунктов GPS в том случае, если объединяемые сети имеют, хотя бы несколько общих пунктов привязки и хорошо известны временные интервалы проведения измерений.

По мере накопления данных GPS появляются работы, в которых они используются для весьма детальных геодинимических построений. По совокупности собранной информации по сети станций можно судить об их относительных движениях, и вычислять эти движения не только для плит, но и проводить более детальные исследования, направленные на определение конфигурации и кинематики блоков земной коры меньшего размера в пределах «жестких» плит, что представляет собой актуальное направление исследований.

В некоторых работах уточняется конфигурация плит в разных регионах за счет выделения (или подтверждения) новых микроплит [Ашурков, 2011; Габсатаров и др., 2013; Гатинский и др., 2005, 2007, 2008; Стеблов и др., 2005].

Опубликовано большое количество работ, в которых предлагаются методики выделения блоков и строятся модели блоковых движений и динамики на основании анализа данных космической геодезии [Захаров, Симонов, 2010; Зубович и др., 2004, 2006, 2007; Кузиков, 2007; Мухамедиев и др., 2006; Bogomolov et al., 2007; Fernandes, 2013; Kahle et al., 2000; McClusky et al., 2000; McCaffrey, 2005; Malservisi et al., 2013; Meade, Hager, 2005; Nyst, Thatcher, 2004; Reilinger et al., 2006; Williams et al., 2006; другие]. Причем по мере повышения качества сетей GPS подобные построения имеют все более детальный характер, что позволяет выделять блоки все меньшего масштаба. Устоявшихся, «стандартных» методов тут не существует, поэтому их разработка и применение является актуальным и перспективным направлением исследований.

Обсуждение этой проблемы, предлагаемые нами методы, примеры их применения для выявления более детальной блоковой структуры и кинематики ряда регионов на меньшем масштабном уровне приводится в главе 3.

1.3 Понятие фрактала и фрактальной размерности

Как отмечалось в разделе 1.1, согласно современным представлениям, литосфера – **иерархическая (многоуровневая), самоподобная, грубо дискретная среда**. Для её исследования в последнее время активно применяются подходы, которые разработаны теории фракталов.

Для характеристики формы природных объектов Б.Мандельброт в 60-х годах XX-го столетия ввел понятие *фрактальной* (от латинского *fractus* – «дробный», и *frangere* – «ломать») геометрии, определяя фрактал, как «структуру, состоящую из частей, которые в каком-то смысле подобны целому» [Mandelbrot, 1982].

Теория фракталов – активно развивающаяся область знаний, обладающая мощными инструментами описания сложных самоподобных объектов и процессов [Мандельброт, 2002; Федер, 1991; Шредер, 2001]. Появление этого подхода дает **новое приближение для описания сложных объектов** на языке математики, позволяет ввести **количественные характеристики для самоподобия**, представление о котором на качественном уровне давно вошло в разные области знания, в том числе и в науки о Земле.

Фракталы – объекты, которые обладают масштабной инвариантностью, или *скейлингом* (*scaling*), когда каждая часть объекта (множества) несет информацию о целом. Важное место в теории фракталов занимает понятие *фрактальной размерности* D , которая **не зависит от масштаба** рассмотрения (измерения) и является показателем в степенном законе вида

$$N \sim r^{-D}, \quad (1.2)$$

или

$$D = -\lim_{r \rightarrow 0} \frac{\lg(N)}{\lg(r)}. \quad (1.3)$$

где r – масштаб рассмотрения, N – количество уменьшенных копий, необходимое для заполнения исходного объекта. Здесь используется десятичный логарифм $\lg$, но вообще можно брать логарифм по любому основанию, т.к. в выражение входит их отношение, результат для D будет одинаковый.

Строго говоря, существует несколько определений фрактальной размерности: размерность подобия, размерность Хаусдорфа-Безиковича, размерность Минковского, которые близки между собой по смыслу [Мандельброт, 2002; Шредер, 2001]. Часто размерность подобия используют для приблизительного определения размерности Хаусдорфа-Безиковича. Показано, что для регулярных фракталов эти меры совпадают в большинстве случаев. Поэтому мы будем говорить просто о фрактальной размерности D .

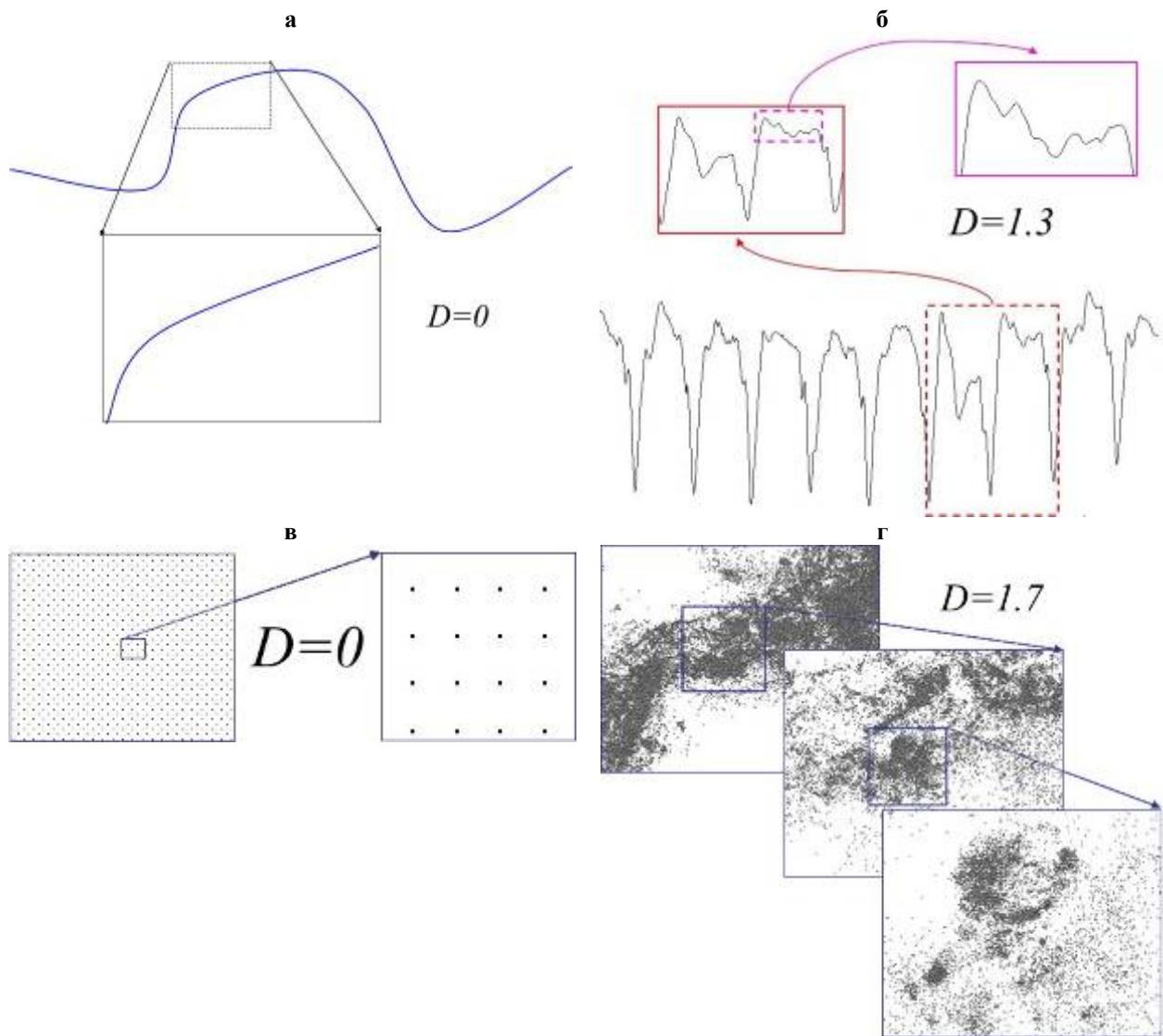


Рис. 1.4. К понятию фрактальных объектов (на плоскости) и их размерности D : а – нефрактальная и б – фрактальная линии, в – нефрактальное и г – фрактальное (эпицентры землетрясений Японии) множества точек.

Фрактальная размерность показывает, насколько плотно и равномерно элементы данного множества заполняют пространство. Для линии (или совокупности линий) на плоскости близость величины фрактальной размерности D к 1 свидетельствует о «гладкости», к 2 – о ее сильной извилистости и изрезанности на разных масштабных уровнях: линия стремится заполнить собой плоскость (рис. 1.4). Такими линиями в науках о Земле могут быть контуры континентов и островов, геологических тел, речные и эрозионные системы, системы разломов (рис. 1.5), изолинии и т. п. Для фрактального множества точек, заполняющего пространство, характерно отличие фрактальной размерности от 0 (рис. 1.4). Примерами могут служить эпицентры землетрясений (рис. 1.4г) или точечные распределения химических элементов при исследованиях на сканирующем микроанализаторе.

Фрактальная размерность представляет собой меру самоподобия рассматриваемой иерархической совокупности и степень сложности структуры. Мера подобия оценивается диапазоном масштабов, в котором выполняется однородный степенной закон, а относительная степень сложности определяется значением фрактальной размерности. **Однородный** степенной закон указывает на то, что **механизм** процессов, формирующих данную структуру или объект, **одинаков на разных масштабах**. **Кусочный** степенной закон указывает на то, что возможна **смена механизма** на данном масштабе.

Для большинства природных объектов самоподобие соблюдается статистически, т.е. множества имеют те же свойства, что и любая его часть статистически (в среднем). Таким образом, природные объекты, как правило, являются статистическими фракталами, и формулы (1.2) и (1.3) часто довольно затруднительно применить прямо для их анализа. Для анализа экспериментальных данных и практического вычисления D используется довольно большой набор методов, которые, основываясь на одних и тех же принципах выявления самоподобия, различаются по методикам [Мандельброт, 2002; Федер, 1991; Шредер, 2001]. В разделе 1.6 будут описаны только те из них, которые применялись в нашей работе.

Фрактальная геометрия занимается изучением свойств, выражаемых степенными законами, что делает её мощным средством для анализа огромного количества геологических объектов и процессов, описываемых также степенными законами. [Горяинов, Иванюк, 2001; Лукк и др., 1996; Turcotte, 1997; многие другие].

В настоящей диссертации применение фрактального анализа для исследования характеристик сейсмичности, сетей активных разломов, террейнов дает количественную меру сопоставления взаимосвязанных объектов или процессов, как правило, имеющих неодинаковое время формирования и/или характеризующихся различными физическими величинами.

1.4 Самоподобие разломной сети

Среди многообразных тектонических структур разломы и трещиноватость наиболее просто выразить комплексом количественных параметров и использовать компьютерную технику для их математической обработки и численного моделирования. Именно поэтому внедрение математических методов в геотектонику наиболее интенсивно и успешно происходит в ее крупном разделе – разломной тектонике [Шерман, 1998, 2002, 2005, 2012].

При изучении разломной тектоники давно уже используется определение параметров разломов: величины углов простирания и падения, длины, глубины

проникновения, амплитуды и направления смещения, ширины области влияния, плотности систем трещин, определяющих внутреннее строение разломов, и др. Однако этих параметров оказывается недостаточно как для описания всей сложности структур, с которыми имеет дела разломная тектоника, так и при сопоставлении с результатами, полученными в других отраслях геолого-геофизических знаний.

Появление планетарной или локальных разломных систем большинство исследователей связывает с локальным перераспределением тектонических напряжений (иногда – напряжений ротационной природы), т.е. предполагает пассивный отклик на внешние воздействия [Хаин, 2003]. Часто их привязывают к двум, четырем (реже к шести и более) сериям систематических направлений относительно меридианов и параллелей. Однако реальная разломная сеть имеет более сложный характер. Обычно это разнопорядковая система делимости с хаотической квазиизотропной или слабо выраженной анизотропной организацией (рис. 1.5).

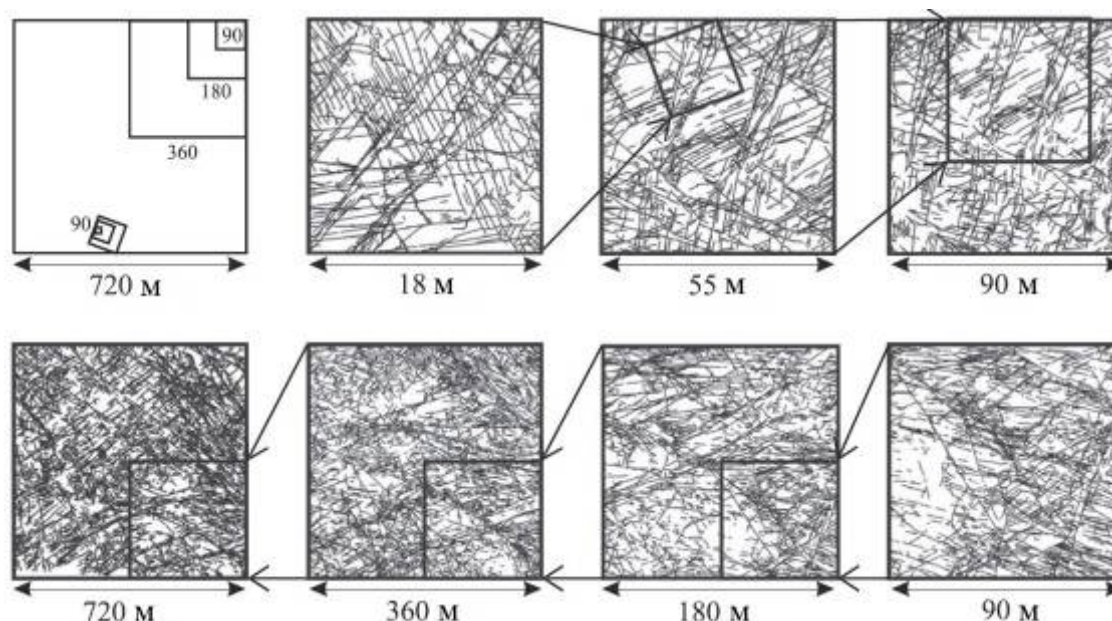


Рис. 1.5. Пример самоподобия и хаотической структуры системы разломов. Показаны характерные масштабы L , по [Bour et al., 2002], с изменениями.

При исследовании часто возникают затруднения, связанные с различной размерностью сопоставляемых величин, а также с необходимостью проследить изменения во времени и пространстве характера связей между анализируемыми объектами. Так, можно установить пространственную связь эпицентров некоторых землетрясений с отдельными разломами, но для сравнения характеристик сети разломов региона с характеристиками эпицентрального поля землетрясений нужны другие методы. Применение подходов фрактальной геометрии в разломной тектонике существенно увеличит возможности применяемых в ней численных методов.

Исследование иерархических свойств разномасштабных разрывных нарушений, проводилось в большом количестве работ как отечественных, так и зарубежных исследователей. Эти свойства выражаются в степенных законах, связывающих различные характеристики разломных структур, а также сейсмичности, с ними связанной. Хороший обзор этих соотношений представлен в работе [Ben-Zion, 2008].

При исследовании законов распределения разломов (и других разрывных нарушений) по частоте распространенности и по длине L в различных регионах, различных геодинамических обстановках и различными авторами [Горяинов, Иванюк, 2001; Садовский, Писаренко, 1991; Шерман, 2002, 2005, 2012; Torabi, Berg, 2011; Turcotte, 1997; Wilson, 2001; многие другие] установлено, что эти законы описываются степенными соотношением вида

$$N_p \sim L_p^{-m}, \quad (1.4)$$

где N_p – количество разломов; L_p – их длина; m – параметр распределения, незначительно варьирующиеся в регионах с разными режимами геодинамического развития ($m \approx 2-3$) (рис. 1.6a). Эта зависимость записывается в эквивалентном виде:

$$L_p \sim 1/N_p^c, \quad (1.5)$$

значение показателя $c \approx 0.4$, по [Шерман, 1977].

Распределение величин смещений l по разломам [Torabi, Berg, 2011] также описывается степенным законом

$$N \sim l^{-\gamma}. \quad (1.6)$$

Степенная зависимость

$$l \sim L^a, \quad (1.7)$$

связывает длину разрыва L и амплитуду смещения по разрыву l (рис. 1.6б). В статье Г.Г. Кочаряна с соавторами приводится обобщение ряда степенных законов, связывающих длину разрыва, ширину разломной зоны и величину смещения по разрыву [Кочарян и др., 2010].

Эти зависимости установлены для разрывных нарушений в широком диапазоне масштабов, причем для разных типов разломов (рис. 1.6) [Шерман, Гладков, 1997, 1998; Torabi, Berg, 2011; Grasemann et al., 2011]. Такие же законы установлены для разломов не только на Земле, но и на планетах земной группы [Schultz et al., 2006]. Аналогичный закон установлен и между толщиной разломной зоны и величиной подвижки [Torabi, Berg, 2011].

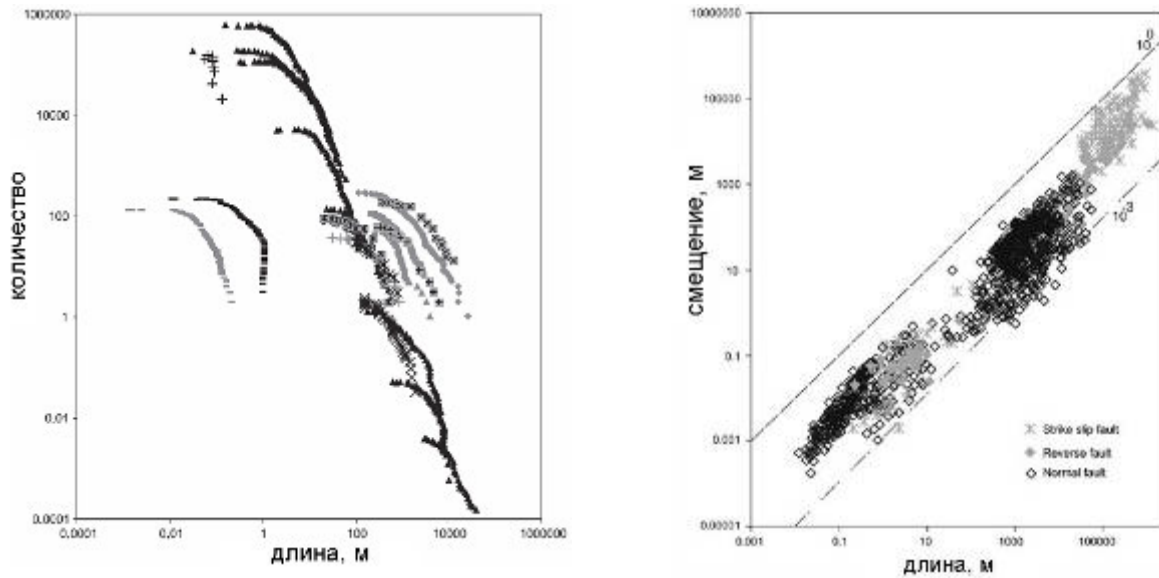


Рис. 1.6. Степенные законы для разломов. *a* – распределение разломов по длине; *b* – соотношение между длиной разрыва и амплитудой смещения по разрыву. По [Torabi, Berg, 2011], с изменениями.

В книге С.И. Шермана [Шерман, 1977] приводится закон, связывающий длину трещин L и среднее расстояние между ними δ , который имеет степенной вид:

$$\delta \sim L^c, \quad (1.8)$$

где c – эмпирический параметр ($c \approx 0.45$). Фактически (1.8) описывает соотношение для блоковой структуры верхней части литосферы, которая образована системами разломов.

В соответствии с (1.1) распределение количества блоков $N_{\text{бл}}$ по размерам ($L_{\text{бл}}$) также имеет степенной вид, или, эквивалентно

$$L_{\text{бл}} \sim 1/N_{\text{бл}}^c, \quad (1.9)$$

где параметр $c \approx 0.22-0.35$ [Шерман, 2005, 2012].

Законы (1.5) и (1.9) идентичны по виду и описывают с разных сторон одно и то же явление – **разломно-блоковую делимость**. Обобщение закона делимости литосферы (для разрывов и блоков) при разных геодинамических обстановках и полях напряжений дается в работах [Шерман, 2002, 2005, 2012]:

$$L = A/N^c, \quad (1.10)$$

где L – размер разрывных или блоковых структур; N – их количество; A – параметр, зависящий от размеров структур в выборке; c – показатель, изменяющийся от 0.4 для разломов до 0.22 для блоков.

Вследствие степенного характера соотношений для анализа сетей разломов и других разрывных нарушений широко применяется фрактальный анализ [Bonnet et al., 2001; Bour et al., 2002; Nanjo, Nagahama, 2004; Zhao et al., 2011]. На рис. 1.7 показан пример определения фрактальной размерности разломной сети, представленной на рис. 1.5. Точки, полученные на **различных масштабах** рассмотрения, ложатся на одну общую

прямую, соответствующую **однородному** степенному закону с показателем $D = 1.8$. Это означает, что процесс (в данном случае – разрушение) **идет одинаковым образом и не зависит от размеров** объекта. В России довольно много исследований фрактальных свойств разломной сети в Байкальской рифтовой зоне [Куснер и др., 2008; Шерман, Гладков, 1998; Sherman, Gladkov, 1999]. В работах [Тверитинова, Курдин, 2005, 2007] на основании фрактального анализа установлено, что чем больше фрактальная размерность системы дизъюнктивных нарушений, тем больше нарушенность геологической среды и выше ее динамическая неустойчивость.

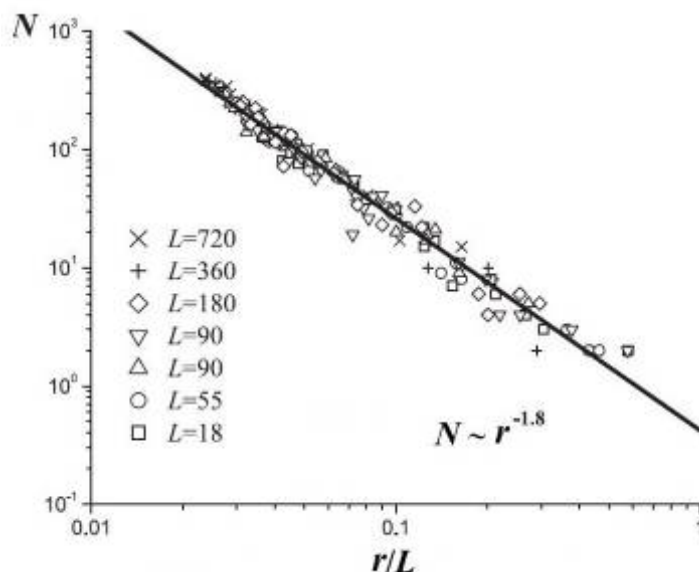


Рис. 1.7. Вычисление фрактальной размерности разломной сети, представленной на рис. 1.5. По горизонтальной оси отложен размер клеток, нормализованный на характерный масштаб L , по [Bour et al., 2002]. Точки, полученные на различных масштабах рассмотрения, ложатся на прямую, соответствующую однородному степенному закону с показателем $D = 1.8$.

Оценки фрактальной размерности ($D = 1.1–1.9$) указывают на их иерархическое строение в широком интервале масштабов. Эти оценки количественно подтверждают вывод о самоподобной иерархии блоковой делимости Земли, который сделан М.А. Садовским [Садовский, Писаренко, 1991].

Подобные соотношения выявляются и по результатам физического моделирования на других пространственно-временных масштабах, что свидетельствует о единстве процессов разрывообразования [Борняков, 1999; Борняков и др., 2007; Борняков, Шерман, 2000].

Структура литосферы выстраивается таким образом, чтобы с наибольшей эффективностью перерабатывать (диссипировать) поступающую энергию. На это, помимо упомянутых доводов, указывает фрактальный характер распределения гипо- и эпицентров землетрясений, сопоставимый в основных чертах с характером структур делимости.

1.5 Самоподобие сейсмического процесса

1.5.1 Сейсмический режим

Сейсмический режим (процесс) – совокупность землетрясений, которые рассматриваются как точки в координатах пространство-время, снабженные параметром энергии [Касахара, 1985]. Сейсмический режим обладает ярко выраженными свойствами самоподобия.

По современным представлениям сейсмический процесс является следствием деформации горной породы под действием тектонических сил. Поскольку сейсмический процесс протекает в дискретной, иерархически самоподобной среде, то он также несет черты иерархичности, дискретности и автомодельности [Садовский, Писаренко, 1991].

Крупные отдельности в системе горной породы могут представлять собой целые ассоциации более мелких, реагирующих на внешние воздействия как единое целое. Система горной породы способна обмениваться массой и энергией как с внешней средой, так и между составляющими её отдельностями. При этом её отдельности могут достигать критической энергонасыщенности, терять устойчивость, сбрасывая избыток энергии в виде упругих волн (землетрясение). Потеря устойчивости может сопровождаться изменением конфигурации блоков относительно друг друга, их расчленением и консолидацией. Однако при этом свойства горной породы в целом практически не меняются; не меняется и характер энергомассообмена в системе, иными словами, остается неизменным и общий характер сейсмического процесса. Согласно этим представлениям горная порода, в которой происходит сейсмический процесс, должна рассматриваться как *самоорганизующаяся* система, находящаяся в состоянии динамического равновесия. При этом сами землетрясения представляют собой резкую потерю устойчивости (катастрофу), после чего происходит перестройка системы и адаптация к новому устойчивому состоянию.

Указанные самоподобные (фрактальные) свойства сейсмического режима проявляются в его пространственно-временных характеристиках в виде степенных законов распределения [Касахара, 1985; Садовский, Писаренко, 1991; Hirata, 1989; Main, 1996; Main et al., 1990; Turcotte, 1997; многие другие].

Модели сейсмического процесса, основанные на динамике блоковых систем с типичным законом трения, будут рассмотрены в главе 6.

1.5.2 Закон Гутенберга-Рихтера

Магнитуда M – количественная характеристика, определяемая по амплитуде и периоду волн, регистрируемых на сейсмических станциях. Существует несколько шкал

магнитуд, для мелкофокусных землетрясений вводится магнитуа *по поверхностным* волнам M_S , для глубокофокусных землетрясений вводится магнитуа *по объемным* волнам m_b .

Классический пример, демонстрирующий самоподобие сейсмического режима, представляет собой закон Гутенберга-Рихтера для распределения землетрясений по *магнитудам*, имеющий фундаментальное значение в сейсмологии [Касахара, 1985]:

$$\lg N = -bM + a. \quad (1.11)$$

Здесь a и b – эмпирические константы, N – количество землетрясений за определенный промежуток времени с магнитудой, превосходящей M , в определенном регионе.

Это соотношение выполняется не для всего диапазона магнитуд, а только для области спада графика распределения $\lg N(M)$. Графическое представление этой зависимости называется графиком повторяемости (рис. 1.8). Установлено, что параметр b в законе Гутенберга-Рихтера для различных районов и обстановок варьируется, однако достаточно незначительно: в диапазоне $0.5 < b < 1.2$ [Касахара, 1985]. Константа a является мерой регионального уровня сейсмичности. На том же рисунке представлено нормальное распределение с теми же средним и дисперсией. Хорошо видно, насколько распределение по магнитудам отличается от нормального распределения (распределения Гаусса), особенно в области больших магнитуд. В то же время вблизи максимума эти распределения весьма близки.

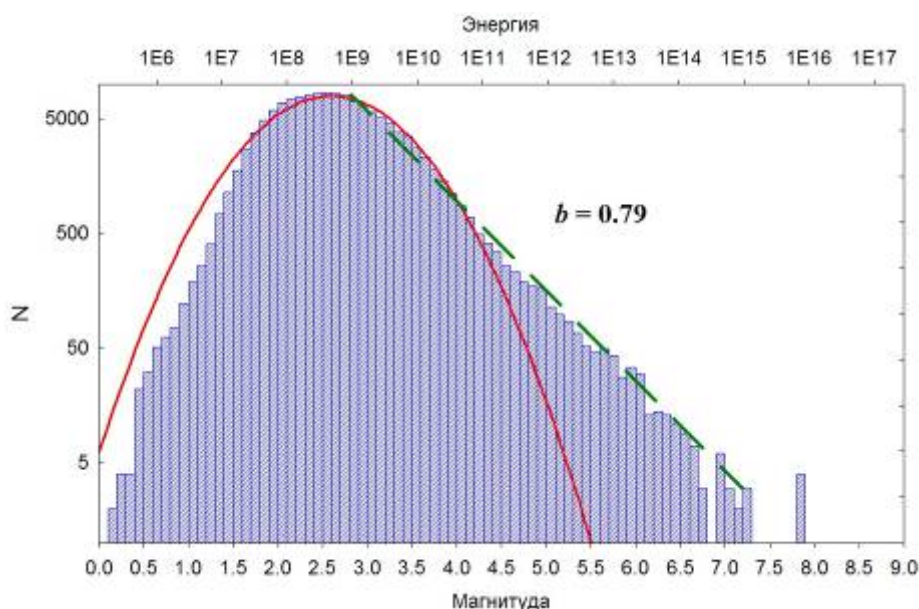


Рис. 1.8. Распределения количества землетрясений по магнитудам для Японии по каталогу ЖМА за 1973–2007 гг. и оценка параметра b в законе Гутенберга-Рихтера. Красной линией показано нормальное распределение с теми же средним и дисперсией.

Подобный вид распределения (**однородный закон**) указывает на то, что катастрофические землетрясения случаются редко, но для них не нужно искать специальный механизм – он тот же самый, что и для событий меньших масштабов. Т.е.

коэффициент b – параметр самоподобия сейсмического режима. Построение распределения по магнитудам и вычисление наклона графика повторяемости в настоящее время является обычной процедурой при сеймотектонических исследованиях. Значения b характеризуют сейсмический режим в регионе, а его пространственно-временные вариации позволяют отслеживать изменения этого режима (например, [Смирнов, Пономарев, 2004; Смирнов и др., 2010]) и дают основу для прогноза (статистического).

Магнитуда M есть эмпирическая мера силы землетрясения. Она пропорциональна логарифму энергии E землетрясения:

$$\lg E = pM + q, \quad (1.12)$$

где p и q – эмпирические константы. По Гутенбергу и Рихтеру $p = 1.5$, $q = 11.8$, энергия – в джоулях [Касахара, 1985]. С учётом (1.11) можно переписать (1.12) в виде

$$\lg N = -k \lg E + v, \quad (1.13)$$

или

$$N = vE^{-k}. \quad (1.14)$$

где k и v – коэффициенты.

Однородный закон (1.14) с дробным показателем k , которому подчиняется распределение землетрясений по энергиям, даёт строгое количественное обоснование представлениям о самоподобии сейсмического режима. Здесь d – скейлинговый параметр распределения по энергиям.

Сейсмический момент M_0 связан с деформациями, происходящие во время землетрясения соотношением [Касахара, 1985; Fowler, 2005]:

$$M_0 = \mu A u, \quad (1.15)$$

где μ – модуль сдвига упругой среды, A – площадь, охваченная разрывом, u – среднее смещение по разрыву во время землетрясения. Сейсмический момент также является энергетической характеристикой землетрясения.

Экспериментально установлено соотношение [Kanamori, Anderson, 1975, Касахара, 1985]

$$\lg M_0 = cM_w + s, \quad (1.16)$$

которое вводит новую шкалу магнитуд M_w – моментную магнитуду, c и s – константы. Если сейсмический момент M_0 измеряется в Н·м, то статистические оценки средних значений дают [Касахара, 1985; Fowler, 2005] $c \approx 1.5$, $s \approx 9.1$. В соотношении (1.16) часто вместо M_w приближенно используют магнитуду M_s , определяемую по поверхностным волнам:

$$\lg M_0 = 1.5M_s + 9.1. \quad (1.17)$$

С магнитудой связан линейный размер очага L землетрясения. Эмпирическое соотношение между M и L имеет вид [Касахара, 1985; Гусев, Мельникова, 1990; Соболев, Пономарев, 2003]:

$$L = 10^{0.5M-1.9}, \quad (1.18)$$

где L выражено в километрах. По Шебалину [Шебалин, 1971] установил, что соотношение (1.15) справедливо для горизонтальной протяженности очага, а для вертикальной имеет место

$$L = 10^{0.3M-0.8}, \quad (1.19)$$

Отметим, что поскольку эта зависимость имеет логарифмический характер, аналогичный зависимости между магнитудой и энергией (1.12), то связь между размером очага L и энергией E имеет линейный вид. Степенным образом растет количество афтершоков сильных землетрясений в зависимости от магнитуды [Bottiglieri et al., 2009].

Кроме того, для M_0 имеет место соотношение, связывающее сейсмический момент и площадь, охваченная разрывом [Kanamori, Anderson, 1975]:

$$M_0 = \alpha A^{3/2}. \quad (1.20)$$

Иногда в распределении по магнитудам в области больших магнитуд наблюдается отклонение от однородного закона вниз, т.е. их относительно меньше. Для описания этого отклонения предложен ряд моделей: добавление в закон распределения экспоненциального множителя [Kagan, 1999], введение излома в график повторяемости [Sornete et al., 1996]. Отклонение означает, что для сильных событий может существовать несколько иной механизм, что и отражается в изменении параметра. Однако такое отклонение вниз также может быть связано, как описано в разделе 1.6, с чувствительностью кумулятивных распределений к ограничению выборки сверху [Main, 1992; Main et al., 1994]. Вопрос о поведении «хвоста» распределения по магнитудам остается дискуссионным.

1.5.3 Закон Омори

Закон Омори – один из первых достаточно надежно установленных универсальных законов поведения сейсмичности [Utsu, 1961; Utsu et al., 1995]. Этот закон дает эмпирическое описание степенного характера спада афтершоковой активности после сильных землетрясений:

$$n(t) = \frac{K}{(c+t)^p}, \quad (1.21)$$

где $n(t)$ – количество афтершоков в единицу времени, p – параметр, характеризующий скорость спадания. Обычное значение $p \approx 1$, но возможны вариации $p = 0.8–1.7$, $c = 10^1–10^6$ с. [Utsu et al., 1995; Kanamori, Brodsky, 2004]. Примеры представлены на рис. 1.9.

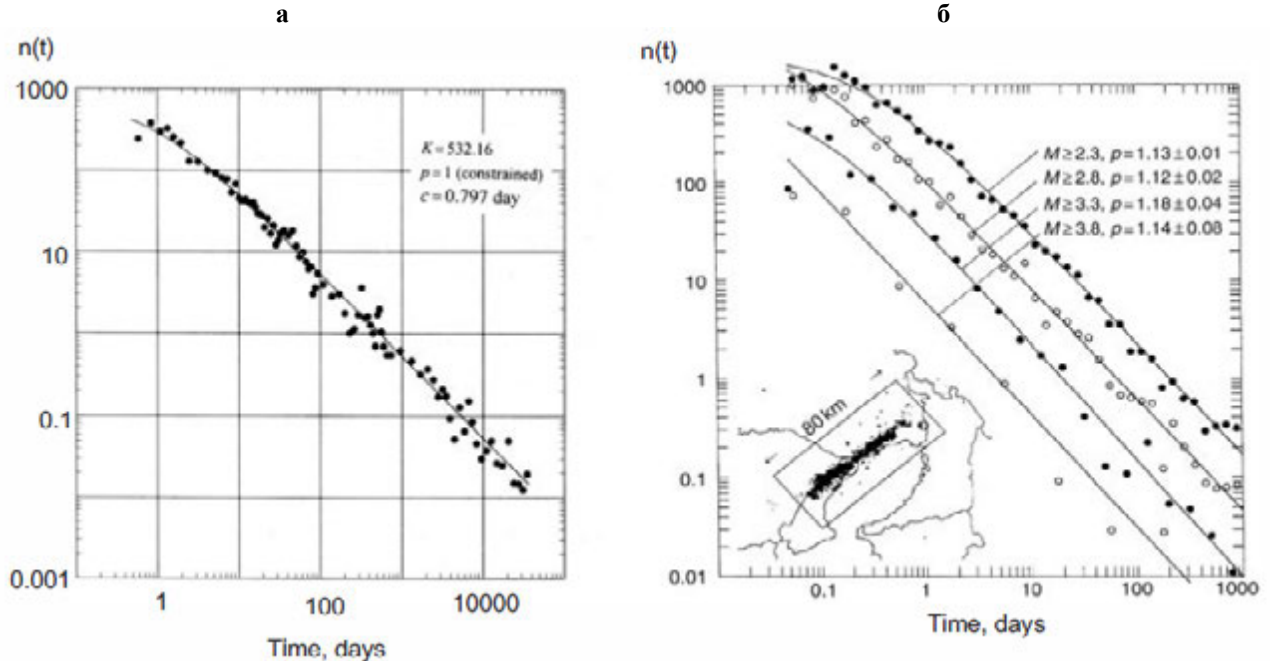


Рис. 1.9. Проявление закона Омори для афтершоков землетрясений в Японии: а – Ноби, 1891 г.; б – Кобе, 1995 г. По [Utsu, 2002].

В степенных характеристиках последовательностей афтершоков проявляется существенно нелинейный, детерминировано-хаотический характер поведения системы разломов, в которых они происходят, а их различные характеристики могут отражать текущее состояние системы [Шебалин, 2004].

По результатам лабораторных экспериментов выявлены закономерности, аналогичные природным: установлено [Смирнов и др., 2010], что при больших скоростях деформации наблюдался процесс, схожий с афтершоковыми последовательностями и выполняется закон, аналогичный закону Омори (1.17) для землетрясений, а при меньших – с сейсмическими роями.

В работах Дж. Дитриха [Dieterich, 1994] показано, что особенности степенного спада афтершоков могут быть объяснены исходя из особенностей закона трения в моделях генерации землетрясений, что будет рассмотрено в главе 6.

Отметим, что наряду со спаданием количества афтершоков после главного события наблюдается и обратный процесс – рост количества форшоков перед событием, и тоже по степенному закону, т. е. имеет место аналог закона Омори [Scholz, 2002]. Иными словами, количество и форшоков и афтершоков возрастает по мере приближения к главному событию по степенному закону. Конечно, это наблюдается для землетрясений, имеющих большое число форшоков. Так, для Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 в интервале

времени 10–100 ч. до главного события справедлива следующая зависимость количества форшоков в час от времени [Рогожин и др., 2011]:

$$n(t) = \frac{3.34}{(1+t)^{2.3}},$$

отсчет времени ведется в обратном направлении. Аналогичная зависимость наблюдается и для высвобождаемого сейсмического момента, нормированного на час (в Н·м/ч):

$$M_0(t) = \frac{10^{17.66}}{(1+t)^{2.04}},$$

Несмотря на симметрию форшокового и афтершокового процессов относительно главного события, между ними наблюдается и существенное отличие, состоящее в том, что для форшоковой последовательности непосредственно перед землетрясением происходит заметное уменьшение числа афтершоков и величины сейсмического момента. Т.е. возникает своего рода сейсмическое микрозатишье на низком временном масштабном уровне. Для Кроноцкого землетрясения наблюдались три стадии сейсмического затишья: 3 года на макроуровне, 4 мес. на мезоуровне, 3 ч. на микроуровне. Эти времена образуют иерархическую последовательность, что согласуется с представлениями об иерархической самоорганизующейся системе микротрещин перед магистральным разрывом [Соболев, Понамарев, 2003].

1.5.4 Фрактальные свойства пространственного распределения очагов землетрясений

Пространственная структура гипо- и эпицентрального поля землетрясений имеет весьма сложный неоднородный вид, причем эти свойства проявляются в широчайшем диапазоне масштабов. Если не учитывать размер очага, то их совокупность имеет характер фрактальных точечных (*канторовых*) множеств (на плоскости для эпицентрального поля, в пространстве – для гипоцентрального поля) [Кейлис-Борок и др., 1989; Мандельброт, 2002; Садовский, Писаренко, 1991; Molchan, Kronrod, 2009; Turcotte, 1997].

Фрактальный характер сейсмичности по данным современных каталогов землетрясений различных регионов установлен в очень большом количестве работ. Пример вычисления размерности распределения гипоцентров методом подсчета клеток для Калифорнии, по [Robertson et al., 1995], представлен на рис. 1.10. Величина размерности приближается к 2. В [Volant, Grasso, 1994, Nanjo, Nagahama, 2000, 2004] определяется корреляционная фрактальная размерность эпицентрального поля, величина которой находится в пределах от 1 до 2.

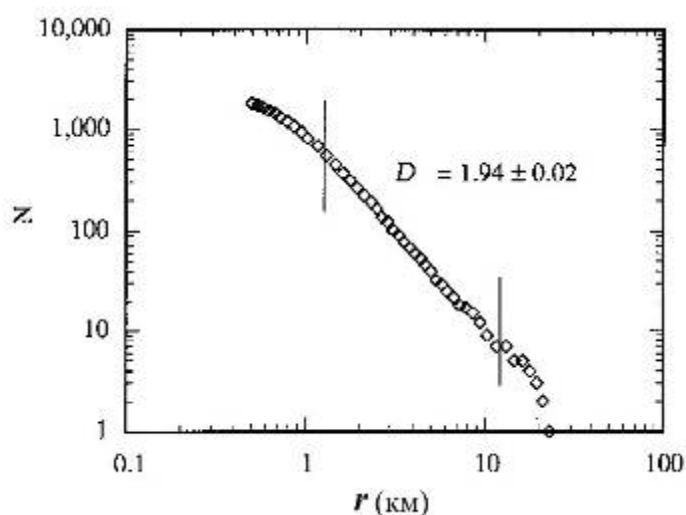


Рис. 1.10. Определение фрактальной размерности распределения гипоцентров для Калифорнии ($D=1.94$), по [Robertson et al., 1995] с изменениями.

Во многих современных работах исследуется не просто фрактальные характеристики поля очагов землетрясений, но и их вариации в пространстве и времени, в частности, для Байкальского региона результаты описаны в [Klyuchevskii, Zuev, 2007; Ключевский, Зуев, 2011; Лунина, Гладков, 2011], где выявлены корреляции областей повышенных значений D с зонами концентрации групп сейсмических событий. Пространственные вариации фрактальной размерности поля эпицентров землетрясений используются, в комплексе с анализом данных GPS скоростей, сейсмичности, механизмов очагов землетрясений и напряженного состояния земной коры, для сеймотектонического районирования южного склона Большого Кавказа [Кадиров и др., 2013].

Взаимосвязь сети разломов и приуроченного к ним поля эпицентров позволяет провести сопоставление их фрактальных размерностей [Volant, Grasso, 1994]. Согласно исследованиям Шермана [1998], для Байкальской рифтовой зоны наблюдается совпадение D_f (фрактальной размерности сети активных разломов) и D_e (фрактальной размерности эпицентрального поля), причем $D_f = D_e = 1.68$. Однако в работах [Nanjo, Nagahama, 2000, 2004] получена более сложная зависимость между этими характеристиками:

$$D_e = 0.72 D_f + 0.91.$$

Вопрос о соотношении D_f и D_e на примере Евразии будет рассмотрен в разделе 4.1. Близкие значения могут указывать на сходство пространственных характеристик разломов и полей эпицентров и, следовательно, общую сбалансированность двух процессов. По всей видимости, фрактальное строение разломных сетей определяет особенности фрактальной пространственно-временной динамики землетрясений и наоборот. Это обстоятельство позволяет оценить некоторые топологические характеристики системы разломов и трещин, которые недоступны непосредственному изучению, по аналогичным характеристикам поля очагов землетрясений.

В [Cello et al., 2006] выявлена связь между фрактальной размерностью сети активных разломов и магнитудой сильнейшего землетрясения, приуроченного к этой сети: наблюдается положительная корреляция между ними $M = 11D - 7$. Установлено также степенное убывание количества афтершоков в зависимости от расстояния от разлома, с которым связано главное событие [Felzer, Brodsky, 2006; Gombert, Felzer, 2008].

1.5.5 Сейсмотектонические системы и сейсмотектонический процесс

Землетрясения – это не только события, происходящие в существующей структуре разломов, они сами эти разломы и формируют.

Поэтому актуальным и важным является изучение *сейсмотектонических систем*, под которыми понимаем геологические структуры (активные разломы, дизъюнктивные узлы, разрывные зоны, блоки земной коры), которые порождают связанные тектонические движения и сейсмический процесс. Динамику таких систем называем *сейсмотектоническим процессом*.

Самоподобные (фрактальные) свойства как сейсмического процесса, так и среды, в которой он протекает, выражаются в параметрах описывающих их степенных законов: значениях фрактальной размерности сетей разломов, эпи- и гипоцентральных полей, параметра b в законе Гутенберга-Рихтера. Возможный характер теоретической связи между этими величинами представлен в [Касахара, 1985; Aki, 1981; Turcotte, 1997].

Эмпирическими методами установлен степенной характер соотношения между числом землетрясений N и длиной разрывного нарушения L , с которым они связаны [Лукк и др., 1996, Turcotte, 1997]:

$$N = pL^{-D}, \quad (1.22)$$

где D – фрактальная размерность, p – константа. Этот закон носит универсальный характер и выполняется для регионов с различными тектоническими режимами.

Комбинация (1.16) или (1.17) с (1.20) и законом Гутенберга–Рихтера (1.11) дает:

$$N = \gamma A^{3b/2c}, \quad (1.23)$$

где γ – константа, полученная из комбинации других эмпирических констант. С учетом того, что $A \sim L^2$, имеем

$$N = \gamma_1 L^{3b/c}. \quad (1.24)$$

Сопоставляя (1.24) с (1.22), можем заключить, что $D=3b/c$. Взяв среднее значение $c = 1.5$, получается

$$D = 2b. \quad (1.25)$$

Таким образом, это дает возможность определять фрактальную размерность совокупности разломов по параметру b в законе Гутенберга-Рихтера, построенном по распределению магнитуд M_s . Основой этого соотношения является закон делимости.

Опубликовано довольно большое количество работ, в которых проводится практическое исследование этих соотношений для различных регионов мира. В них показано, что соотношение (1.25) выполняется в регионах в среднем за достаточно большой промежуток времени. В то же время возможны довольно существенные вариации в отношениях D и b . Результаты анализа [Oncel et al., 1995, 1996, 2001] для Японии и [Volant, Grasso, 1994] для Франции показывают, что наблюдается более сложная зависимость между D и b , чем (1.25). В [Barton et al., 1999] исследуется соотношение между параметром b и фрактальной размерностью эпицентров землетрясений в районе Лонг Велли (Калифорния). Это соотношение имеет сложный характер и меняется после сильных ($M > 5$) землетрясений, происходящих в регионе. В то же время в статье [Bhattacharya et al., 2010] для северо-восточной Индии получено соотношение $D = 1.94b$, что довольно хорошо согласуется с теоретической зависимостью.

В [Caneva, Smirnov, 2004] исследовалось соотношение между b и D для Колумбии и его изменение с течением времени. Показано, что (1.25) выполняется приблизительно в среднем и для интервалов между сильными землетрясениями.

В [Chen et al., 2006] на основании анализа афтершоковой последовательности землетрясения Chi-Chi 1999 г. на Тайване установлено соотношение между b и D (тут использована корреляционная размерность): $D = 3b/c$. Частотное распределение D/b имеет двухмодовый вид с максимумами при 2 и 3 (рис. 1.11). Это соответствует значениям $c = 1.5$ и 1.0. Делается вывод, что процесс разрушения не обязательно происходит по *поверхности* одного разрыва. Соотношение (1.25) справедливо для связной системы разломов.

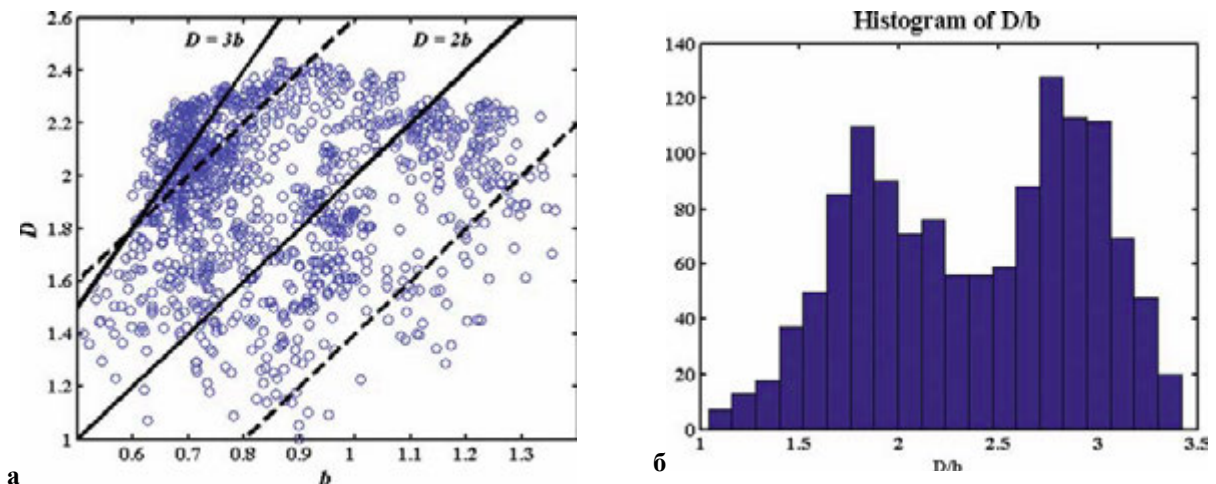


Рис. 1.11. Соотношение D и b для афтершоков Chi-Chi 1999 г. на Тайване. a –зависимость $D(b)$; b –гистограмма D/b . По [Chen et al., 2006].

В работе [Ponomarev et al., 1997] на основании проведения лабораторных экспериментов по акустической эмиссии как модели сейсмического процесса в разломных зонах получено соотношение $D=3b$.

Одна из задач нашего исследования – на новом материале с использованием усовершенствованных методик рассмотреть согласованность фрактальных характеристик сейсмотектонического процесса.

1.6 Методы вычисления фрактальной размерности

Остановимся подробнее на методах оценки фрактальных характеристик. Отметим, что приводимые способы оценки фрактальной размерности (а также другие, здесь не описанные), дают одинаковые результаты для модельных фракталов, но вследствие различий в методиках дают для природных объектов несколько различные оценки D . В связи с этим отметим, что сопоставлять между собой можно только размерности, вычисленные с помощью одинаковых процедур.

Для природных объектов, даже обладающих свойствами самоподобия, выражающие их степенные законы не выполняются абсолютно точно. Всегда существует **ограниченный диапазон** масштабов, где они проявляются (область скейлинга). Кроме того, даже внутри области скейлинга эти законы выполняются лишь статистически. Везде в используемых методах оценка параметров степенных законов проводилась методом наименьших квадратов, который является стандартным статистическим методом построения аппроксимаций (наилучших приближений). При этом вычисляются также статистические характеристики, показывающие качество аппроксимации: коэффициент корреляции R экспериментальных точек и аппроксимирующей зависимости (в данном случае линейной), и критерий Стьюдента St [Худсон, 1970]. Таким образом, статистический характер самоподобия проявляется здесь в том, что на разных масштабных уровнях коэффициенты подобия могут несколько различаться, но наилучшую оценку для всего объекта дает вычисленная по МНК величина D .

1.6.1 Размерность покрытия (клеточная размерность)

Одним из наиболее часто используемых методов исследования фрактальной размерности является вычисление *клеточной* размерности (*box dimension*) путем подсчета числа клеток, содержащих контур фрактала [Мандельброт, 2002; Федер, 1991].

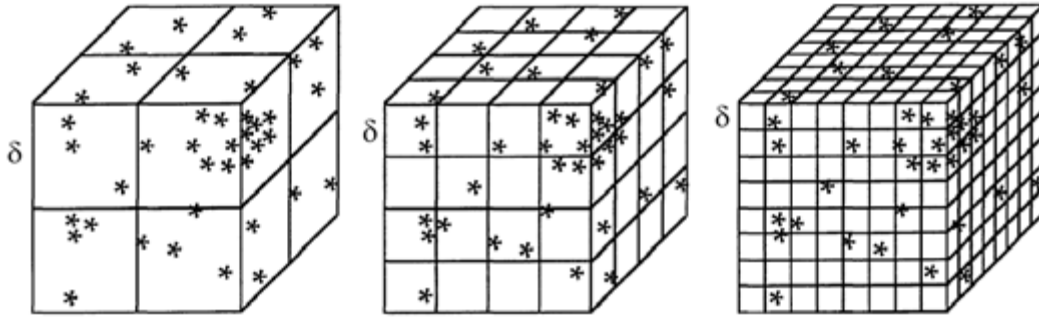


Рис. 1.12. Определение "клеточной" фрактальной размерности на примере распределения гипоцентров. Разбиение пространственной области на кубы с размером δ .

Исследуемый объект покрывается n -мерными кубиками со стороной, равной δ , причём при каждом акте покрытия δ изменяется. Пример такой процедуры приведён на рис. 1.12, где плоская кривая последовательно покрывается квадратами с уменьшающимися сторонами (теоретически надо построить эту зависимость при $\delta \rightarrow 0$, но на практике всегда существуют ограничения на максимальный и минимальный размер клеток). Затем определяется число кубиков N , покрывающих множество, при различных значениях δ .

Далее устанавливается вид зависимости $N = f(\delta)$. Если удаётся выделить область скейлинга (от *scale* – масштаб), т.е. диапазон значений δ , для которого зависимость имеет вид

$$N \sim \delta^{-D}, \quad (1.26)$$

то показатель степени является оценкой фрактальной размерности D множества. Чаще всего строят зависимость в двойном логарифмическом масштабе, т.е. вида $\lg(N) = f(\lg(\delta))$ (синие точки на рис. 1.13а). Затем область скейлинга аппроксимируется прямой линией (красный отрезок на рис. 1.13а) методом наименьших квадратов (МНК) [Худсон, 1970]:

$$\lg(N) = -D \lg(\delta) + a, \quad (1.27)$$

где a – постоянная. Тогда тангенс угла наклона графика является размерностью D .

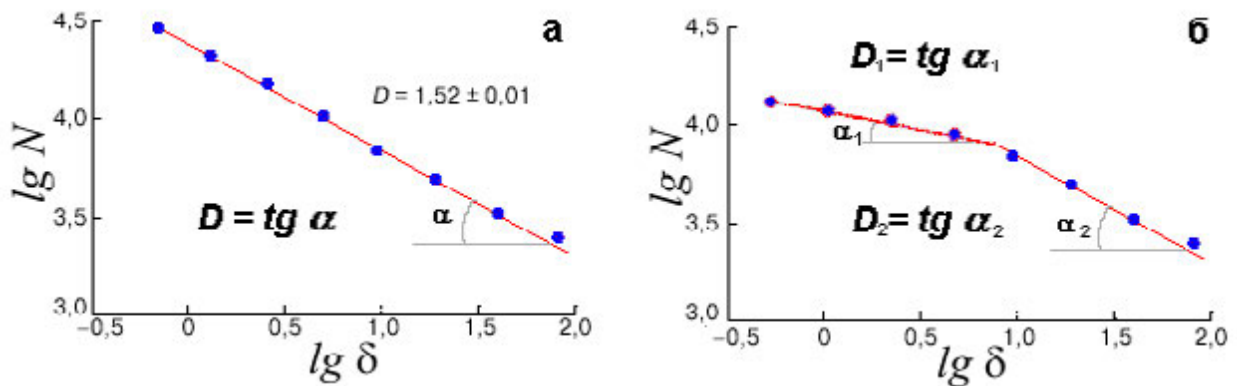


Рис. 1.13. Нахождение фрактальной размерности по области скейлинга. а– одна область скейлинга; б– две области с различными показателями.

Часто наблюдаются **изломы** на графике зависимости. Тогда каждому участку соответствует своё значение размерности (рис. 1.13б). Это является свидетельством **различия структуры** рассматриваемого множества в разных диапазонах масштабов, и может указывать на **различие механизма** формирования на разных масштабах. Однако это изменения наклона может быть следствием качества и полноты данных.

1.6.2 Корреляционная размерность

Клеточная размерность достаточно удобна для объектов, помещенных в пространство с Евклидовой размерностью на более трех, т.е. для физических объектов. Но при анализе фрактальных свойств фазовых портретов динамических систем, размерность фазового пространства которых (см. разделы 1.7, 1.8) может принимать большие значения, возникают технические проблемы.

Для таких объектов часто применяется вычисление *корреляционной* размерности (*correlation dimension*) D_c . Этот алгоритм Грассбергера и Прокачча [Кузнецов, 2001; Лоскутов, Михайлов, 1990; Лукк и др., 1996; Шустер, 1988] основан на вычислении корреляционного интеграла (на практике – суммы), в качестве которого выступает функция $C(\delta)$, для каждого δ равная нормированному количеству пар точек рассматриваемого множества (объекта), расстояние между которыми не превосходит δ :

$$C(\delta) = \frac{1}{n^2} \sum_{\substack{i,j \\ i \neq j}} H(\delta - |y_i - y_j|), \quad (1.28)$$

где y_i, y_j – точки множества, $i, j = 1, 2, 3, \dots, N$, где n – количество точек; $|y_i - y_j|$ – расстояние между точками; $H(x)$ – функция Хевисайда

$$H(x) = \begin{cases} 0, & x \leq 0 \\ 1, & x > 0 \end{cases}$$

Суммирование проводится для всех пар значений i и j , если $i \neq j$; деление на n^2 нормирует сумму на общее количество точек множества (рис. 1.14а).

Величина суммы $C(\delta)$ зависит от δ , причем для самоподобных множеств

$$C(\delta) \sim \delta^{D_c}, \quad (1.29)$$

где D_c – корреляционная размерность. Для практического вычисления размерности на графике зависимости $C(\delta)$, построенном в двойных логарифмических координатах, выделяют области скейлинга и прodelывают описанную выше процедуру. На рис. 1.14б показано экспериментальное определение корреляционной размерности D_c для странного аттрактора отображения Энона [Кузнецов, 2001]: мы видим, что в диапазоне,

охватывающем шесть порядков величины, зависимость (1.29) имеет вид прямой с угловым коэффициентом $D_c = 1.21$.

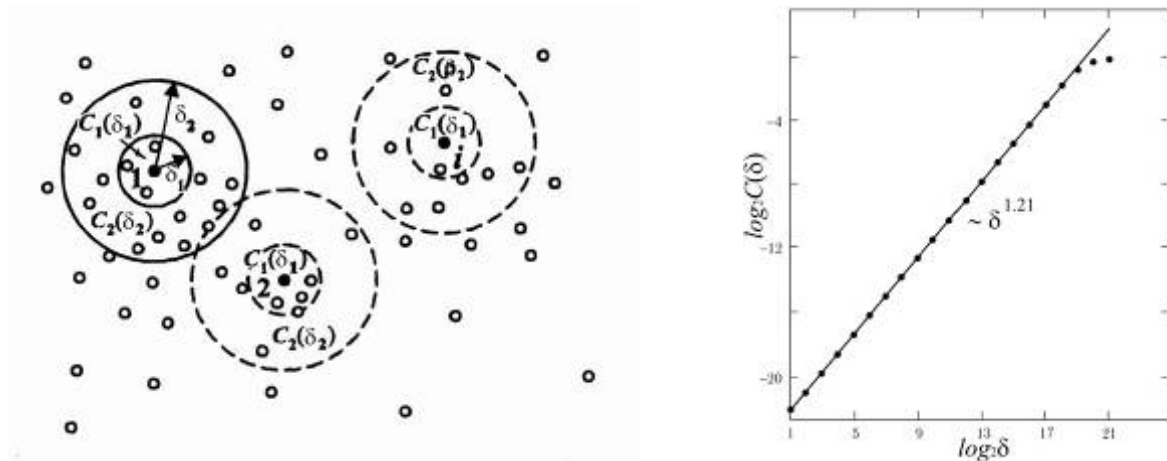


Рис. 1.14. Вычисление корреляционной размерности по алгоритму Грассбергера и Прокачча. а– вычисление корреляционного интеграла, по [Лукк и др., 1996]; б– определение D_c для странного аттрактора отображения Энона.

1.6.3 Размерность, вычисляемая по соотношению площади и периметра

Методика ее определения основана на следующем. Если при плотном заполнении поверхности объектами самых разных размеров и формы существует определенное самоподобие: объекты подобны как друг другу, так и общей совокупности, то это самоподобие проявляется в степенной зависимости, связывающей периметр объекта P и заключенную в нем площадь S .

$$S \sim P^\alpha.$$

Для евклидовых объектов в двумерном пространстве $\alpha=2$ (т.е. размерности пространства) и выполняются простые соотношения, связывающие площадь фигуры S и её периметр P :

$$S \sim P^2.$$

Для фрактальных фигур **вследствие извилистости их границ периметр растет быстрее, чем площадь**, и $\alpha=2/D$, т.е. выполняется соотношение:

$$S \sim P^{2/D}, \quad (1.30)$$

где D – фрактальная размерность **контура**, ограничивающего объект ($1 \leq D \leq 2$), т.е. линии на поверхности [Мандельброт, 2002; Шредер, 2001]. Иными словами, чем более извилиста линия контура, тем больше периметр фигуры при той же площади, и это соотношение выражается в величине фрактальной размерности.

Для вычисления фрактальной размерности по множеству объектов строится эмпирическая зависимость $Lg(S)$ от $Lg(P)$ и методом наименьших квадратов вычислялся наклон α аппроксимирующей прямой линии, тогда искомая фрактальная размерность $D=2/\alpha$.

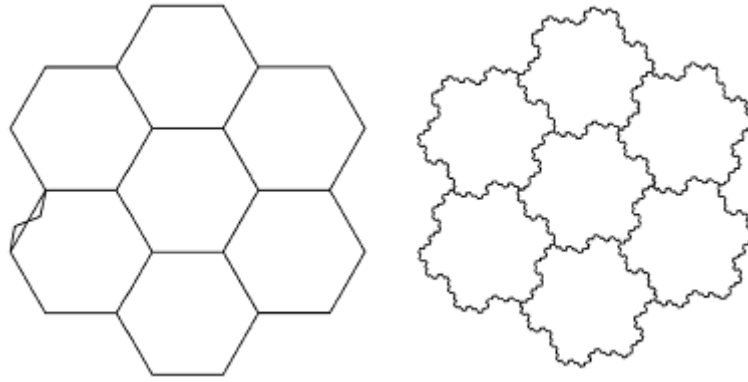


Рис. 1.15. Нефрактальная (слева) и фрактальная (справа) плитка на плоскости.

Метод определения размерности по соотношению площадь – периметр применяется достаточно широко, в частности, в материаловедении, причем не только для констатации факта фрактальности, но и для выявления связи характеристик объектов с фрактальной мерой. Так, в работе [Иванова и др., 1994] исследовалась фрактальная структура зерен феррита для ферритно-мартенситной стали. Установлено, что в результате прокатки фрактальная размерность увеличивается (с 1.03–1.11 до 1.16–1.32).

1.6.4 Определение характеристик самоподобия по распределениям

Совокупности данных принято характеризовать распределениями (частотными или кумулятивными). Для дискретных данных строятся частотные распределения,

$$N(x) = n(x)dx, \quad (1.31)$$

где N – количество объектов, попадающих в интервал («карман») $[x, x+dx]$, $n(x)$ – плотность распределения.

Кумулятивное распределение представляет количество объектов, чья характеристика x больше, чем данная l :

$$N_c(x > l) = \sum_l^{\infty} n(x). \quad (1.32)$$

где x – линейный размер, площадь, объем, энергия и т.д.

Для совокупности объектов характеристики самоподобия (фрактальности) могут быть определены по их распределению, если оно носит *степенной* характер вида (0.1).

Если дискретная величина распределена степенным образом, то плотность распределения $n(l)$, частотное распределение $N(l)$ и кумулятивное распределение $N_c(l)$ описываются, следующими законами:

$$n(l) \sim l^{-\gamma}, \quad N(l) = n(l)dl \sim l^{-\gamma}, \quad N_c(l) \sim l^{-\alpha}, \quad (1.33)$$

где $\gamma = \alpha + 1$. При $\alpha = 2$ эти зависимости в двойном логарифмическом масштабе представлены на рис. 1.16 [Bonnet et al, 2001].

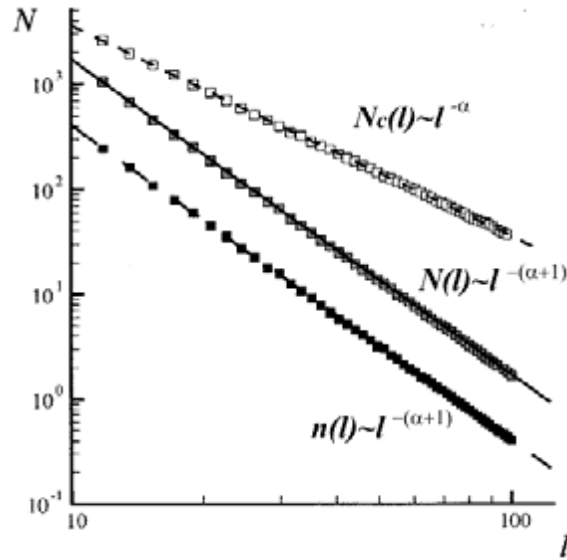


Рис. 1.16. Плотность распределения $n(l)$, частотное распределение $N(l)$ и кумулятивное распределение $N_c(l)$ в случае для дискретного набора, распределенного по степенному закону, при $\alpha=2$. По [Bonnet et al., 2001].

Для частотного распределения (т.е. количество объектов, попадающих в интервал $[l, l+dl]$, при $dl \ll l$) это справедливо, когда величина «кармана» dl постоянна. В случае, когда величина «кармана» следует логарифмической прогрессии, тогда $N(l) = n(l)dl \sim l^{-\alpha}$ (т.к. $d(\ln l) = dl/l$). Для кумулятивного распределения показатель не зависит от кармана.

Из сказанного выше следует, что кумулятивное распределение, казалось бы, больше подходит для вычисления скейлинговых параметров. Кумулятивное распределение широко используется, на практике оно обычно получается суммированием частотных данных, поэтому получается сглаженным и более удобным для аппроксимации. Однако оно очень чувствительно к эффектам, связанным с конечностью реальных объектов. Для реальных совокупностей данных диапазон возможных значений всегда ограничен, как снизу, так и сверху. Ограничение сверху приводит к тому, что кумулятивное распределение вычисляется как:

$$N_c(l) = \sum_l^{l_{\max}} n(l), \quad (1.34)$$

где $l_{\max}$ – наибольшее значение характеристики из выборки. В этом случае оно описывается соотношением:

$$N_c(l) \sim l^{-\alpha} - l_{\max}^{-\alpha}. \quad (1.35)$$

Таким образом, кумулятивное распределение подчиняется степенному закону с достаточной точностью только вдали от $l_{\max}$, а вблизи к нему характерным образом «загибается» вниз (рис. 1.17). В то же время частотное распределение не обладает этой особенностью. На эту особенность для анализа графика повторяемости землетрясений

указывает Майн [Main, 1992; Main et al., 1994]: наклон частотного и кумулятивного распределения землетрясений по магнитудам одинаков, однако кумулятивное загибается вниз в области больших магнитуд.

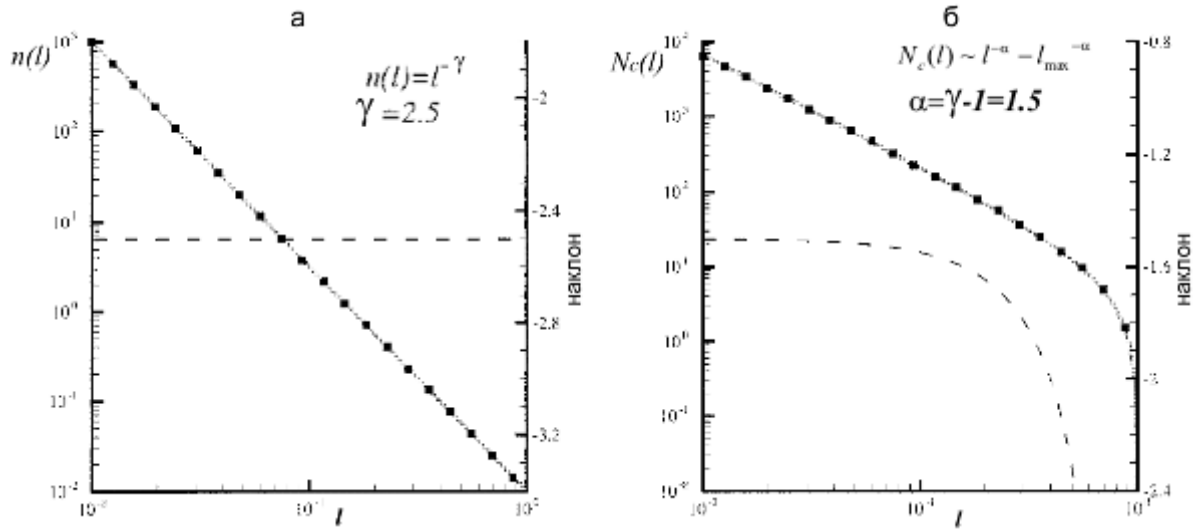


Рис. 1.17. Плотность распределения (а) и кумулятивное распределение (б) для одного и того же степенного закона с $\alpha = 1.5$. Загибание кумулятивной кривой связано с ограничением сверху характеристик реальных систем. По [Bonnet et al., 2001], с изменениями.

Стандартными статистическими характеристиками являются *среднее* значение, а также *дисперсия* σ^2 и стандартное отклонение σ , характеризующие разброс значений относительно среднего [Худсон, 1967]. Выборочное среднее для дискретных данных определяется как

$$Mx = \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \text{ выборочная дисперсия } Dx = \sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2. \quad (1.36)$$

Свойства *степенного* распределения существенно отличаются от свойств *нормального* распределения. Для нормального распределения среднее соответствует моде (максимум распределения) и медиане (величине, находящейся посередине набора данных). Кроме того, выполняется т.н. «правило двух сигм»: свыше 95% величин отклоняются от среднего на величину не более чем 2σ и «правило трех сигм»: свыше 99.7% величин отклоняются от среднего на величину не более чем 3σ . Поэтому всем, что не попадает в интервал шириной 3σ относительно среднего, можно пренебречь (отрезать «хвост» распределения), и ошибка такого приближения мала. Это означает, что большие величины (крупные события) в такой системе практически невероятны. В совокупности таких данных есть **характерный** размер, который равен среднему.

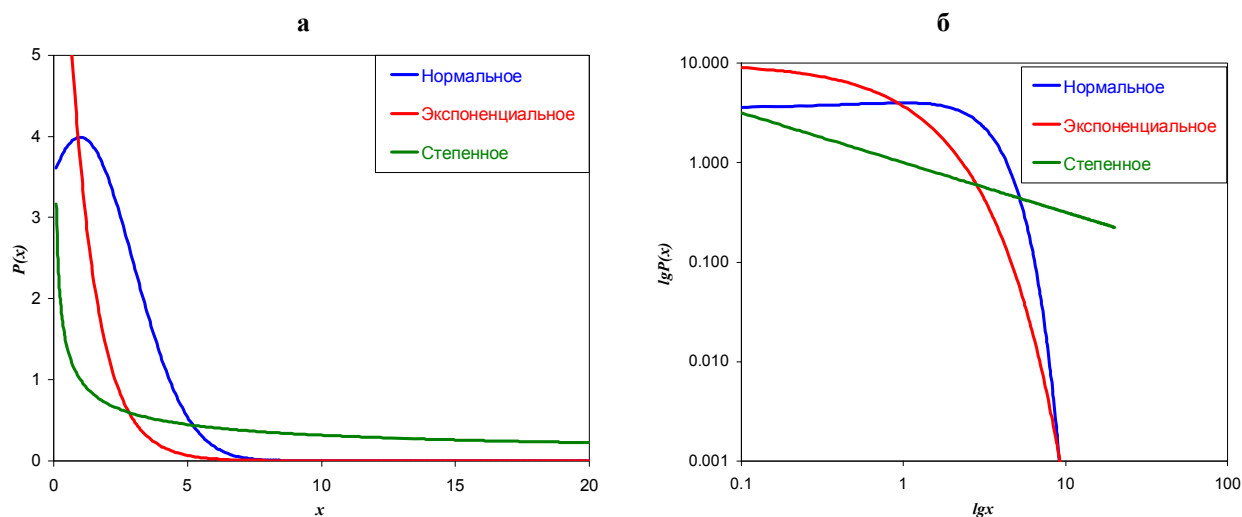


Рис. 1.18. Типичный вид различных распределений в а – линейном; б – двойном логарифмическом масштабах.

Свойства степенного распределения существенно иные (рис. 1.18). Для степенного распределения среднее арифметическое не соответствует ни моде, ни медиане. Более того, показано [Писаренко, Родкин, 2007; Управление риском, 2000; Turcotte, 1997], что при $\alpha < 1$ **среднее не существует**, при $\alpha < 2$ **дисперсия не существует**. Для реальных (т.е. имеющих ограниченные сверху характеристики) наборов данных среднее и дисперсию формально вычислить можно по (1.36), но они обладают тем важным свойством, что среднее практически полностью определяется одним, наибольшим членом совокупности, причем это справедливо для сколь угодно больших выборок. Добавление в совокупность одной «большой» величины существенно влияет на среднее (смещает вправо). Поэтому в отличие от нормального распределения, здесь «хвост» спадает гораздо медленнее (рис. 1.18). «Большие» объекты (или события) встречаются чаще, чем в нормальном распределении. Не действует правило 3σ – нельзя пренебречь теми частями распределения, которые не попадают в интервал шириной 3σ . Зато можно пренебречь вкладом «головной» части, а учитывать только вклад «хвоста». Из-за этого свойства такого рода распределения называют иногда распределениями с «тяжелыми хвостами». Как правило, для распределений с «тяжелым хвостом» медиана $>$ среднего $>$ моды. Эти свойства проявляются тем сильнее, чем меньше α .

Такие свойства распределений с «тяжелыми хвостами» свидетельствуют об **отсутствии** каких-либо выделенных, **характерных размеров** в совокупности объектов. Действительно, хотя мода (наиболее частое значение) и формально вычисленное «среднее» у распределения, конечно, есть, но вероятность встретить объект с размерами, отличающимися от «среднего» и от моды (и притом в большую сторону), здесь значительно выше, чем в нормальном распределении. Слово «средний» заключено в кавычки, поскольку, как сказано выше, это понятие для таких распределений

малоинформативно (а в некоторых случаях и неприменимо), мода и медиана от него отличаются и неясно, что считать «характерным» размером. Не существует «среднего» землетрясения, разлома, блока, реки и т.д. – именно потому, что для них характерны степенные распределения (см. например рис. 1.8).

Настоящая работа посвящена главным образом, анализу самоподобных свойств систем и объектов в сейсмотектонике и геодинамике. Но подходы, связанные с фрактальным анализом, в силу их универсальности, успешно применяются и в других областях геологической науки, например в геоморфологии и инженерной геологии. Так, в работе [Лаврусевич и др., 2013] впервые проведен фрактальный анализ такого сложного и активно развивающегося в последние десятилетия процесса, как лессовый псевдокарст. На примере долины р. Яван (Таджикистан) показано, что на основании фрактального анализа можно выявлять самоподобие лессового псевдокарста и характеризовать степень геологического риска. Показано также, что использование теории скейлинга дает возможность не только описать морфологию псевдокарста, но и проследить динамику фрактальных поверхностей лессового псевдокарста в районе за последние 50 лет. Таким образом, фрактальная размерность может служить мерой интенсивности развития псевдокарстовых процессов.

1.7 Динамические системы. Детерминированный хаос и его свойства

1.7.1 Понятие динамической системы и ее описание

В различных областях знания и, в частности, в науках о Земле, приходится сталкиваться с ситуацией, когда объект исследования либо не допускает непосредственного исследования своей структуры, либо эта структура слишком сложна, но для анализа доступен производимый системой сигнал (временной ряд). Это может быть сейсмограмма, записи изменения интенсивности геофизических полей, геодезических измерений, данные по исследованию скважин и т.п. В теории динамических систем разработаны методы, позволяющие по записи временного ряда определить некоторые характеристики всей системы.

Понятие *динамические системы* первоначально зародилось в механике при описании явлений, зависящих от времени. Постепенно это понятие стало применяться к электрическим (электромагнитным), химическим, биологическим, социальным, финансовым и т.п. системам, в которых те или иные переменные зависят от времени. В данном разделе приводятся краткие сведения из теории динамических систем [Анищенко, 2002; Кузнецов, 2001; Лоскутов, Михайлов, 1990; Шустер, 1988].

Прежде всего, подчеркнем: система – это вовсе не тот или иной реальный объект; это *модель* объекта, созданная исследователем для решения определенной задачи. Любая теория «...всегда исследует объекты, определенным образом препарированные мышлением. Все естественные науки работают с моделями объектов реальности. ...Мы фактически имеем дело не с объектами – фрагментами литосферы, а лишь с их аналитическими, графическими или мысленными моделями – геологическими или специализированными картами, схемами, таблицами, словесными описаниями...» [Методы..., 1978, с. 26].

Динамическая система – это математическая модель объекта, для которого однозначно определено понятие *состояния* как совокупности некоторых величин (переменных состояния) в данный момент времени, а также задан закон эволюции, который должен позволить прогнозировать будущие и реконструировать прошлые состояния [Анищенко, 2002]. Задание закона эволюции может быть различным: с помощью дифференциальных уравнений, дискретных отображений, графов, Марковских цепей и т.д.

Выбор способа задания закона дает конкретный вид математической модели соответствующей динамической системы. Если модель подразумевает только линейные преобразования, то динамическая система называется *линейной*. Для линейных операторов справедлив принцип суперпозиции. Если же оператор нелинейный, то и динамическая система – *нелинейная*.

Удобным графическим представлением динамической системы является *фазовая диаграмма* («фазовый портрет»), т.е. изображение состояния системы в любой момент времени в фазовом пространстве. Координатами фазового пространства являются переменные, характеризующие состояние системы (*переменные состояния*), например, смещение и скорость. Каждому состоянию системы соответствует точка в фазовом пространстве (*фазовая точка*). Изменению состояния системы во времени соответствует движение фазовой точки вдоль некоторой линии (*фазовой траектории*).

Используется также важное понятие *число степеней свободы* (n) – наименьшее количество независимых координат, необходимых для однозначного определения состояния системы. Система с n степенями свободы характеризуется фазовым пространством размерности $N = 2n$.

Наряду с законами статистическими, учитывающими флуктуации в исходных динамических уравнениях и сводящими эволюцию к некоей вероятностной, средней траектории, выделяют также законы детерминированные, фиксирующие однозначную связь причины и следствия. В этом случае задание некоторого начального состояния

подразумевает существование единственного решения, однозначно указывающего будущие или прошлые состояния в любой момент времени.

В отличие от идеализаций классической термодинамики – «замкнутых», «закрытых» систем, эволюционирующих к однородности и равновесию, в реальных объектах, представляемых «открытыми» системами, непрерывно идет приток извне или сток вовне вещества и энергии. Рассеяние (диссипация) энергии и рост энтропии (разупорядоченности) могут неустойчиво уравниваться противоположными процессами так, что термодинамические силы (градиенты плотности, температуры и др.) и потоки (массы, энергии и др.) близки к нулю. Сейсмотектоническая система является открытой (получает энергию извне) диссипативной (растрачивает энергию).

Направленная эволюция динамической системы характеризуется стремлением к *аттрактору* – области в фазовом пространстве, к которой самопроизвольно «притягиваются» траектории после затухания переходных процессов. Для линейных *диссипативных* (рассеивающих энергию) систем в двумерном фазовом пространстве (например, плоскость координата – скорость) возможно лишь равновесие, представляемое тривиальным аттрактором – неподвижной точкой. Для нелинейных диссипативных систем в этом случае возможен также и иной тип устойчивой динамики – периодические автоколебания, которым в фазовом пространстве соответствует новый тип аттрактора – *предельный цикл*, при этом доли рассеиваемой и вносимой энергии строго компенсируются [Анищенко, 2002].

В нелинейных диссипативных системах изменение параметра модели, который называется управляющим, вызывает потерю устойчивости одного состояния (или режима функционирования) системы и переход к другому, качественно отличному от прежнего состоянию (режиму функционирования). Это явление называется *бифуркацией* (буквально – раздвоением), а значение параметра, при котором это происходит – *точкой бифуркации*. Графическое отображение зависимости характера поведения системы от параметра, носит название бифуркационной диаграммы.

1.7.2 Детерминированный хаос и его свойства

В трехмерном (и большей размерности) фазовом пространстве возможны, кроме точки и предельного цикла, также траектория некоторого сложного, но периодического (или квазипериодического) процесса со случайным выбором правого или левого спирального навивания высокочастотной траектории на низкочастотную по поверхности тора.

В нелинейных диссипативных системах возможно также существование режима установившихся непериодических нерегулярных колебаний и был обнаружен *странный аттрактор* («странный» – т.е. не точка, не предельный цикл и не m -мерный тор, и необычный по свойствам). Множество траекторий в фазовом пространстве при определенных значениях параметров заполняет некоторую ограниченную область пространства подобно клубку ниток – траектории лежат сколь угодно близко, но никогда не повторяются. Система проявляет свойства **хаотического** поведения (непредсказуемости) при точном задании параметров (нет элемента случайности). Такое свойство называется *детерминированный хаос*. Поведение таких систем нерегулярно, но отличается от полностью случайного истинного (*стохастического*) хаоса. Классическим и, вероятно, самым известным примером является система Лоренца, предложенная для описания конвекции [Кузнецов, 2001].

Детерминировано-хаотические системы *диссипативны* (тратят энергию), но и *открыты* (получают энергию извне). Для диссипативной нелинейной хаотической системы характерно **глобальное сжатие** фазового объема (как проявление диссипативности), и одновременно **локальная неустойчивость** (разбегание) отдельных фазовых траекторий (как проявление нелинейности). Совместное проявление этих двух противоположно направленных тенденций и определяет всю сложность и «странность» динамики таких систем. Для них характерны:

1. Сильная зависимость от параметров и бифуркации при плавном их изменении.

2. Сильная зависимость динамики от начальных условий. Хотя общий вид хаотического аттрактора остаётся прежним при варьировании начальных условий (в случае неизменных параметров), конкретные траектории в пределах этого аттрактора могут значительно отличаться. Ускоренное разбегание вполне детерминистических изначально близких траекторий описывается функцией вида $e^{\lambda t}$, где t – время, $\lambda = 1/\tau$ – показатель Ляпунова, а τ – время Ляпунова.

3. Перемешивание фазовых траекторий и фазового объема. Первоначально однородный фазовый объём в результате перемешивания приобретает весьма сложную форму, становится неоднородной, «дырявой» – фрактальной. Спустя некоторое время любая начальная область изменится таким образом, что её части можно будет обнаружить в любой зоне в пределах аттрактора.

4. Непредсказуемость. Вследствие экспоненциального разбегания траекторий с течением времени теряется возможность предсказания. Любая, сколь угодно малая ошибка в начальных условиях (или параметрах) со временем приводит к ошибкам,

сравнимым с размерами аттрактора (т.е. неприемлемо плохой точности). Горизонт прогноза ограничен временем Ляпунова.

5. Необратимость. Перемешивание, кроме непредсказуемости, приводит к тому, что с течением времени внутри любой области фазового пространства окажутся кусочки самых разных начальных областей. Поэтому только по конечному состоянию системы мы не можем установить её начальное состояние – система его «забывает», – и большую часть траектории в фазовом пространстве (за исключением, быть может, самого последнего участка).

В нелинейных динамических системах могут происходить скачкообразные изменения при плавном изменении внешних условий – *катастрофы* [Арнольд, 1990]. Термин «катастрофа» относится тут к любому внезапному отклонению от «регулярного» динамического процесса в системе, без антропоцентрической оценки. Если параметры в таких системах достигают некоторых критических значений, то вследствие сильной зависимости поведения системы от параметров (например, от Р-Т условий), в системе могут происходить очень быстрые изменения и перестройки (бифуркации). Нелинейная *положительная* (т.е. усиливающая изменения) *обратная связь* в системах приводит к особенно быстрому разбеганию траекторий. Это, в свою очередь, ведет на определенных стадиях к **самоускоряющемуся лавинообразному** («автокаталитическому») развитию процесса [Пригожин, Стенгерс, 1986]. Подобное сверхбыстрое нарастание процессов в течение ограниченного промежутка времени в открытых нелинейных структурах получило название *режима с обострением* [Князева, Курдюмов, 2002]. В настоящее время такой подход применяется для объяснения быстрых тектонических явлений, в частности землетрясений. Особенно это касается землетрясений, вызванных так называемым *триггерным* (спусковым) механизмом.

Итак, в хаотическом режиме динамическая система при определенных условиях порождает резкие изменения (всплески, скачки) переменных состояния. Это означает, что **крупномасштабные события** (катастрофические землетрясения, мощные вспышки на Солнце, гигантские оползни или образование месторождения-гиганта) **случаются редко**, но для их объяснения **не нужно искать специальный механизм** – он тот же самый, что и для событий той же природы но меньших масштабов. Вследствие хаотичности режима такие события труднопрогнозируемы.

Странные аттракторы обладают свойством самоподобия. Установлено, что фазовые портреты нелинейных хаотических динамических систем представляют собой фракталы. Таким образом, из **странности** аттрактора следует его **фрактальность** (необходимое условие). Вопрос о том, являются ли фрактальные аттракторы странными (т.е. является ли

фрактальность аттрактора достаточным условием его странности), все еще точно не решен. Однако все больше указаний на то, что это, по всей видимости, так, и большинство исследователей придерживаются этого мнения.

Выше отмечалось, что математическим выражением самоподобия являются степенные законы. Таким образом, **детерминированный хаос порождает степенные законы** распределений. Поэтому степенные законы являются «флагом» детерминировано-хаотических систем, а значения их параметров позволяют **выявлять свойства** этих систем. Фундаментальным основанием для появления степенных законов являются *критические* (на грани стабильности) состояния. Небольшое воздействие может перевести систему в хаотический режим. Существуют системы, которые поддерживают нахождение в критическом состоянии за счет самоорганизации. В этом случае говорят о *самоорганизованной критичности* (СОК) [Bak et al., 1987, 1988, 1994; Bak, Tang, 1989]. В системах с СОК при постоянном воздействии на «входе» генерируются наборы событий различных масштабов, распределение которых носит степенной характер. Широко распространенной моделью генерации сейсмичности являются именно системы с СОК. Подробнее такие модели будут рассмотрены в главе 6.

Альтернативой может служить модель М.В. Родкина, в которой сейсмогенерирующая система рассматривается как совокупность большого количества метастабильных систем с лавинообразным поведением («опрокидыванием») и релаксацией, также порождающая степенные распределения и катастрофы [Родкин, 2011; Родкин, Тихонов, 2012; Rodkin et al., 2008]. Модель имитирует все надежно установленные эмпирические закономерности сейсмического режима.

В работе [Стаховский, 2007] предложена новая математическая модель самоподобной сейсмогенерирующей структуры земной коры (модель ССС), основанная на идее согласования скейлингов трех мультифрактальных полей земной коры – разломного, сейсмического и сейсмозонетического.

Нелинейность в диссипативных системах порождает непрогнозируемую динамику. Многие, если не большинство геодинамических систем, поведение которых предполагалось прогнозируемым, ведут себя в принципе непредсказуемо. Именно в этом, а не в недостаточности наблюдательных данных, главная причина ненадежности, например, сейсмического прогнозирования [Короновский, Наймарк, 2009, 2012; Наймарк, Захаров, 2012]. Дело не в том, что механизм подготовки сейсмического события изучен недостаточно; но сам **механизм таков**, что порождает **непредсказуемую, хаотическую** динамику.

Интуитивной формулировкой особенностей нелинейных динамических систем в геологии служит выдвинутое еще в середине XX века В.Е. Хаиным [1964] представление о «**непрерывной прерывистости**» тектонических процессов, как во времени, так и в пространстве. Однако в то время не существовал развитый математический аппарат исследования таких систем, основанный на численном анализе и не было хороших количественных геологических данных.

1.8 Методы анализа динамических и фрактальных свойств временных рядов

Фрактальный анализ фазовых портретов динамических систем позволяет различить детерминированные, случайные (стохастические) и хаотические процессы. Однако фазовые портреты можно построить только для модельных систем. Для природных систем мы зачастую имеем дело с динамикой изменения некоторых измеренных величин во времени – временным рядом.

При рассмотрении временных рядов, т.е. зависимостей вида $X(t)$ вряд ли можно ожидать, что X и t будут иметь одинаковые коэффициенты подобия. Множество, которое может быть получено в результате скейлингового преобразования какой-либо своей части, но с разными масштабными коэффициентами по разным координатам, называется *самоаффинным*. Для самоаффинных временных рядов, обладающих скейлинговыми свойствами, выполняется соотношение

$$X(rt) = r^h X(t), \quad (1.37)$$

где $r > 0$ коэффициент подобия, h – *скейлинговый параметр* самоаффинной функции. Отметим, что самоаффинны не только временные ряды, но вертикальные сечения физических поверхностей, в том числе рельефа, а также поверхностей любых геофизических полей, кривые, полученные по исследованиям скважин и т.п.

1.8.1 Цели анализа

При изучении природных систем, в том числе геологических и геофизических, обычно приходится иметь дело с сигналом, который выглядит достаточно сложно и внешне похож на случайный. Можно ли из анализа заключить, произведена ли реализация динамической системой или это просто случайный (стохастический) сигнал? Если это динамическая система, что можно сказать о ее свойствах и характеристиках: сколько переменных необходимо для задания состояния; какова фрактальная размерность (которая характеризует сложность) аттрактора, отвечающего за наблюдаемый режим; хаотический ли он; можно ли (в принципе) сконструировать модель процесса (в виде дифференциальных уравнений или отображений), которая позволяла бы адекватно

воспроизвести наблюдаемую временную зависимость; что можно сказать о возможности и достоверности прогноза системы [Кузнецов, 2001]?

Для анализа временных последовательностей разработаны и успешно применяются различные методы: спектральный анализ, анализ тренда, исследование Марковских цепей, wavelet анализ и т.д. [Девис, 1990; Любушин, 2007; Отнес, Эноксон, 1982; Харбух, Бонэм-Картер, 1974; многие другие]. Для «извлечения» свойств динамических систем, породивших эти ряды, позволяют специальные методы анализа временных рядов [Кузнецов, 2001; Федер, 1991; Шредер, 2003; Шустер, 1988].

Целью такого анализа является:

- различить стохастический и детерминированный динамический хаос или регулярное (хотя, возможно, и сложное) поведение;
- выявить степень хаотичности (сложности) системы;
- исследовать возможности, перспективы и ограничения прогноза.

На основании этого можно предложить возможные механизмы функционирования динамической системы, возможно работающие на разных масштабных уровнях, проводить построение моделей процессов.

Анализу временных рядов в геофизике посвящено немало работ, в том числе анализу с позиции теории динамических систем и фрактальных множеств [Атлас..., 1994; Горяинов, Иванюк, 2001; Лукк и др., 1996; Смирнов и др., 2005; Черепанцев, 2007, 2008а, 2008б; Turcotte, 1997; многие другие]. В них убедительно показано, что в «шумовой» составляющей сигналов, которая зачастую отбрасывается как ненужная или даже вредная, содержится весьма важная информация о процессе, а именно: каким образом сложно построенная нелинейная дискретная геологическая среда реагирует на внешние воздействия, т.е. ее динамические характеристики.

В данном разделе будут описаны методы анализа динамических и фрактальных свойств временных рядов, используемые в нашей работе.

1.8.2 Восстановление размерности вложения на основании анализа корреляционной размерности

В соответствии с динамическим подходом система (например, сейсмогенная) может моделироваться системой дифференциальных уравнений. Чем больше элементов и связей имеет система, тем больше уравнений необходимо для её адекватного описания. Для динамических систем принятым представлением развития процесса во времени является построение портрета в фазовом пространстве. Наименьшая размерность фазового пространства, в которое вкладывается (вмещается) аттрактор динамической системы

называют *размерностью вложения*, или *размерностью вмещения* (embedding dimension) m . Она соответствует наименьшему числу основных независимых переменных, однозначно определяющему установившуюся динамику динамической системы.

Другой важной количественной характеристикой аттрактора, несущей информацию о степени сложности поведения динамической системы, является *корреляционная размерность* D_c . Алгоритм ее вычисления описан в разделе 1.6.2.

В общем случае D_c и m связаны соотношением [Кузнецов, 2001; Лоскутов, Михайлов, 1990; Шустер, 1988]:

$$D_c < m < 2 D_c + 1. \quad (1.38)$$

Для известной (модельной) динамической системы все компоненты вектора $X(t) = \{X_1(t), \dots, X_m(t)\}$, описывающего поведение системы в фазовом пространстве определены, и корреляционную размерность определить не сложно. Так, для системы Лоренца $D_c = 2.06$, $m = 3$.

Для природных объектов измерение всех компонент, характеризующих систему, невозможно – хотя бы потому, что они не все известны. Однако Такенс показал [Кузнецов, 2001; Лоскутов, Михайлов, 1990; Шустер, 1988; Turcotte, 1997], что можно восстановить некоторые свойства аттрактора (например, m и D_c) по временной последовательности одной из составляющих $X(t)$.

Одной из методик, направленных на реконструкцию свойств динамической системы по наблюдаемому временному ряду, является восстановление размерности вложения m , на основании вычисления корреляционной размерности D_c фазового портрета системы [Шустер, 1988].

Методика состоит в следующем. Пусть мы имеем записанную реализацию

$$x = x(t)$$

или дискретный временной ряд

$$x_k = x(k\Delta t), \quad k = 0, 1, 2, \dots, M.$$

Методика основана на построении (восстановлении) аттрактора, где в качестве компонент вектора служит сама измеренная последовательность, но взятая с некоторой временной задержкой $Xp(t) = \{X(t), X(t+\tau), X(t+2\tau), \dots, X(t+(m-1)\tau)\}$. Поскольку компоненты вектора, характеризующего динамическую систему, должны быть независимы, то в качестве величины τ выбирается первое значение, при котором автокорреляционная функция обращается в 0 (или достигает минимума).

Поскольку заранее размерность вмещения m неизвестна, то процедура сводится к следующему: последовательно увеличивают размерность фазового пространства и добавляют компоненты псевдовектора $Xp(t)$. При каждом $m = 2, 3, \dots$ вычисляют

корреляционную размерность D_c и строят зависимость $D_c(m)$. Сначала при добавлении новых компонент псевдовектора корреляционная размерность растет (рис. 1.19). Это значит, что мы еще не достигли нужного количества измерений, и, соответственно, нужной сложности, степень которой характеризует D_c .

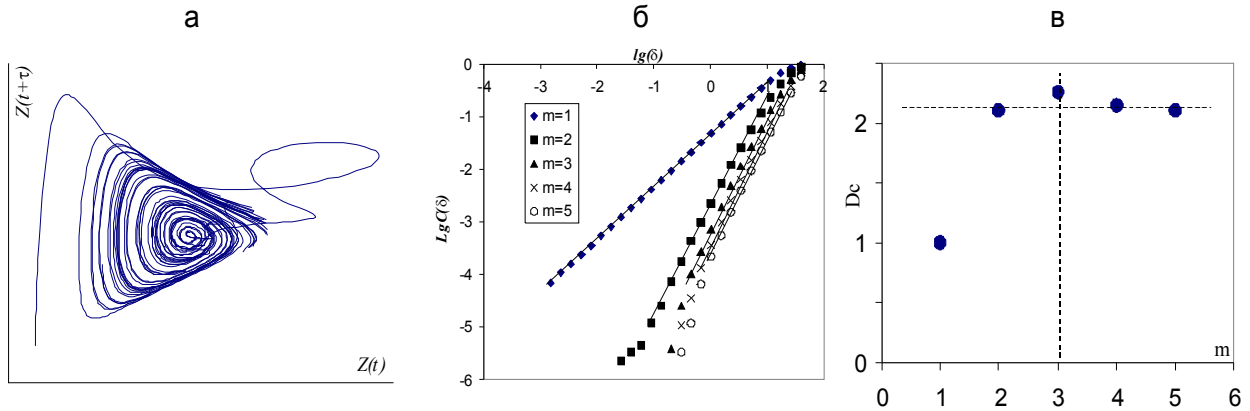


Рис. 1.19. Определение размерности вложения и корреляционной размерности по временному ряду $Z(t)$ системы Лоренца. а– восстановленный аттрактор на плоскости; б– определение корреляционной размерности; в – зависимость $D_c(m)$.

Однако, начиная с некоторой размерности m пространства, корреляционная размерность D_c достигает насыщения и перестаёт изменяться. Значение m , при котором это происходит, является оценкой минимальной размерности вложения, а значение D_c – оценкой корреляционной размерности аттрактора.

Как следует из определения размерности вложения, она соответствует числу независимых переменных, описывающих систему. Таким образом, восстанавливая размерность вложения, мы получаем информацию о сложности системы. Из этого следует также возможность отличить динамическую систему со сложным поведением (но характеризующуюся конечным m), и случайный (стохастический) шум, который описывается (теоретически) бесконечно большим числом независимых переменных. Для полностью случайной системы увеличение m на единицу приводит к увеличению D_c также примерно на 1, т.е. $D_c \sim m$.

Отметим, что данный метод предъявляет большие требования к длине ряда, если исследуемая система описывается достаточно большим числом управляющих переменных. Существует оценка зависимости минимальной необходимой длины ряда $N_{\min}$ от корреляционной размерности:

$$N_{\min} = 10^{2+0.4D_c}. \quad (1.39)$$

Заметим также, что при проведении указанной процедуры возникает ряд технических сложностей, которые описаны, например, в [Кузнецов, 2001].

1.8.3 Спектральный анализ и самоподобные свойства временных рядов

Спектральный анализ является стандартным методом исследования временных рядов. Использование аппарата фрактального анализа позволяет получить дополнительную информацию.

Вычисляется спектральная плотность (спектр) исследуемого сигнала.

$$S(f) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2\pi T} |X(f)|^2, \quad (1.40)$$

где

$$X(f) = \int_0^T x(t) e^{-ift} dt \quad (1.41)$$

– коэффициент Фурье функции $x(t)$.

Самоподобие (самоаффинность) временного ряда приводит к тому, что функция спектральной мощности также является самоподобным [Лукк и др., 1996; Turcotte, 1997] и подчиняется соотношению

$$S(f) = a f^{-\beta}, \quad (1.42)$$

где a – константа.

Верно и обратное утверждение: если спектр мощности сигнала подчиняется степенному закону, то сам сигнал обладает самоаффинностью. Самоаффинность здесь состоит в следующем: при изменении масштаба частоты в r раз (или, что эквивалентно, при изменении масштаба времени в $1/r$ раз) масштаб амплитуды сигнала изменяется в $r^{-\beta/2}$ раз, чтобы обеспечить наблюдаемую спектральную мощность при изменении масштаба частот.

Спектр анализируется с целью определения *области скейлинга*, т.е. выявляется участок, на котором зависимость спектральной мощности от частоты $S(f)$ имеет вид (1.42), или, при построении в двойном логарифмическом масштабе:

$$\lg S(f) = -\beta \lg f + a. \quad (1.43)$$

Для определения параметра самоподобия β этот участок спектра аппроксимируется линейной функцией методом наименьших квадратов, тогда β – коэффициент в полученной зависимости.

Обычно под термином *шум* понимают случайный бесполезный сигнал, не несущий никакой информации, который можно (и даже желательно) отбросить, например, тепловой шум. Однако при изучении временных рядов оказалось, что далеко не все сигналы, которые выглядят сложно, являются совершенно случайным шумом на самом деле. Исследовано большое количество модельных и природных сигналов, которые имеют

свойства, отличные от стохастических и установлено, что в «шумовом» сигнале содержится весьма важная информация о динамическом процессе, его породившем. Здесь под шумом будем понимать сигнал, имеющий спектральные характеристики, описываемые степенным законом вида (1.42).

Если значение β близко к 0, то исследуемый сигнал имеет *плоский*, т.е. не зависящий от частоты спектр (рис. 1.20а), который генерирует полностью случайная система (т.н. *белый*, или гауссов шум). Термин «белый» введен по аналогии с белым светом, в спектре которого присутствуют все частоты, и который имеет плоский вид. Белый шум – стохастический сигнал, каждое следующее значение которого случайно. Это означает отсутствие какой-либо связи между историей системы и ее состоянием в следующий момент (отсутствие «памяти»).

Если же параметр β близок к 1 (может быть и дробным), исследуемый временной ряд может быть отнесен к *фликкер-шуму* ($1/f$ шум), рис. 20б. Такой вид сигнала весьма распространен в природных системах, в том числе геолого-геофизических. Примерами могут служить динамика характеристик (скорости течения и других) конвекции Бенара, изменения уровня реки скорости водного потока, вариации солнечной активности, электрометрических и сейсмологических характеристик и т.д. [Лукк и др., 1996; Шредер, 2001; Turcotte, 1997; Смирнов и др., 2005; Черепанцев, 2007, 2008а, 2008б]. Выявление в системе фликкер-шума указывает на наличие памяти, хотя и ограниченной во времени – система забывает своё прошлое, но не сразу. Спектральная структура фликкер-шума занимает промежуточное положение между спектром белого шума и спектром упорядоченных детерминированных колебаний.

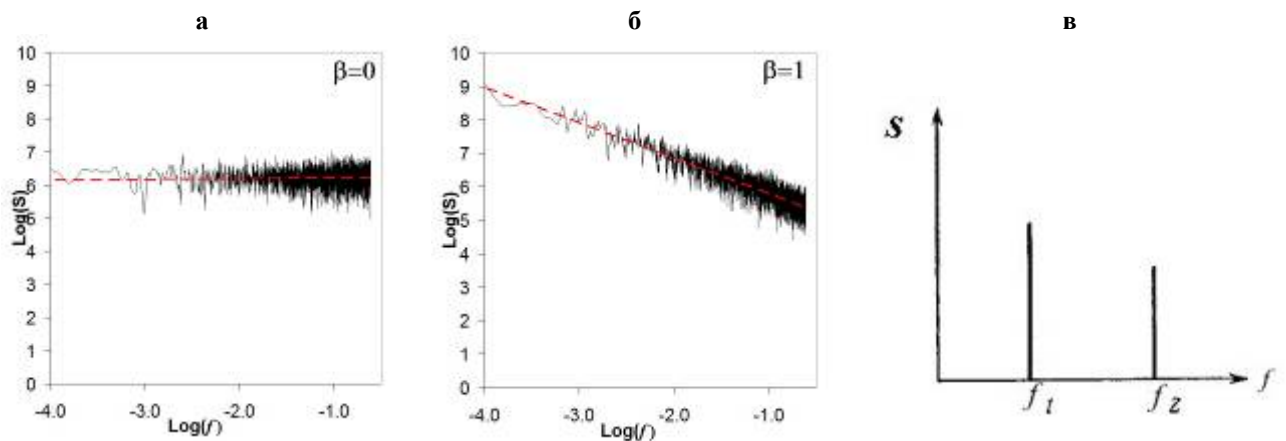


Рис. 1.20. Спектры мощности: а– стохастического сигнала (белого шума), $\beta=0$; б–фликкер-шума $\beta=1$; в – периодического сигнала.

Примером сигнала с $\beta = 2$ является одномерное броуновское движение, т.е. движение, каждое приращение которого случайно. Такой сигнал представляет собой

проинтегрированный белый шум. Для броуновского движения $B(t)$ [Лукк и др., 1996; Turcotte, 1997] выполняется соотношение

$$\langle (B(t) - B(t_0))^2 \rangle \sim (t - t_0), \quad (1.44)$$

где t_0 – начальный момент времени, $\langle \rangle$ означает усреднение. Т.е. отклонение системы от начального состояния нарастает пропорционально корню квадратному из времени.

Чем больше значение β , тем большей памятью обладает генерирующая такой сигнал система (т.е. становится более детерминированной, предсказуемой). В пределе $\beta \rightarrow \infty$ получаем полностью детерминированный периодический процесс, спектр которого представляет собой вертикальную линию или набор линий (рис. 1.20в). Иногда шум с $\beta = 2$ называют «коричневым», с $\beta = 1$ – «розовым», а при $\beta > 2$ – «черным» [Шредер, 2001].

Происхождение фликкер-шума остается дискуссионным. Согласно одному подходу, такой сигнал система генерирует в случае, когда на каждом следующем шаге она получает некоторое смещение под воздействием большого количества случайных внешних факторов и, кроме того, происходит некоторая релаксация (возможно, нелинейная) ранее накопленной шумовой компоненты. Наличие релаксации и определяет проявление ограниченной «памяти». Вторая точка зрения состоит в том, что системы, генерирующие ряд с такими характеристиками, относятся к классу детерминировано-хаотических. В частности, системы с самоорганизованной критичностью (СОК), примеры которых рассматриваются в главе 6, генерируют сигналы со спектральными характеристиками типа $1/f$ – для объяснения сигналов именно этого типа они и были предложены.

1.8.4 R/S анализ Херста

Ещё одной часто используемой характеристикой самоподобия временного ряда является показатель Херста (H) [Федер, 1991; Шредер, 2001; Лукк и др., 1996; Turcotte, 1997]. Анализа Херста заключается в следующем (рис. 1.21). Пусть $X(t)$ – исследуемый временной ряд. Среднее значение за период времени τ равно

$$\bar{X}_\tau = \frac{1}{\tau} \int_0^\tau X(t) dt, \quad (1.45)$$

$V(t)$ – накопившееся отклонение величины $X(t)$ от среднего

$$V(t, \tau) = \int_0^t (X(t') - \bar{X}_\tau) dt'. \quad (1.46)$$

Обозначим через R «размах» временного ряда – разность наибольшего и наименьшего накопленного отклонения от текущего среднего (на данном интервале времени τ):

$$R(t) = V_{\max}(t, \tau) - V_{\min}(t, \tau). \quad (1.47)$$

Далее, вычисляется стандартное отклонение (корень квадратный из дисперсии) S ряда на том же интервале:

$$S = \left[\frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} (X(t') - \bar{X}_{\tau})^2 dt' \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (1.48)$$

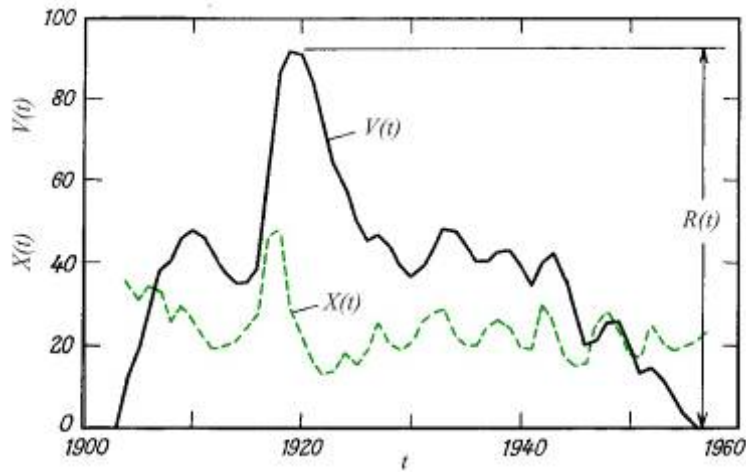


Рис. 1.21. К анализу Херста. Временной ряд $X(t)$ и накопленное среднее $V(t)$ как функции времени. Указан также размах ряда $R(t)$. По [Федер, 1991], с изменениями.

Установлено, что для многих природных процессов устойчиво выполняется зависимость вида

$$\frac{R}{S} \sim \tau^H, \quad (1.49)$$

где H – показатель Херста.

Методика вычисления показателя H по зависимости R/S от τ аналогична описанной выше для определения скейлингового параметра β для спектра. Строится зависимость в двойном логарифмическом масштабе

$$\log(R/S) = H \log(\tau) + c, \quad (1.50)$$

и величина H равна коэффициенту в аппроксимирующей линейной зависимости, построенной методом наименьших квадратов. Примеры вычисления показателя Херста приведен на рис. 1.22.

Для совершенно случайного (стохастического) процесса с независимыми приращениями и конечной дисперсией показатель $H = 0.5$ (рис. 1.22a). Отличие значений H от 0.5 происходит в связи с существованием для природных процессов своего рода памяти. Так, речной сток, анализом закономерностей которого занимался Херст, определяется не только наличным запасом воды в период проведения наблюдения, но и количеством осадков и запасом грунтовых вод во всем бассейне реки за достаточно длинный предшествующий период. Отличие показателя Херста от 0.5 является

своеобразным отражением фрактальных свойств процессов, порождающих временные ряды. При $H > 0.5$ временные зависимости обладают устойчивой тенденцией – *персистентностью* (рис. 1.22б). При $H < 0.5$ тенденция сменяется на противоположную, т.е. рост наблюдаемой величины сменяется убыванием и наоборот (*антиперсистентность*). Отметим, что метод Херста очень устойчив, он не требует априорных предположений о каком-либо, в том числе гауссовском, характере распределения величин.

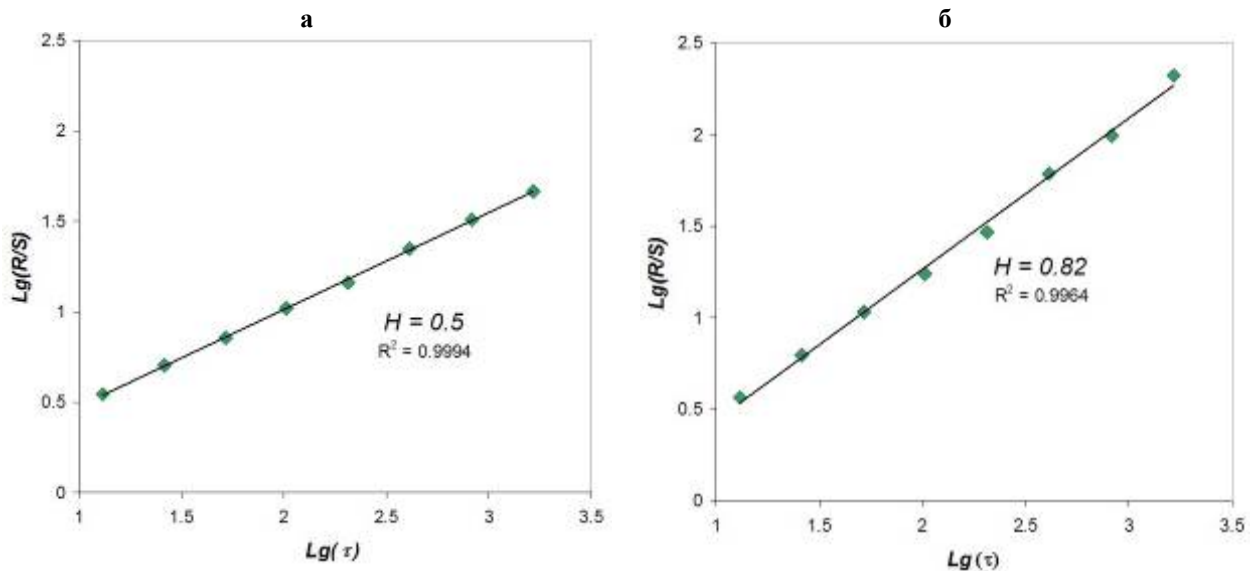


Рис. 1.22. Примеры зависимостей $(R/S)(\tau)$ и вычисления показателя Херста (для временных рядов выделения сейсмической энергии, рассмотренных в разделе 4.1) для а– случайного ($H=0.5$) и б– персистентного ($H=0.82$) процессов.

Интересно, что для многих природных явлений показатель Херста часто принимает значения в диапазоне 0.6 – 0.8, поэтому $H \approx 0.7$ считается характерным значением. Мандельброт [2002] показал, что это свойство распространяется не только на природные ряды, но и на финансовые хроники, т.е. ряды, фиксирующие изменение цен на рынках и биржах и т.п.

1.8.5 Вычисление фрактальной размерности D временного ряда

Отметим, что понятие фрактальной размерности сформулировано для множества точек в Евклидовом пространстве, и прямо к временному ряду неприменимо. Действительно, временной ряд отличается от множества точек тем, что координаты по различным осям неравноправны: по одной оси – переменная состояния (например, смещение $X(t)$), по другой – время t . Понятие фрактальной размерности обобщается, с некоторыми оговорками, и на случай самоаффинных функций [Мандельброт, 2002; Федер, 1991].

Здесь при анализе мы пользуемся методикой, описанной в [Лукк и др., 1996]. Метод основан на анализе «длины» кривой: фактически рассматривается одномерная задача, т.е. «длина» кривой считается равной сумме приращений ординаты, а вклад временной компоненты не учитывается, время заменяется номером точки, который служит естественной мерой масштаба. При этом для самоаффинных кривых, к которым относятся и временные ряды, для «длины» L выполняется зависимость

$$L(t) \sim t^{-d}. \quad (1.51)$$

Методика вычисления показателя d по зависимости $L(t)$ аналогична описанной выше для определения скейлингового параметра β для спектра (рис. 1.23).

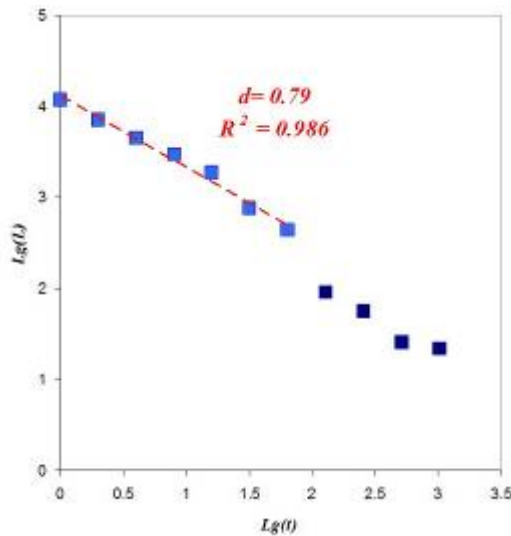


Рис. 1.23. Пример зависимостей $L(t)$ и вычисления показателя d в зависимости (1.51) (для временных рядов выделения сейсмической энергии, рассмотренных в разделе 4.2).

Фрактальная размерность самоаффинной функции $D = d + 1$. Добавление 1 здесь необходимо, чтобы размерность ряда, рассматриваемого как линия на плоскости, варьировалась в пределах $1 < D < 2$. Чем больше фрактальная размерность отличается от 1 (топологической размерности линии), тем больше «сложность» исследуемого процесса.

1.8.6 Связь скейлинговых параметров, характеризующих временные ряды

Для исследования скейлинговых свойств временных рядов, характеризующихся самоподобием, вводят понятие обобщенного броуновского движения $B_h(t)$ [Лукк и др., 1996; Turcotte, 1997], которого является расширением понятия «обычного» броуновского движения (1.44):

$$\langle (B_h(t) - B_h(t_0))^2 \rangle \sim (t - t_0)^{2h}, \quad (1.52)$$

где h – скейлинговый параметр. «Обычное» броуновское одномерное движение получается из (1.52) при $h = 1/2$.

Свойства обобщенных броуновских функций хорошо исследованы на модельных реализациях.

Из анализа броуновских функций получены соотношения, связывающие значения скейлингового параметра β для спектра ряда с величиной скейлингового параметра h и фрактальной размерности D самого временного ряда, а также показателя Херста H [Turcotte, 1997]:

$$\beta \approx 2H - 1 \text{ при } -1 < \beta < 1; \quad H \approx 0 \text{ при } \beta < -1; \quad H \approx 1 \text{ при } \beta > 1; \quad (1.53)$$

$$\beta \approx 2h + 1 \text{ при } 1 < \beta < 3; \quad h \approx 0 \text{ при } \beta < 1; \quad h \approx 1 \text{ при } \beta > 3; \quad (1.54)$$

$$D = 2 - h \text{ или } D \approx (5 - \beta)/2 \text{ при } 1 < \beta < 3. \quad (1.55)$$

В [Лукк и др., 1996] приводится уточненное соотношение

$$D = 2.28 - 0.38 \beta \text{ (при } 0.5 < \beta < 3), \quad (1.56)$$

основанное на численных экспериментах.

Свойства реальных (природных) временных рядов хорошо соотносятся со свойствами обобщенных броуновских функций, и приведенные выше соотношения можно применять при анализе экспериментальных данных.

1.8.8 Применения динамического и фрактального анализа временных рядов в сейсмоtectонике

Описанные методы довольно широко применяются для анализа временных рядов в разных разделах наук о Земле. Так, установлено, что вариации климата Земли за последние 900 тыс. лет порождены хаотическим аттрактором малой (4–5) размерности [Nicolis, Nicolis, 1986; Николис, Пригожий, 1990]. В работах [Frede, Mazzega, 1999a, 1999b] выявлены хаотические компоненты в ориентации земной оси и скорости вращения Земли определена размерность вложения $m=5-6$.

В литературе описано довольно много примеров применения методов динамического и фрактального анализа к исследованию свойств сеймотектонических систем.

В целом ряде работ анализируются вариации сейсмической активности в разных регионах. В них установлено, что эти вариации не являются полностью случайными (стохастическими). В статье [Telesca et al., 2004], где анализируются скейлинговые свойства вариации количества сейсмических событий (с $M \geq 2.4$) в различных районах Италии, выявлена персистентность в этих временных рядах ($H=0.68-0.86$). В работе [Li et al., 2002] для сейсмической активности в северном Китае определены значения $H=0.67$, и спектрального скейлингового показателя $\beta=0.4$. Эти значения достаточно хорошо согласованы с учетом соотношения (1.53). В [Telesca et al., 2001] анализируется временные вариации сейсмичности и геоэлектрического сигнала в южной Италии. Выявлена обратная корреляция между спектральным показателем β ($\beta=1.12-1.78$) для

геоэлектрического сигнала и показателем Херста H ($H=0.5-0.92$) для вариаций сейсмичности.

Для вариации сейсмической активности в пространстве и времени для Байкальского региона выявлены корреляции областей повышенных значений H с зонами концентрации групп сейсмических событий. [Klyuchevskii, Zuev, 2007; Ключевский, Зуев, 2011].

При анализе временных вариаций сейсмичности (количества слабых землетрясений) на Кавказе в работе [Matcharashvili et al., 2002], установлено, что сейсмический режим до и после сильных ($M>5.5$) событий относится к классу хаотических систем с небольшой размерностью. В то же время выявлены различия в значениях корреляционной размерности перед ($D_c = 2.4-3$) и после ($D_c = 1.4$) сильных ($M>5.5$) событий. Это, по предположению авторов, может быть свидетельством перестройки сейсмотектонической системы после сильных землетрясений.

Большое количество работ посвящено анализу записей сейсмических волн от различных источников и различных типов. В работе [Urquizu, Correig, 1998] анализируются инфразвуковые пульсации, записанные на вулкане Стромболи, а также записи S кода-волн¹ и микросейсм в Перенях. Установлено, кода-волны и микросейсм могут рассматриваться как детерминировано-хаотические системы с корреляционной размерностью $D_c = 3.2$ и 2.3 соответственно, а инфразвуковые пульсации практически стохастичны. Проведенный анализ Херста находится в согласии с этими результатами: значения показателя Херста $H=0.85$, 0.82 и 0.64 для кода-волн, микросейсм и инфразвуковых пульсаций, соответственно. Результаты анализа спектров также с этим согласуется. Применение метода восстановления аттрактора динамической системы к анализу сейсмических записей землетрясений, сопровождающих извержения вулкана Стромболи [De Martino et al., 2002] позволило выявить, что данная система проявляет свойства детерминированного хаоса с небольшой размерностью ($m=2-3$) и с корреляционной размерностью $D_c = 1.9-2.8$. Анализ высокочастотного излучения сильных землетрясений, проведенный в [Gusev, 2010] дает значения показателя Херста $H=0.71-0.80$, и спектрального скейлингового показателя $\beta=0.56-0.66$, значения достаточно хорошо согласованы с точки зрения теории. В работах [Любушин, 2009, 2010, 2011] проведен мультифрактальный анализ низкочастотного микросейсмического шума и определяется обобщенный показатель Херста, выявлены эффекты синхронизации

¹ Кода-волны – монотонно затухающий шлейф колебаний после прихода регулярных волн.

микросейсмических шумов на Японских островах после землетрясения на Хоккайдо 25.09.2003. В статье [Ponomarev et al., 1997] при анализе акустической эмиссии как модели сейсмического процесса в разломных зонах получена оценка $H=0.5-0.9$.

Исследование временной структуры вариаций геофизических рядов различной природы (объемных деформаций, кажущегося сопротивления, концентрации радона, уровней воды в скважинах и относительных вертикальных смещений), зарегистрированных в различных сейсмоактивных регионах проведено в статье [Смирнов и др., 2005]. В результате анализа выделены ритмические вариации и хаотический компонент. Хаотический компонент исследованных временных рядов интерпретируется как смесь случайного шума систем наблюдений и детерминированного хаоса. Исследованные временные ряды разделяются по своей размерности на две группы. Первая группа характеризуется величинами $D_c = 1.7-1.9$ и $m=3-4$ и включает в себя геофизические ряды, непосредственно отражающие деформационный процесс в литосфере. Ряды второй группы имеют различную физическую природу (электрическая проводимость, концентрация радона и др.), для них $D_c = 2.7-3.5$ и $m=4-7$. Делается вывод, что большие значения размерности в последнем случае отражают более сложное, композитное поведение систем, генерирующих соответствующие геофизические поля – к уравнениям, описывающим вариации напряженно-деформированного состояния среды, добавляются уравнения, специфические для каждого конкретного геофизического поля.

Серия работ, посвященных анализу геофизических временных рядов с точки зрения теории динамических систем опубликована Черепанцевым. В работе [Черепанцев, 2007] проведен анализ экспериментальных данных по вариациям кажущегося электрического сопротивления и относительного вертикального смещения поверхности в сейсмически активном регионе и получены оценки размерности динамических систем, определяющих их поведение в фазовом пространстве. Полученные величины размерности вложения $m = 7-8$ для вариаций кажущегося электрического сопротивления и $m = 6$ для вариаций относительного вертикального смещения поверхности могут характеризовать сложность динамической системы. Возможность выделения временной вариации отдельной компоненты геофизического поля – составляющей, связанной с рассмотрением временного ряда как отдельной проекции динамической системы рассмотрена в работе [Черепанцев, 2008a]. Проведенный анализ выделения вариаций динамической системы для записей относительных деформаций в различных точках сейсмически активных регионов Китая позволил оценить динамические параметры: размерность фазового пространства $m = 5-7$, корреляционную размерность, варьирующуюся в разных точках наблюдения $D_c = 2.6-3.5$. Возможность построения метода разделения компонент

динамической системы и наложенной на нее компоненты внешнего процесса с учетом инвариантных свойств динамической системы изучается в статье [Черепанцев, 2008б]. На основе использования скользящего окна сглаживания переменной длины при модельных расчетах и расчетах по реальным геофизическим данным показана применимость и эффективность данного метода.

Таким образом, применяя описанные методы, удастся выявить динамические свойства сейсмотектонических (а также других) систем и оценивать их характеристики по зарегистрированным временным рядам. В главе 4 описаны результаты применения этих методов для анализа временных рядов выделения сейсмической энергии [Захаров, 2010а], а в главе 5 – для анализа временных рядов GPS [Захаров, 2004, 2013а], что позволяет выявить внутреннюю иерархичность и самоподобие этих процессов.

Подобные методы широко применяются в совершенно разных областях знания. Применение этих методик к анализу процессов многолетних колебаний среднесуточных величин температуры и содержания растворенного кислорода в воде р. Томь позволило выявить, что колебания температуры воды на больших масштабах времени детерминированным процессом, а колебания содержания кислорода классифицированы как детерминированный хаос, в котором присутствуют квазипериодические сезонные колебания [Захаров, Исаев, 2010; Исаев, Захаров, 2011]. На основании анализа корреляционной размерности D_c и размерности вложения данных электроэнцефалограммы (ЭЭГ) были выявлены различия в динамических характеристиках электрической активности головного мозга здоровых детей, и детей с эпилепсией [Семенова, Захаров, 2010].

Все виды анализа, приведенные в данном разделе, применимы к исследованию не только временных рядов, но и любых самоаффинных функций: стратиграфических записей [Нургалиева, 2003; Нургалиева, Нургалиев, 2008; Lovejoy, Schertzer, 2007; Shang et al., 2009], данных по исследованию скважин [Нургалиева, 2008; Leonardi, Kimpel, 1998], сечений и поверхностей рельефа [Gagnon et al., 2006; Lovejoy, Schertzer, 2007], геофизических полей [Chamoli et al., 2007] и т. п.

1.9 Разработанные программные средства для реализации фрактального и динамического анализа

1.9.1 Программа FrAnGeo для вычисления фрактальной размерности и параметра b

Для анализа характеристик самоподобия сейсмического процесса (параметра b и фрактальной размерности D) использовалась авторская компьютерная программа FrAnGeo v.1.0 [Захаров, 2011г, 2012]. Рабочее окно программы представлено на рис. 1.24.

В программе реализован метод подсчета клеток и вычисление *клеточной* размерности по описанной выше методике. Есть возможность вычислить искомые характеристики для всей выбранной области, а также с помощью скользящего окна, параметры которого устанавливаются пользователем. Также пользователем определяются максимальный и минимальный размер клеток, который используется в процедуре исчисления клеточной размерности. Программа FrAnGeo может анализировать векторные объекты (контуры, речные сети, разломы и т.п.) в формате *.bln, точечные (каталоги землетрясений и т.п.). Для землетрясений, помимо фрактальной размерности эпицентрального поля, определяется также величина параметра b в законе Гутенберга–Рихтера и пространственная плотность очагов.

Результаты визуализируются в графическом окне, а также записываются в текстовый файл, в котором с выбранной дискретностью заносятся координаты центра скользящего окна (долгота, широта) и значение вычисленной характеристики: фрактальная размерность D , параметр b , поверхностная плотность точечных объектов. Таким образом, в результате выполнения нашей программы получаем *поле* изучаемых характеристик самоподобия, что отличает данный инструмент от огромного количества существующих аналогов.

Программа FrAnGeo v.1.0 также пригодна для фрактального анализа иных точечных и векторных объектов с географической привязкой.

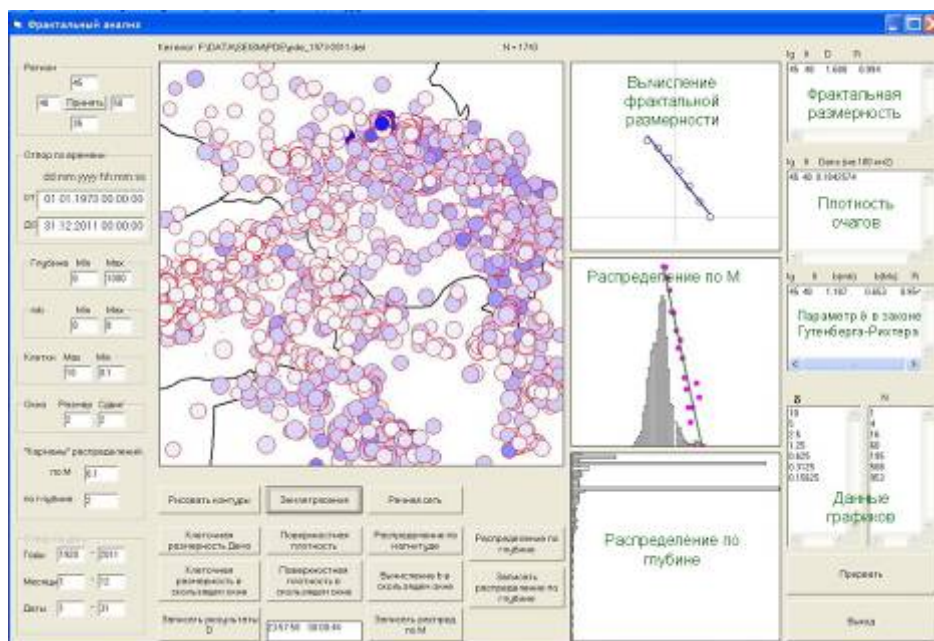


Рис. 1.24. Рабочее окно программы FrAnGeo.

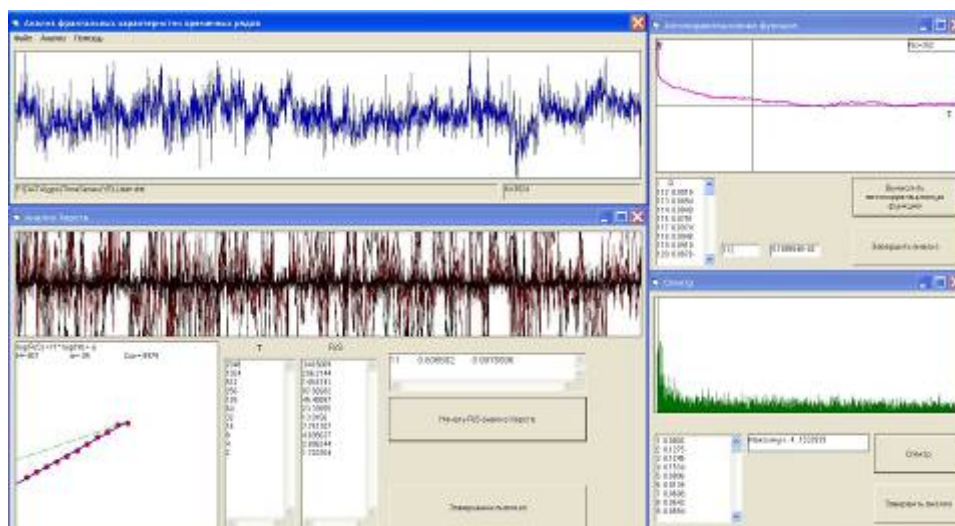


Рис.1.25. Рабочее окно программы FraTiS.

1.9.2 Программа *FraTiS* для фрактального анализа временных рядов

Для анализа характеристик самоподобия временных рядов: вычисления показателя Херста H , фрактальной размерности ряда D и анализа корреляционной размерности $D_c(m)$ использовалась авторская компьютерная программа *FraTiS* [Захаров, 2004]. Рабочее окно программы представлено на рис. 1.25.

Программа *FraTiS* может анализировать текстовые файлы табличного формата (состоящие из столбцов). Анализ Херста и вычисление фрактальной размерности ряда реализованы по методике, описанной в [Лукк и др., 1996]. Вычисляется также автокорреляционная функция и спектр. Результаты визуализируются в графическом окне, а также записываются в текстовое поле.

1.10 Выводы по главе 1

Таким образом, в геодинамике и сейсмотектонике **фрактальный анализ**:

- дает новое приближение для описания сложных объектов на языке математики;
- позволяет количественно характеризовать понятия «иерархичность» и «самоподобие», представление о которых на качественном уровне давно вошло в разные области знания, в том числе и в науки о Земле;
- в разломной тектонике позволяет увеличить возможности применяемых в ней численных методов, в частности, для сопоставления процессов деструкции на разных масштабных уровнях;
- позволяет проводить сравнения характеристик сети разломов региона с характеристиками эпицентрального поля землетрясений.
- позволяет использовать параметры степенных законов, характеризующих сейсмический процесс, для выявления изменения сейсмического режима и сопоставления режимов в различных регионах.

Анализ **динамических характеристик** геолого-геофизических временных рядов позволяет:

- различить стохастический и детерминированный динамический хаос или регулярное (хотя, возможно, и сложное) поведение, выявить степень хаотичности (сложности) системы;
- исследовать возможности, перспективы и ограничения прогноза, например динамики сейсмотектонических систем;
- на основании этого предложить возможные механизмы функционирования динамической системы, возможно работающие на разных масштабных уровнях, проводить построение моделей процессов;
- сопоставлять динамические характеристики систем с сейсмотектоническими и геодинамическими особенностями регионов.

ГЛАВА 2. САМОПОДОБИЕ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ ОТ ПЛИТ ДО БЛОКОВ

В настоящей главе рассмотрены закономерности, описывающие иерархию структур литосферы в широком диапазоне масштабов от тысяч до десятков километров.

2.1 Распределение литосферных плит по размерам

Литосферные плиты – тектонические структуры самого большого масштаба. Однако, как отмечалось в главе 1, размеры плит варьируются в весьма широком диапазоне от «мегаплит» до «микроплит». Вопрос о характере распределения по размерам литосферных плит рассматривается в работе [Bird, 2003], где предложена обновленная модель плит PB2002 (рис. 1.1). По сравнению с предыдущими моделями – RM2 [Minster, Jordan, 1978], NUVEL-1 [DeMets et al., 1990], PB1999 [Bird et al., 2002] количество плит в модели PB2002 увеличилось с 14 до 52 за счет введение в рассмотрение плит небольших размеров.

Кумулятивное распределение плит по площади (рис. 2.1) подчиняется степенному закону в диапазоне 0.002 – 1 стерадиан¹. Штриховая линия на рисунке соответствует зависимости

$$N \sim S^{-0.33},$$

где S – площадь (в стерадианах). Однако в области малых и больших размеров наблюдаются отклонения от однородного закона.

Данные предыдущей модели PB1999 [Bird et al., 2002] ложатся на ту же зависимость в диапазоне 0.07 – 1 стерадиан. Для модели PB1999 отклонение от однородного степенного закона наблюдалось для размеров < 0.07 стерадиан, однако для новой модели PB2002 в диапазоне 0.07 – 0.002 данные соответствуют однородному степенному закону. Это сопоставление указывает на то, что в области малых размеров это отклонение является артефактом, связанным с недостатком данных, необходимых для достоверного выделения плит таких масштабов. Если так, то должно быть больше плит (блоков, микроплит) малых размеров, которые надо «взять» у больших плит (Евразия, С.Америка и т. п.) или «найти» в областях, отнесенных к орогенам.

¹ Стерадиан – телесный угол, вырезающий на сфере, описанной вокруг вершины угла, поверхность, площадь которой равна квадрату радиуса сферы.

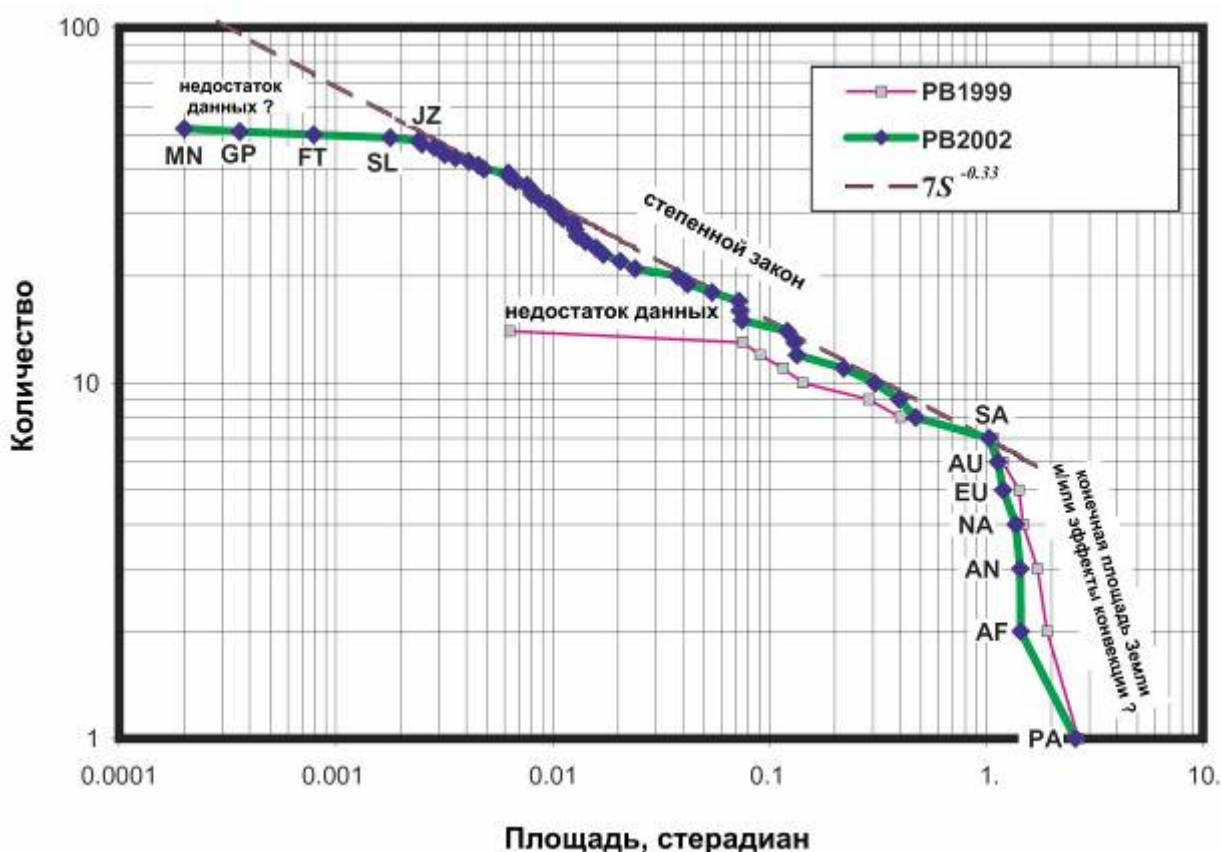


Рис. 2.1. Кумулятивное распределение плит по размерам для модели PB2002 (синие ромбы) и модели PB1999 (серые квадраты). Штриховая линия соответствует однородному степенному закону с показателем $\alpha = 0.33$. По [Bird, 2003], с изменениями.

В области «больших» размеров также наблюдается значительное отклонение от однородного степенного закона. В эту область попадают все основные крупные плиты. Это отклонение может быть следствием того, что на этих масштабах проявляются другие закономерности (не степенные), или здесь проявляется самоподобие с другими количественными характеристиками. В этом случае необходимо искать разные физические (тектонические) механизмы для объяснения закономерностей на разных масштабах.

Однако в работе [Sornette, Pisarenko, 2003] с «говорящим» названием «Фрактальная тектоника плит» (“Fractal Plate Tectonics”) показано, что применение распределения с постоянной суммой (в данном случае – 4π для суммарной площади поверхности Земли) позволяет в рамках **единого обобщенного** степенного закона описать наблюдаемое распределение плит по размерам (рис. 2.2):

$$F(S) = (a/S)^\mu, \quad (2.1)$$

F – вероятность, $S > a$, при значениях параметров $a = 0.002$, $\mu = 0.25$ (что соответствует случайному разбиению сферической поверхности).

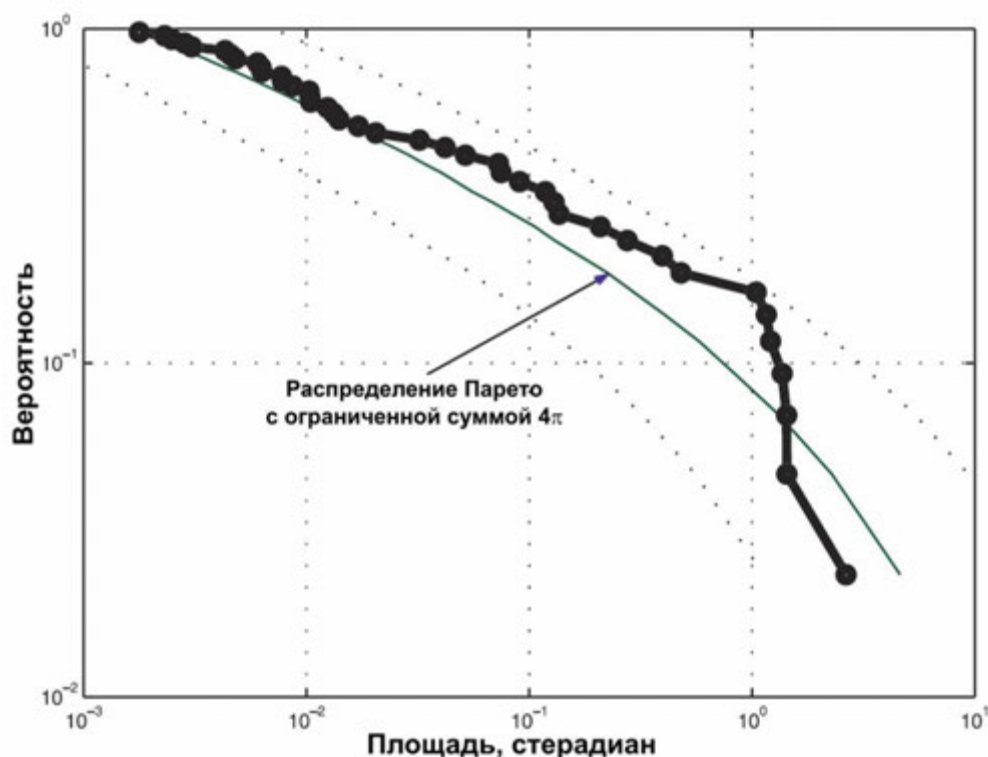


Рис. 2.2. Распределение Парето с $\mu = 0.25$ с ограниченной суммой 4π . Боковые штриховые линии показывают доверительный интервал. По [Sornette, Pisarenko, 2003], с изменениями.

Таким образом, в области больших размеров плит отклонение от однородного закона связано, по-видимому, с ограниченностью размеров поверхности Земли. Физическое основание этого, возможно, связано с мантийной конвекцией. Отклонение проявляется для плит, которые имеют размер порядка радиуса Земли. Это – характерный размер ячейки мантийной конвекции, а плиты бóльшего размера, возможно, из-за этого нестабильны. Отметим, что это лучше согласуется с общемантийной или смешанной конвекцией, чем с двухслойной [Bird, 2003].

Аналогия процесса образования плит с развитой гидродинамической турбулентностью и другими процессами, в которых есть поступление энергии в систему и ее диссипация, рассматривается в работе [Голицын, 2008].

Простые опыты по случайным разбиениям поверхности на полигоны, проведенные автором, дали кумулятивные распределения их по площадям, сходные с распределениями для литосферных плит, приведенные в [Bird, 2003]. Параметр распределения имеет значения $\alpha \leq 0.5$, близкие к значению $\alpha=0.33$, т. е. падение кумулятивных распределений достаточно медленное с ростом площадей (рис. 2.3). Отсюда делается вывод, что рассматриваемый вид распределения для плит характерен для случайных геометрических разбиений поверхностей.

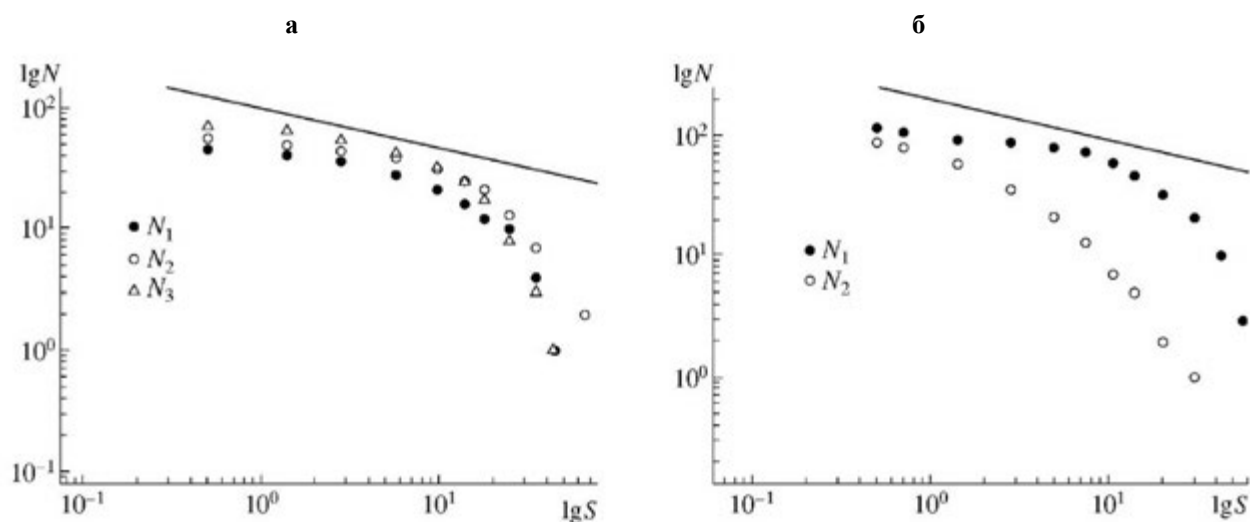


Рис. 2.3. Кумулятивное распределение элементов по площадям: *а* – случайного разбиения листов бумаги; *б* – кусочков скорлупы яйца. Единица площади 0.25 см^2 . По [Голицын, 2008].

Возможна также следующая интерпретация. Согласно современным представлениям [Хаин, 2001; Хаин, Ломизе, 2005], образование, распад, движение и взаимодействие плит связан с конвекцией в мантии. Характер и стиль конвекции определяется значением безразмерного числа Релея Ra . Для развитой регулярной конвекции $Ra \sim 10^4$. При $Ra \sim 10^5$ – 10^6 конвекция становится нерегулярной (хаотической). Оценки числа Рэлея для верхней мантии дают значение $Ra \geq 10^6$, для нижней мантии $Ra \sim 10^7$ – 10^8 [Теркот, Шуберт, 1985; Fowler, 2005]. Таким образом, имеются веские доводы в пользу того, что конвекция в мантии, возможно, носит хаотический характер. Косвенно это проявляется и в том, что геометрические соотношения для размеров плит подчиняются соотношениям, характерным для случайных разбиений.

Таким образом, единый степенной закон для распределения плит указывает на самоподобную иерархию плит от самых больших до самых маленьких размеров, которая является результатом самоорганизации при образовании, движениях и распаде плит.

Тектоника плит должна учитывать **динамическую** модель, включающую **создание, фрагментацию и распад** плит, которые могут идти в **широком диапазоне** масштабных уровней.

2.2 Аккреционная тектоника и фрактальные характеристики террейнов

2.2.1 Понятие террейна

На активных окраинах происходили и продолжают происходить два взаимосвязанных процесса – роста континентальной коры и уничтожения океанической. Изучение современных и палео-активных окраин континентов приводит к более ясному пониманию этих процессов.

Наращивание континентальной коры происходит на активных окраинах за счет причленения участков океанической коры и ее неоднородностей (офиолиты, океанические острова и подводные горы, поднятия, микроконтиненты, островные дуги). Прибавление массы континентальной коры обусловлено также вулканизмом субдукционных зон. В этом сложном процессе происходит и разрушение континентальной окраины за счет субдукционной эрозии и сноса осадков в желоб и затягивание их в зону субдукции. Вместе с тем происходит возврат эродированной части континентальной коры: аккреционные призмы надвигаются на активную окраину. Во всех случаях необходимо относительное встречное смещение активной окраины континента и океанической литосферы и ее поглощение с дневной поверхности. Этот процесс сопровождается высокой сейсмической активностью, способствующей аккреционному смещению блоков, ускорению процессов эрозии и сноса осадков, уплотнению аккреционных призм и т.п. Закрывшиеся палеоокеаны оставили свои следы, нарастив континенты, например, в Алтае-Саянской складчатой области, Прибайкалье, на Урале, в Альпийском поясе.

В зависимости от соотношения скоростей перечисленных процессов активная континентальная окраина может как наращиваться, так и сокращаться. Одновременное действие противонаправленных процессов роста и уничтожения приводят к сложной структуре формирующихся объектов. Поэтому, по нашему мнению, представляет интерес количественные оценки столь сложного взаимодействия. Эта сложность будет проявляться, в том числе, и в прихотливости форм и изрезанности границ, для анализа которых разработан аппарат фрактальной геометрии [Мандельброт, 2002; Turcotte, 1997].

В настоящем разделе изложены результаты работ [Вадковский, Захаров, 2003а, 2003б, 2003в; Вадковский и др., 2001, 2002, 2003а, 2003б; Захаров, Вадковский, 2013], посвященных оценке количественных параметров самоподобия террейнов на основании фрактального анализа и их сопоставление с тектоническими характеристиками.

Геологическими исследованиями установлено, что активные окраины представляют собой нагромождение (коллаж) блоков, надвинутых на континентальную окраину. Эти блоки называют *террейнами*. Несмотря на широкое употребление термина «террейн», не существует его однозначного определения. Согласно работе [Зоненшайн, Кузьмин, 1992, стр. 149] «террейном можно, по-видимому, назвать блок любых (но в разумных пределах) размеров, который включен в состав складчатого пояса, который отделен от окружающих одновозрастных или более древних пород тектоническими контактами и который по составу слагающих его горных пород, их структуре, происхождению, геохимической, палеобиогеографической, палеомагнитной характеристикам резко отличается от вмещающих отложений или смежных блоков». В

этой же работе подчеркивается **условность разграничения** понятий «микроконтиненты» и «террейны». Иными словами, объективных критериев для такого разделения, по-видимому, не существует.

Террейнами (в широком смысле) называют геологические тела, отделенные выраженной тектонической границей от соседних тел и имеющие отличные от них литолого-стратиграфическое строение [Moore, 1992; Nokleberg et al., 1994]. Террейны имеют различный генезис и собственную историю. Некоторые из них представляют собой реликты океанической коры (офиолиты) и ее неоднородности (вулканические острова, поднятия), другие представлены континентальными структурами (микроконтиненты, осколки кратонов) или сформировались в процессе субдукции (аккреционные призмы, островные дуги) [Соколов, 1992, 2003; Соколов и др., 1997, 2001].

Обстановки формирования активных окраин также различны [Хаин, Ломизе, 2005], зависят от направления и скорости субдукции, ее фазы, угла наклона, от геометрии желоба, наличия трансформных разломов, от неоднородностей на субдуцирующей океанической коре и т.п. Согласно многочисленным палеомагнитным данным, некоторые террейны (террейны-странники) совершили огромный путь в тысячи километров, прежде чем оказались на активной окраине [Храмов, 1982; Ben-Avraham et al., 1981; Pechersky et al., 1997], другие (может быть, террейны-сидельцы?) проделали совсем небольшой путь – десятки и сотни километров. Некоторые террейны испытали вращение относительно соседних террейнов или блоков. Часть террейнов раскололась, став суб-террейнами, прежде чем оказались на активной окраине (например, Врангелия, Омолон), другие раскалывались в процессе аккреции. Значительные по размеру террейны иногда называются «супертеррейнами».

В известной мере, неопределенность термина «террейн» отражает сложность и разнообразие аккреционной тектоники и процесса формирования активных окраин.

2.2.2 Распределение террейнов по размерам

Для анализа самоподобных свойств террейнов использовались ГИС-проекты, объединяющие геологические, геофизические и тектонические данные для северо-востока России от Чукотки до Приморья и запада Северной Америки, от Аляски до Калифорнии, подготовленные большими коллективами авторов – геологами, геофизиками России, Японии, Канады, США [Geographic..., 1999]. В базах данных для каждого объекта указаны его геологический возраст и тектонический тип, для большинства указаны возраст образования и время причленения, а также рассчитаны его площадь и периметр. На рис. 2.4 показана схема северного обрамления Тихого океана, на которой видны террейны

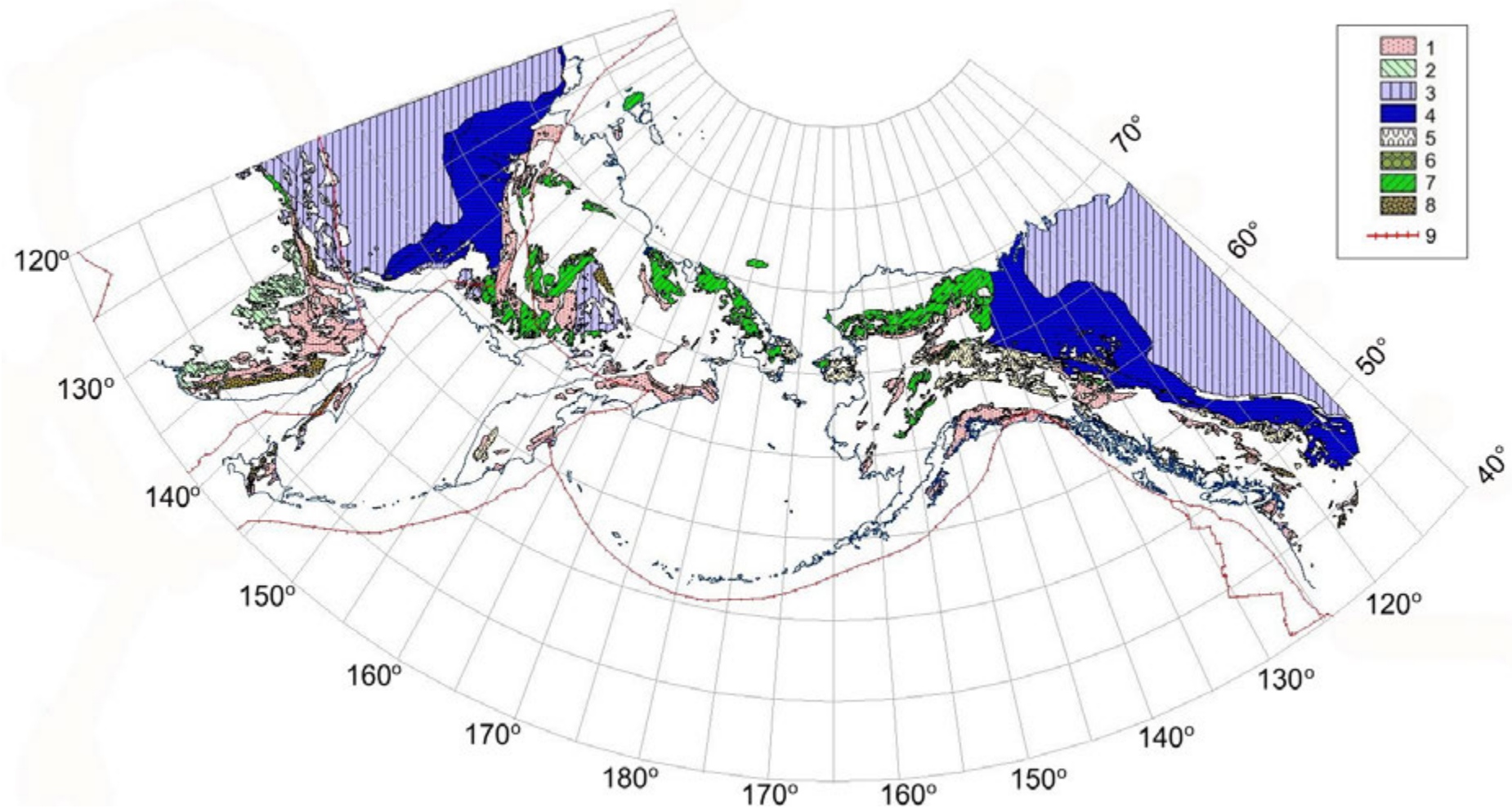


Рис. 2.4. Упрощенная схема террейнов северного обрамления Тихого океана, по [Geographic..., 1999].

1—аккреционная призма; 2—окаинно-континентальный пояс; 3—кратон; 4—окаина кратона; 5—метаморфический комплекс; 6—океаническая кора, офиолиты, подводные горы; 7—пассивная континентальная окаина; 8—турбидитовый бассейн; 9—границы плит по [Bird, 2003].

разного размера и происхождения, общее количество объектов в этой обобщающей базе $N=2992$. Для Аляски и северо-западной Канады приводятся также более детальные базы данных, которые в нашей работе анализируются отдельно, количество объектов в них $N=1763$ и $N=12244$ соответственно. Такие объемы совокупностей данных позволяют проводить их статистический анализ достаточно достоверно.

Свойства совокупности объектов характеризует вид и параметры распределений. Для оценки свойств совокупности террейнов мы строили их распределения по размерам и вычисляли параметры этих распределений. На рис. 2.5 показано частотное распределение количества террейнов по величине площади и периметра в двойном логарифмическом масштабе. Здесь и далее площадь, периметр и статистические характеристики террейнов даны в условных единицах. Это распределение имеет выраженный асимметричный характер и значимо скошено в сторону больших значений. Оно существенно отличается от нормального распределения (которое показано на рисунке линией) тем, что вклад объектов с размерами, лежащими правее максимума (моды), относительно велик. Характеристики распределений представлены в таблице 2.1.

Таблица 2.1. Характеристики распределений террейнов по площади

Регион	Количество	Диапазон значений	Среднее	Мода	Медиана	Дисперсия
Северное обрамление Тихого океана	2992	0.005–12454.1	34.5 ± 6.5	0.6	3.9	124679.6
Аляска	1763	0.006–2857.9	8.4 ± 1.8	1.3	0.8	5944.4
Северо-западная Канада	12244	0.027–49.0	1.6 ± 0.05	0.1	0.26	30.3

В двойном логарифмическом масштабе правый склон хорошо аппроксимируется прямой линией, что указывает на степенной характер закона распределения, который охватывает около двух порядков по величине площади и имеет вид:

$$N \sim S^{-\gamma}, \quad (2.2)$$

где γ – параметр распределения. Для периметра характер распределения аналогичный.

Как обсуждалось в разделе 1.6, такие характеристики распределения свидетельствуют, об **отсутствии** каких-либо **выделенных, характерных** размеров в совокупности террейнов: образуются террейны всех размеров, и «среднего» террейна не существует.

Если распределение дискретной величины носит степенной характер, то для его количественной характеристики можно вычислять показатели степени частотного (γ) или кумулятивного ($\alpha = \gamma - 1$) распределения, как это описано в разделе 1.6. Пример частотного распределения и определения параметра в законе (2.2) для террейнов северо-запада Канады показан на рис. 2.6, $\gamma = 1.70$.

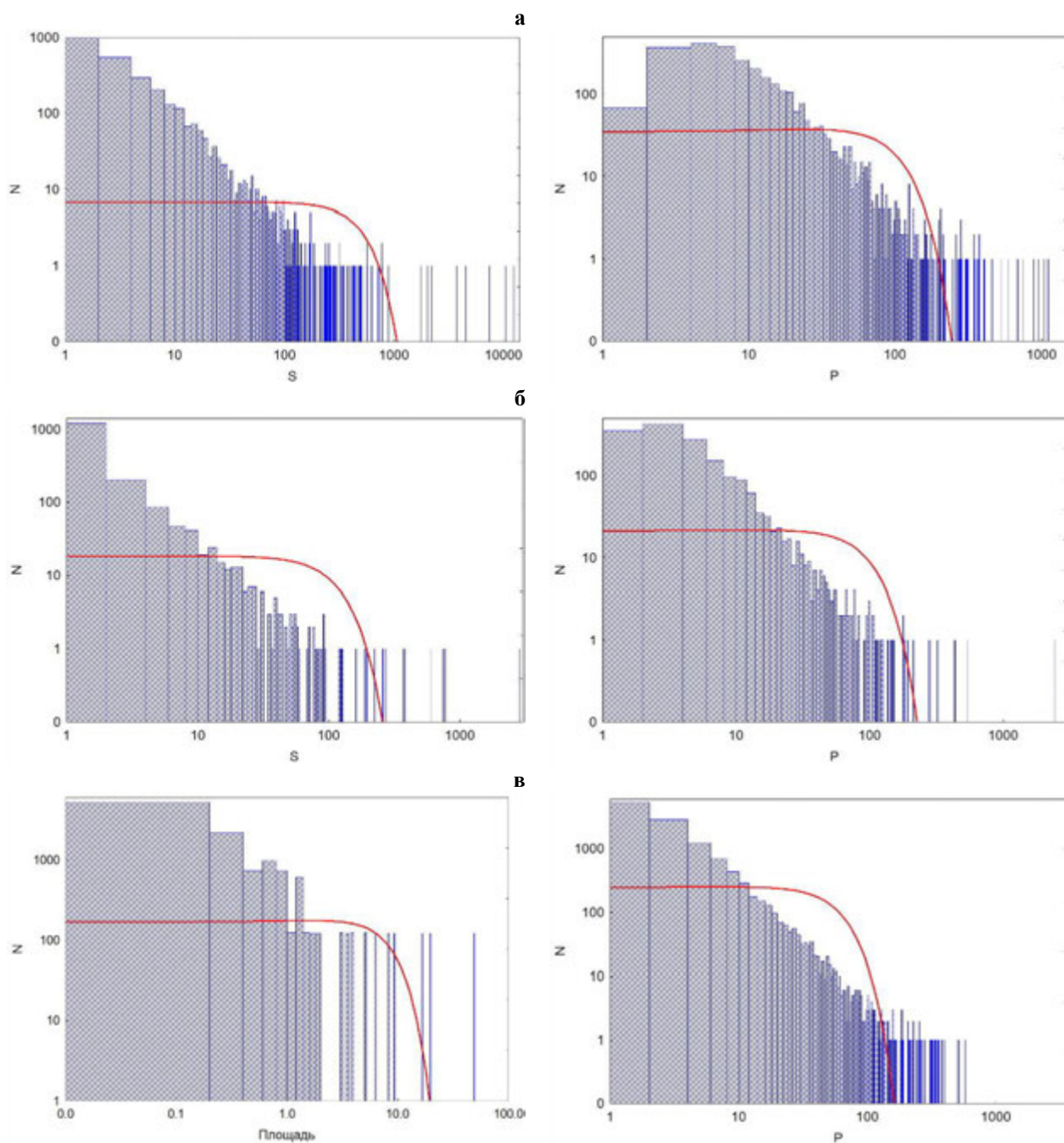


Рис. 2.5. Частотное распределение террейнов по площади (слева) и периметру (справа) для множества террейнов *а* – северного обрамления Тихого океана; *б* – Аляски; *в* – северо-запада Канады. Линией показано нормальное распределение с теми же средним и дисперсией. Площадь и периметр даны в условных единицах.

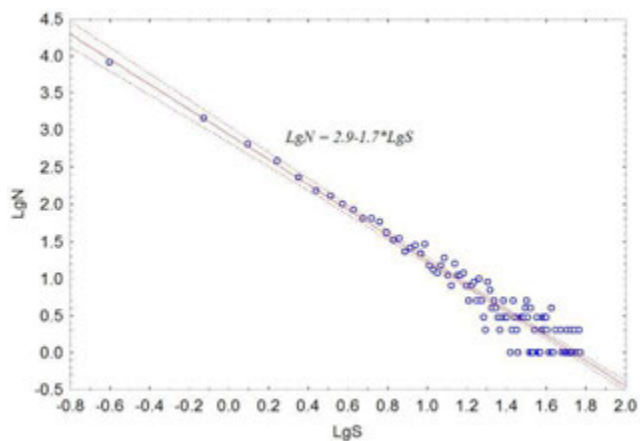


Рис. 2.6. Определения параметра в частотном распределении (2.2) для террейнов северо-запада Канады, $\gamma = 1.70$. Площадь дана в условных единицах.

Кумулятивное распределение террейнов по площади для исследуемых районов представлено на рис. 2.7. Видно, что эти распределения обладают одинаковыми особенностями: они «загибаются» вниз в области малых и больших значений площади. Такое изменение наклона распределения может быть связано как с особенностью и качеством данных, так и с тем, что на разных масштабах процессы идут по-разному, что и отражается в количественных характеристиках распределений.

В области «малых» масштабов наблюдается отклонение от однородного закона: точки лежат ниже аппроксимирующей зависимости, т.е. данных как бы «не хватает». Такое отклонение в зоне малых масштабов является характерным и широко распространенным при анализе данных любой природы. Обычное объяснение состоит в том, что это является проявлением ограничения на качество и точность исходных данных: объекты «маленькие», поэтому при данной точности исследований их не обнаружили. На это указывает и тот факт, что на самых малых масштабах кумулятивная кривая идет горизонтально. Отметим, что при более детальных исследованиях кумулятивное распределение на малых масштабах может «подтянуться» к тому же однородному степенному закону, как это описано в работе [Bird, 2003] при анализе распределения плит по размерам (см. раздел 2.1).

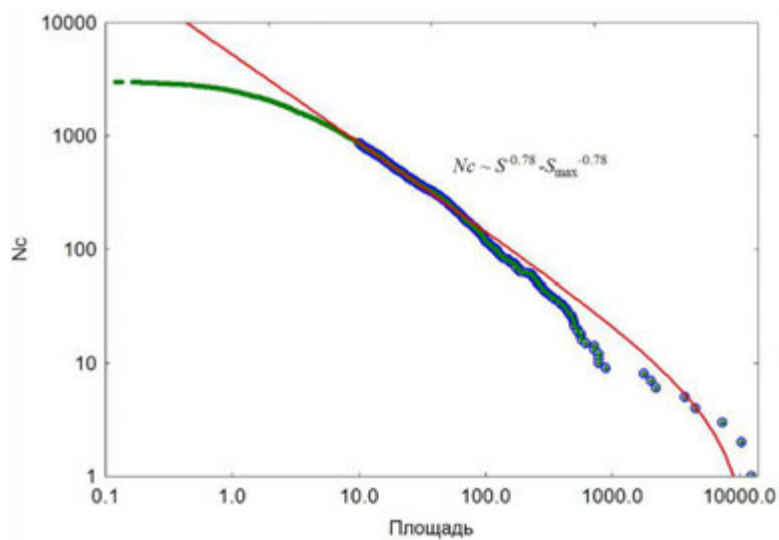
В области больших значений причина отклонения, как представляется, другая: оно связано с описанной в разделе 1.6 чувствительностью кумулятивных распределений к ограниченности реальных выборок по максимальному значению. На это указывает и то обстоятельство, что подобное «загибание» характерно не только для распределения террейнов по размерам, но и для распределения плит по размерам [Bird, 2003], а так же, как будет показано ниже, для статистики островов и континентов. Применение степенного распределения по площади с максимальным элементом $S_{\max}$ позволяет описать исследуемую совокупность (начиная с некоторого масштаба, определяемого качеством исходных данных) **однородной** степенной зависимостью вида (1.35)

$$N_C \sim S^{-\alpha} - S_{\max}^{-\alpha}, \quad (2.3)$$

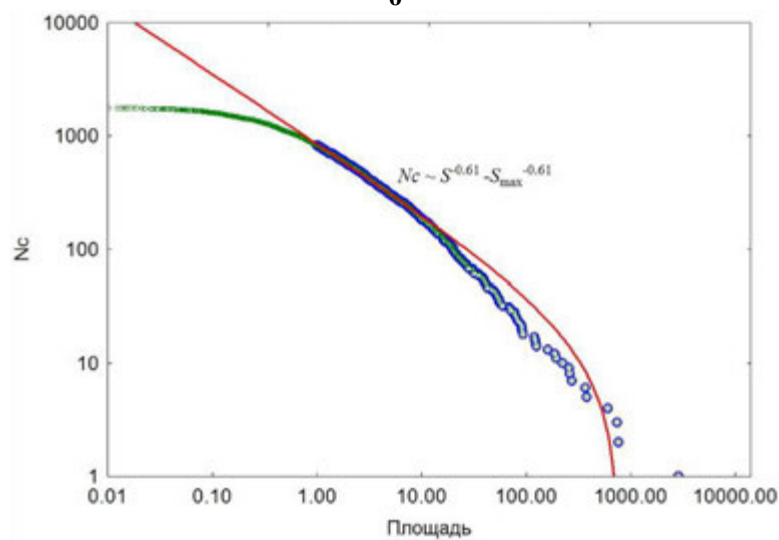
которая также представлена на рисунке. Это, по нашему мнению, указывает на **единство** процесса формирования и эволюции террейнов в широком диапазоне размеров (по крайней мере, от 3 порядков, от средних до самых больших) [Захаров, Вадковский, 2013].

Параметр α в законе (2.3) принимает следующие значения: для множества террейнов всего северного обрамления Тихого океана $\alpha = 0.78 \pm 0.01$, для Аляски $\alpha = 0.61 \pm 0.01$, для северо-запада Канады $\alpha = 0.69 \pm 0.01$. Параметры в степенных законах, полученные для частотного и кумулятивного распределения достаточно хорошо согласуются: например, для террейнов северо-запада Канады $\gamma = 1.70$ (рис. 2.6), $\alpha = 0.69$ (рис. 2.7e), т.е. $\gamma \approx \alpha + 1$, что соответствует (1.33).

а



б



в

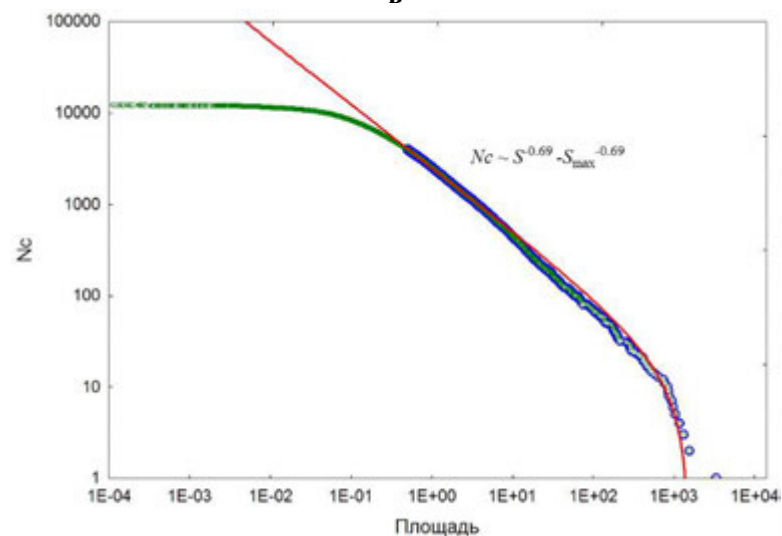


Рис. 2.7. Кумулятивное распределение террейнов по площади. Зеленые точки – распределение во всем диапазоне масштабов. Синие точки – данные в диапазоне средних и больших масштабов и аппроксимирующий степенной закон вида (2.3) (красная линия) для множества террейнов а – северного обрамления Тихого океана ($\alpha = 0.78 \pm 0.01$; б – Аляски ($\alpha = 0.61 \pm 0.01$); в – северо-запада Канады ($\alpha = 0.69 \pm 0.01$). Площадь дана в условных единицах.

2.2.3 Самоподобие и фрактальная размерность множества террейнов

При внимательном рассмотрении карты террейнов (рис. 2.4) видно, что каждый террейн из всего неупорядоченного множества уникален, в том числе по геометрической форме контура и размерам. В то же время степенной характер распределений по размерам указывает на определенную масштабную инвариантность рассмотренной совокупности.

Для характеристики сложности форм и изрезанности границ множества террейнов использовалась фрактальная размерность. Поскольку мы анализируем совокупность террейнов, плотно заполняющих поверхность, подобно фрактальной «плитке», и в базах данных имеются сведения о площади и периметре каждого объекта, то нами вычислялась размерность, определяемая по соотношению площади и периметра. Методика ее определения описана в разделе 1.6.

Для определения фрактальной размерности для множества террейнов строилась эмпирическая зависимость площади S от периметра P . В двойном логарифмическом масштабе зависимость $\lg(S)$ от $\lg(P)$ хорошо аппроксимируется прямой линией, фрактальная размерность контура вычисляется по соотношению (1.30) (рис. 2.8). Определенная по множеству террейнов северного обрамления Тихого океана ($N = 2993$) фрактальная размерность $D = 1.33 \pm 0.01$ (рис. 2.8а). Аналогичные зависимости установлены для множества террейнов Аляски ($N = 1764$, $D = 1.30 \pm 0.01$, рис. 2.8б) и северо-западной Канады ($N = 12244$, $D = 1.24 \pm 0.01$, рис. 2.8в). Для всех случаев коэффициент корреляции $R > 0.98$, статистическая значимость по критерию Стьюдента $St > 200$, что существенно превышает пороговое значение, равное 3 и указывает на достоверность результатов. Значение D для Аляски уточнено по отношению к полученному нами в предыдущих работах [Вадковский, Захаров, 2003а, 2003б, 2003в; Вадковский и др., 2001, 2002, 2003а, 2003б], за счет более корректного выделения именно террейнов из базы данных тектонических единиц [Захаров, Вадковский, 2013].

Отметим особенность, которая ярче всего проявляется на зависимости $\lg(S)$ от $\lg(P)$ для северо-западной Канады: она имеет некоторый излом в средней части. Для этой зависимости были построены аппроксимирующие прямые в разных диапазонах масштабов, т.е. зависимость аппроксимировалась кусочно-линейной функцией (рис. 2.8г), и вычислялись значения D). Масштаб, на котором происходит излом графика, определяется с помощью пакета STATISTICA. Для больших масштабов $D = 1.37 \pm 0.01$, что хорошо соотносится с размерностями других рассмотренных районов. Для меньших масштабов значение $D = 0.93 \pm 0.01$ близко к 1, что указывает, по всей видимости, на ограничения точности исходных данных: при таком масштабе рассмотрения

анализируемые контуры не фрактальны (вследствие построения). Отметим, что масштаб перехода от фрактальной к нефрактальной геометрии анализируемых контуров для данного региона соответствует масштабу, на котором кумулятивное распределение отклоняется вниз от однородного степенного закона (рис.2.7). Это, как представляется, подтверждает наше мнение о том, что отсутствие фрактальных характеристик распределений на малых масштабах связано именно с недостаточной точностью данных.

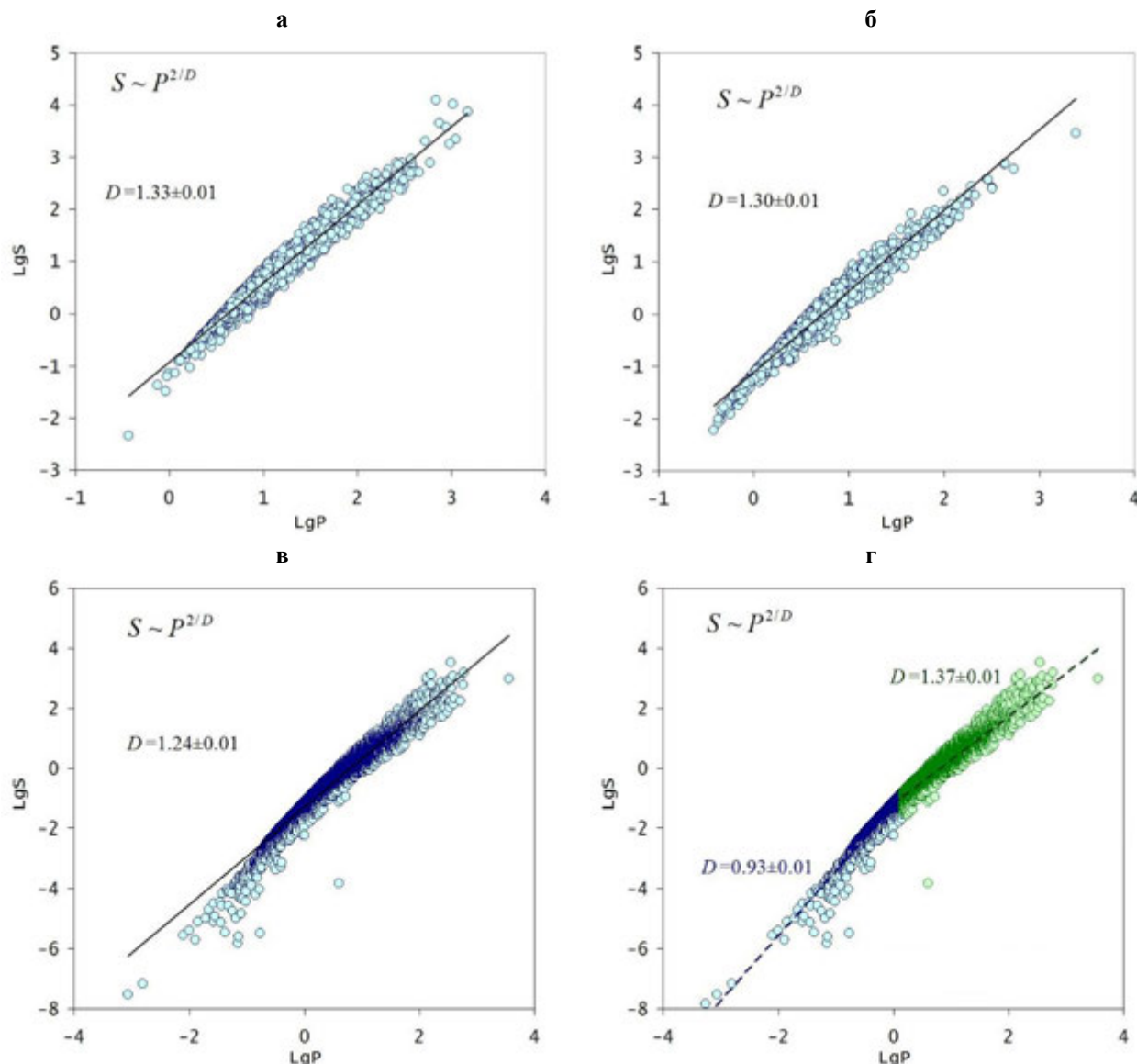


Рис. 2.8. Зависимость площадь-периметр в двойном логарифмическом масштабе и фрактальная размерность для множества террейнов а - северного обрамления Тихого океана ($D = 1.33 \pm 0.01$); б – Аляски ($D = 1.30 \pm 0.01$); в – северо-западной Канады ($D = 1.24 \pm 0.01$); г – для северо-западной Канады аппроксимация кусочно-линейной функцией и фрактальная размерность в разных диапазонах масштабов. Прямыми линиями показаны зависимость вида (1.30), площадь и периметр даны в условных единицах.

2.2.4 Зависимость фрактальной размерности от типа пород и от типа террейна

Нами определялась зависимость фрактальной размерности D террейнов в зависимости от типа слагающих пород: plutonic, volcanic, sedimentary and metamorphic. Результаты для террейнов северо-западной Канады представлены на

рис. 2.9. Можно выделить по значениям фрактальной размерности три группы террейнов (в порядке убывания значений D): осадочные, вулканические и метаморфические, plutонические. Это связано, вероятно, с меньшей прочностью осадочных пород, что приводит в процессе взаимодействия с соседними тектоническими единицами к большей изрезанности границ.

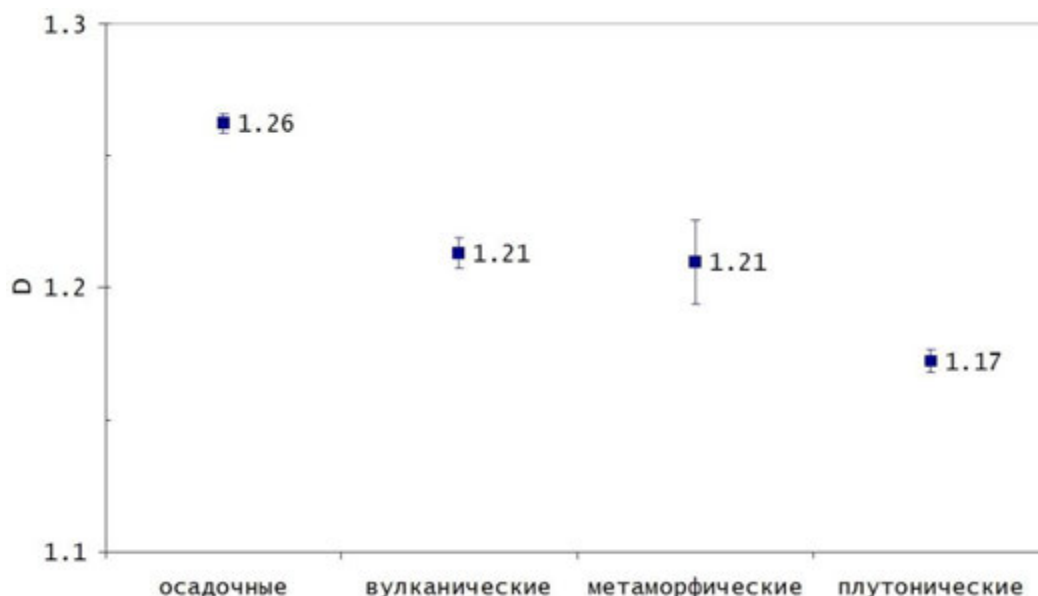


Рис. 2.9. Зависимость фрактальной размерности D террейнов северо-западной Канады от типа пород.

В ходе работы определены также фрактальные размерности для множеств террейнов разного типа. Зависимости $Lg(S)$ от $Lg(P)$ для разных типов террейнов северо-западной Канады представлены на рис. 2.10. На рисунке видно, что для всех типов террейнов зависимость в двойном логарифмическом масштабе носит линейный характер и можно применять соотношение (1.30) для вычисления фрактальной размерности D . Хотя нами не выявлено зависимости D от количества объектов N в совокупности, от количества объектов зависит только погрешность вычисления D (рис. 2.11), для большей достоверности и уменьшения ошибок оценки проводились только в том случае, если количество террейнов этого типа в базе превышало 100.

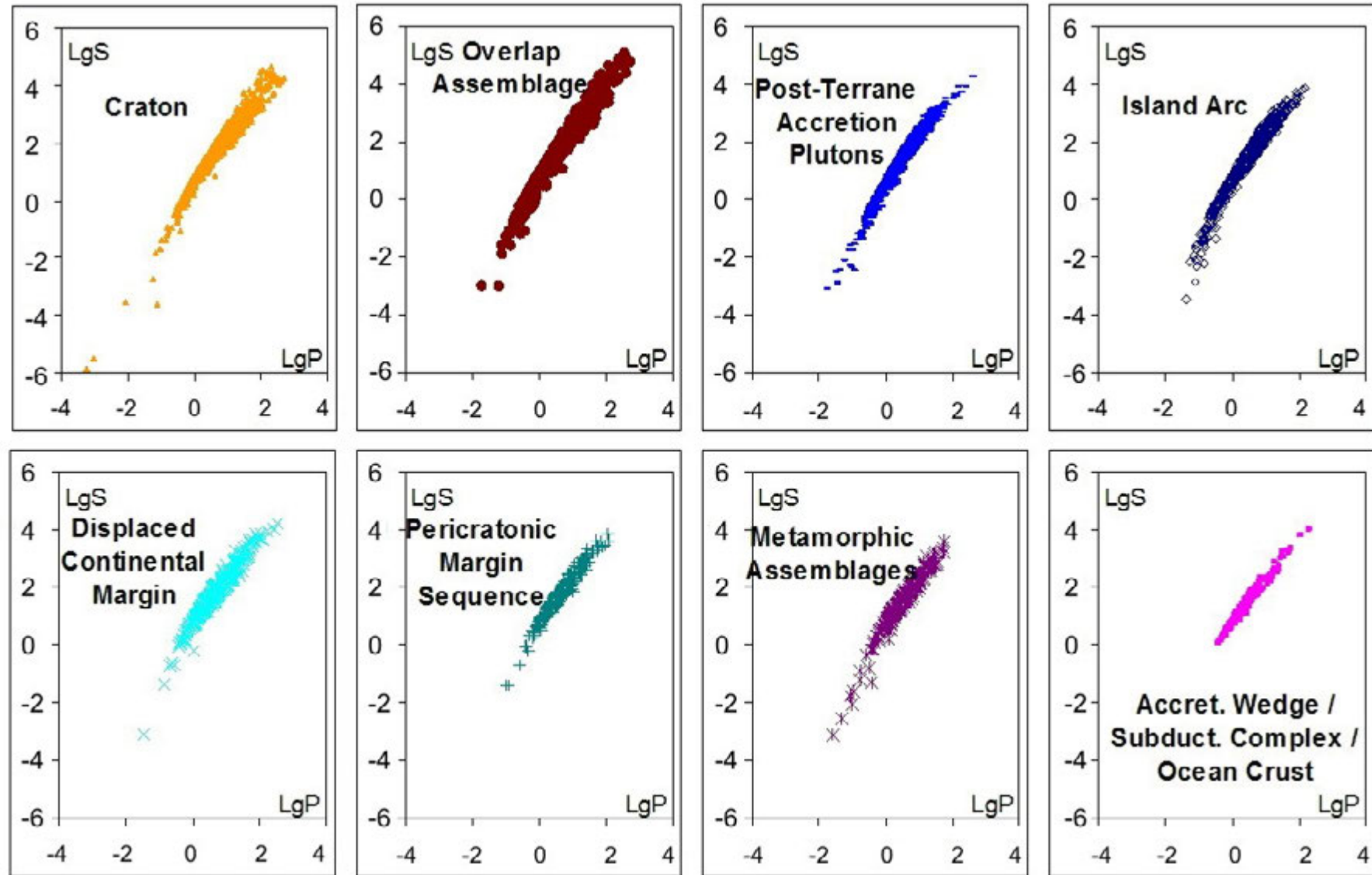


Рис. 2.10. Зависимость площадь-периметр в двойном логарифмическом масштабе для разных типов террейнов северо-западной Канады.

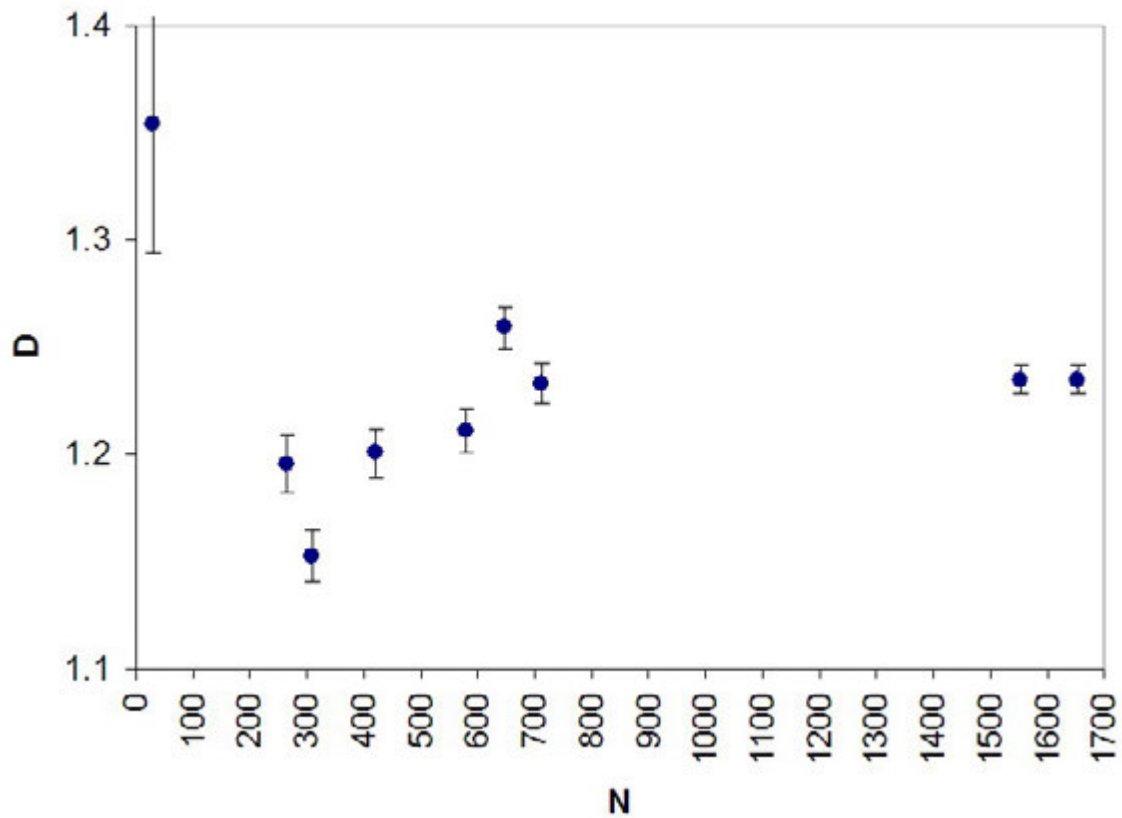


Рис. 2.11. Зависимость фрактальной размерности D от количества объектов в выборке для террейнов северо-западной Канады.

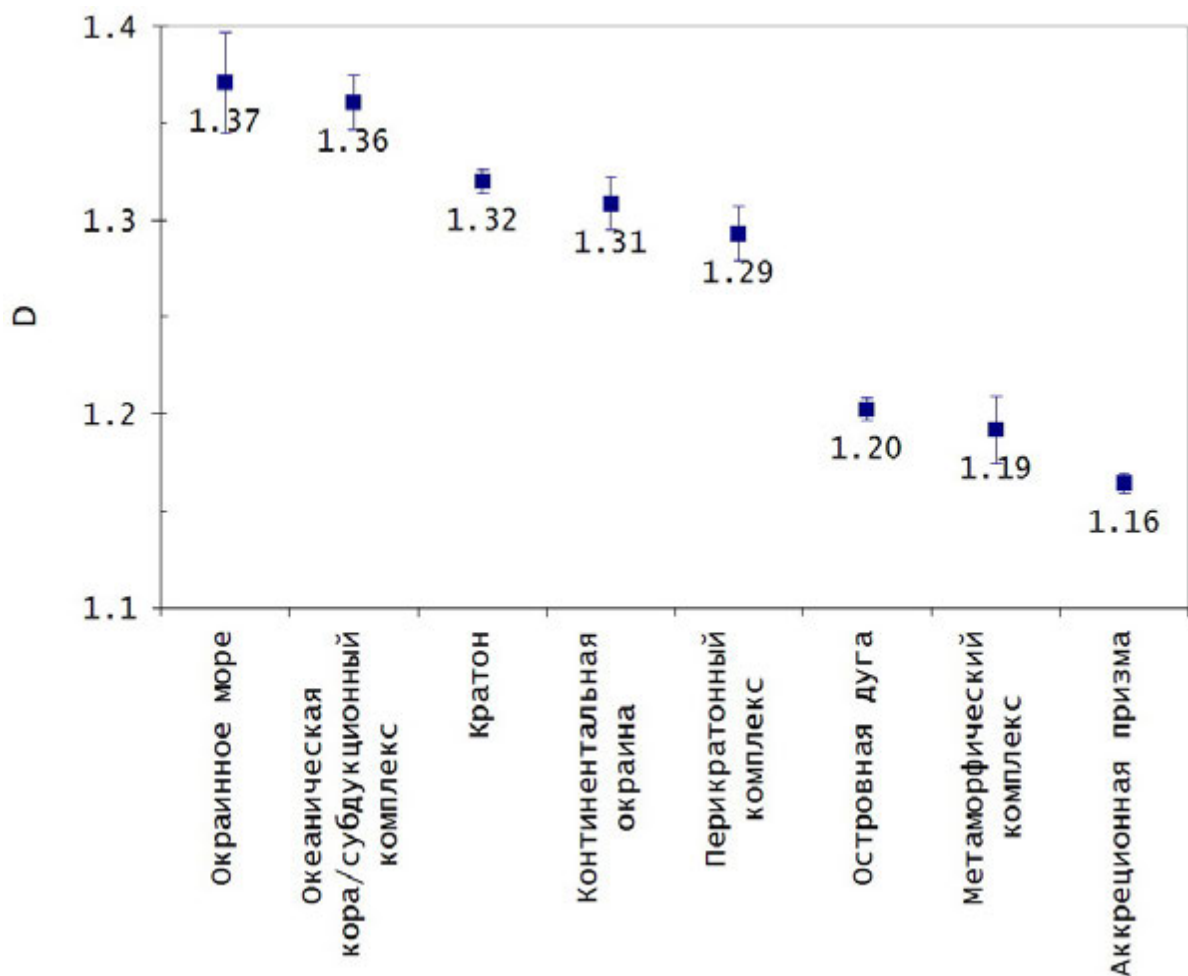


Рис. 2.12. Фрактальная размерность D различных типов террейнов северо-западной Канады.

Результаты представлены для террейнов северо-западной Канады в таблице 2.2 и на рис. 2.12, значения фрактальной размерности варьируются от $D = 1.16$ для аккреционных призм до 1.36–1.37 для фрагментов океанической коры. Здесь также можно выделить по значениям фрактальной размерности три группы террейнов. Относительно пониженные значения соответствуют метаморфическим комплексам, островным дугам, в которых много плутонических и вулканических пород. Относительно повышенные значения характеризуют террейны, представляющие собой фрагменты океанической коры и субдукционных комплексов. Промежуточные значения D (но ближе повышенным значениям) характерны для кратонов и континентальных окраин, в составе которых много осадочных пород. Это достаточно хорошо согласуется с разделением по типу пород, полученным выше. Исключение составляет относительно низкие значения D для аккреционных призм, в которых много осадочных пород и турбидитов

Таблица 2.2. Фрактальная размерность D различных типов террейнов северо-западной Канады.

Тип террейна	N	D	ΔD
Окраинное море (Oceanic Marginal Basin)	151	1.37	0.03
Аккреционная призма (Accretionary Wedge)	180	1.16	0.01
Океаническая кора / субдукционный комплекс (Accretionary Wedge / Subduction Complex / Ocean Crust)	241	1.36	0.01
Метаморфический комплекс (Metamorphic Assemblages)	323	1.19	0.02
Перикратонный комплекс (Pericratonic Margin Sequence)	369	1.29	0.01
Континентальная окраина (Displaced Continental Margin)	516	1.31	0.01
Островная дуга (Island Arc)	1996	1.20	0.01
Кратон (Craton)	2470	1.32	0.01

2.2.5 Зависимость фрактальной размерности от времени приращения террейнов

В ходе работы определены также фрактальные размерности для множеств террейнов в зависимости от времени приращения к активной окраине. Зависимости $\lg(S)$ от $\lg(P)$ террейнов северо-западной Канады для разного времени приращения представлены на рис. 2.13. На рисунке видно, что эти зависимости в двойном логарифмическом масштабе носят линейный характер для всех возрастов и можно применять соотношение (1.30) для вычисления фрактальной размерности D .

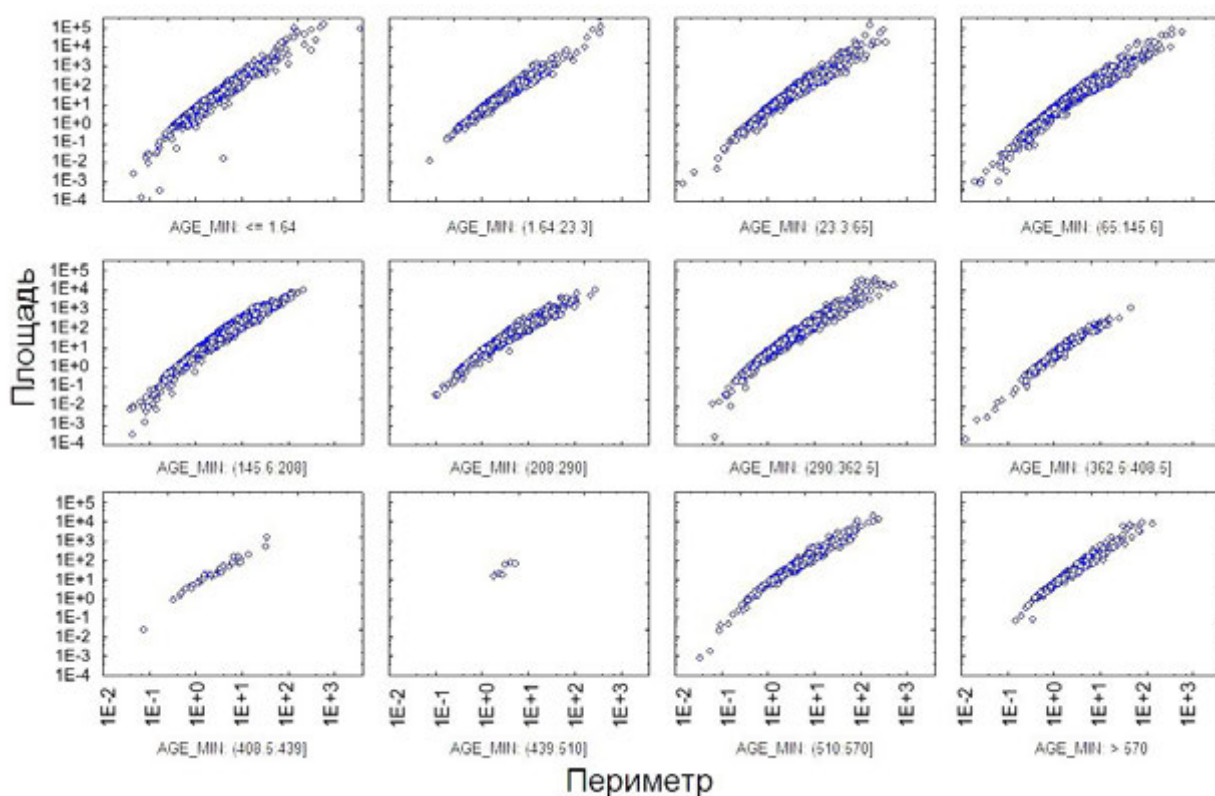


Рис. 2.13. Зависимость площадь-периметр в двойном логарифмическом масштабе для разного времени приращения террейнов северо-западной Канады.

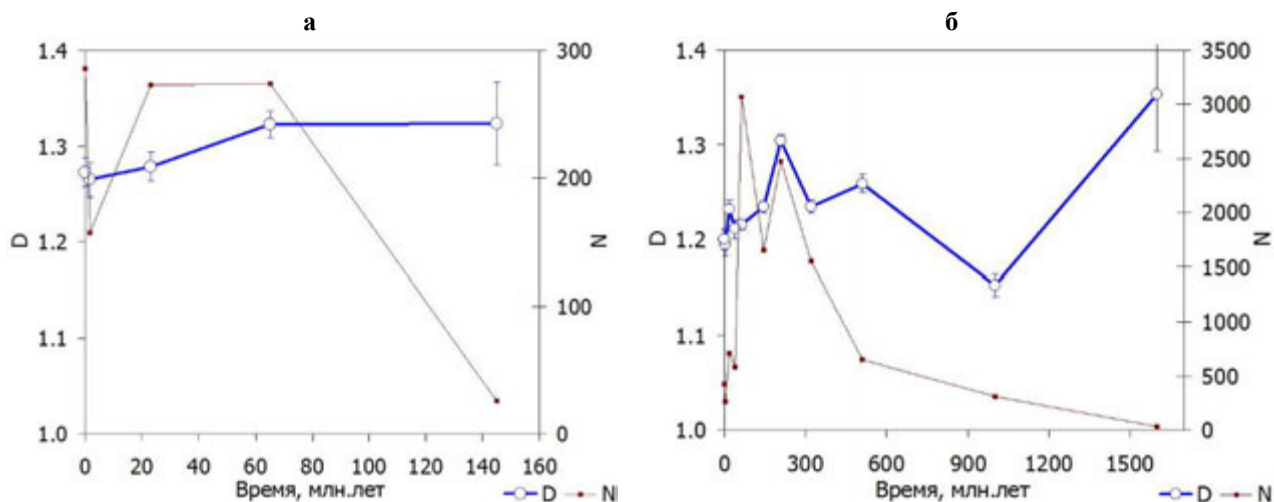


Рис. 2.14. Зависимость фрактальной размерности D от времени приращения для множества террейнов *а* – Аляски; *б* – северо-запада Канады. Показана также зависимость количества N приращенных террейнов от времени.

На рис. 2.14 показаны вариации фрактальной размерности D множеств террейнов в зависимости от времени приращения для Аляски (рис. 2.14*а*) и северо-запада Канады (рис. 2.14*б*). При анализе этих вариаций мы предполагали, что в них могут проявиться: 1) этапы формирования активной окраины; 2) общий тренд увеличения или уменьшения D , связанный с возможными процессами деформации и разрушения террейнов. В частности, увеличение D в зависимости от возраста приращения означало бы усложнение формы, изрезанности границ объектов, что говорит о достаточно активном

взаимодействии по этим границам с соседями. Уменьшение же D указывало бы на общее пластическое «раздавливание», «затекание» неоднородностей и изрезанности границ.

Однако выделяемые рубежи формирования активной окраины 145, 80–60, 43, 15 млн. лет [Соколов, 1997; Fujita et al., 1983; Maruyama et al., 1997] не отражаются на изменении фрактальной размерности множеств террейнов соответствующего возраста. От возраста довольно сильно зависит количество N причлененных террейнов. Наибольшая вариация фрактальной размерности выявлена по данным для северо-запада Канады для возраста 200 миллионов лет (граница Триаса и Юры).

Визуальный анализ зависимости фрактальной размерности от времени указывает на возможность некоторой тенденции к увеличению D для более древних террейнов. Однако достоверно выявить тренды не удастся: для Канады критерий Стьюдента $St = 1.55$ (число степеней свободы $df = 9$), для Аляски $St = 3.28$ ($df = 3$).

2.2.6 Современная активность по границам аккрецированных блоков

Сейсмичность Западной Аляски и Чукотки исследована в работе [Годзиковская, 1991]. Большинство землетрясений в этом регионе – слабые, для их регистрации необходима локальная сеть сейсмостанций. Точность определения координат эпицентров составляет 25–50 км, глубины гипоцентров не определяются. Однако, согласно этой работе, записи некоторых землетрясений свидетельствуют о возможной глубине очага ниже подошвы коры. Автор связывает особенности проявления сейсмичности с возможностью существования в регионе небольших независимых микроплит.

Распределение эпицентров по данным Геофизической службы РАН (ОМЭ, Обнинск) за интервал 1962–1989 гг. показано на рис. 2.15 вместе с основными тектоническими границами. Наиболее примечательным является приуроченность землетрясений к границам блоков, соседствующих друг с другом много миллионов лет и, тем не менее, перемещающихся друг относительно друга, порождая землетрясения.

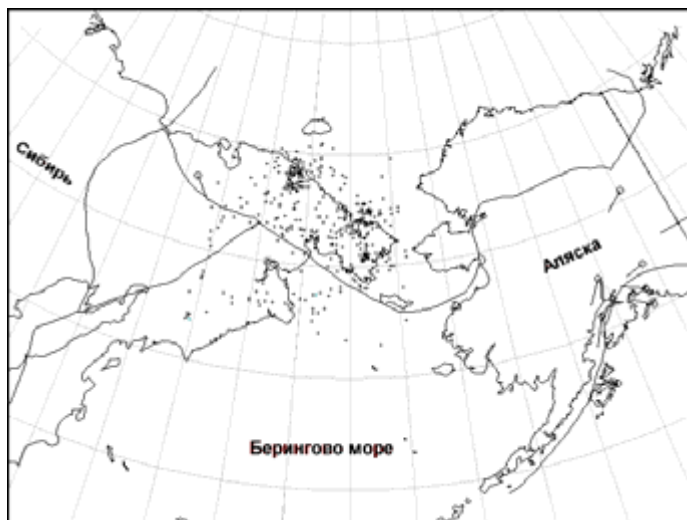


Рис. 2.15. Распределение эпицентров землетрясений на Чукотке по данным каталогов «Землетрясения в СССР» 1962–1989 гг. Линии – границы блоков по [Walsh, Scotese, 1994], стрелки – вектора скорости по данным GPS (<http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>).

Другим прямым свидетельством относительного смещения блоков служат измерения GPS, глобальные и региональные, выявляющие большие горизонтальные градиенты скоростей смещения, так же показанные на этом рисунке.

2.2.7 Континенты как коллаж террейнов

Согласно современным представлениям, не только современные активные окраины, но и древние континенты, мега- и суперконтиненты представляют собой совокупность, «коллаж» террейнов.

В настоящее время считается установленным существование в истории Земли четырех суперконтинентов с периодом суперконтинентальной цикличности 750–900 млн. лет: Кенорленд (2.7 млрд. лет) – Колумбия (Нуна, 1.27 млрд. лет) – Родиния (1.1–0.75 млрд. лет) – Пангея (300–180 млн. лет).

В работах Н.А. Божко [Божко, 2009, 2012] указывается на существование большего количества суперконтинентальных циклов с периодом около 400 млн. лет начиная с возраста около 3.5 млрд. лет назад.

В фундаментальной статье Ли с коллегами [Li et al., 2008; ссылки в этой работе] дан обзор и обобщение реконструкций сборки, конфигурации и распада суперконтинента Родиния. На рис. 2.16а, где представлена обобщающая геодинамическая карта Родинии из этой статьи, видно, что суперконтинент состоит из террейнов разного происхождения и возраста. Альтернативная реконструкция Родинии приводится в работе Эванса [Evans, 2009; ссылки в этой работе] – суперконтинент также сложен из набора различных блоков, хотя конфигурацию и взаимное положение его составных частей иное.

В ходе Международного Симпозиума «Rodinia-2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium», проходившего в МГУ в 2013 г., был продемонстрирован ряд палеогеодинамических и палеомагнитных реконструкций докембрийских суперконтинентов, при проведении которых (реконструкций) авторами использовались террейны различного возраста, размера и происхождения, обсуждались их генезис, возможное взаимное положение и перемещения [Bogdanova et al., 2013; Dalziel et al., 2013; Pisarevsky et al., 2013; Peskov et al., 2013]. В частности, в работе [Evans et al., 2013] при реконструкции суперконтинента Нуна (Колумбия) использовано около 700 террейнов и блоков, выделяемых по геологическим и геофизическим данным, пример реконструкции для возраста 1.6–1.46 млрд. лет показан на рис. 2.16б.

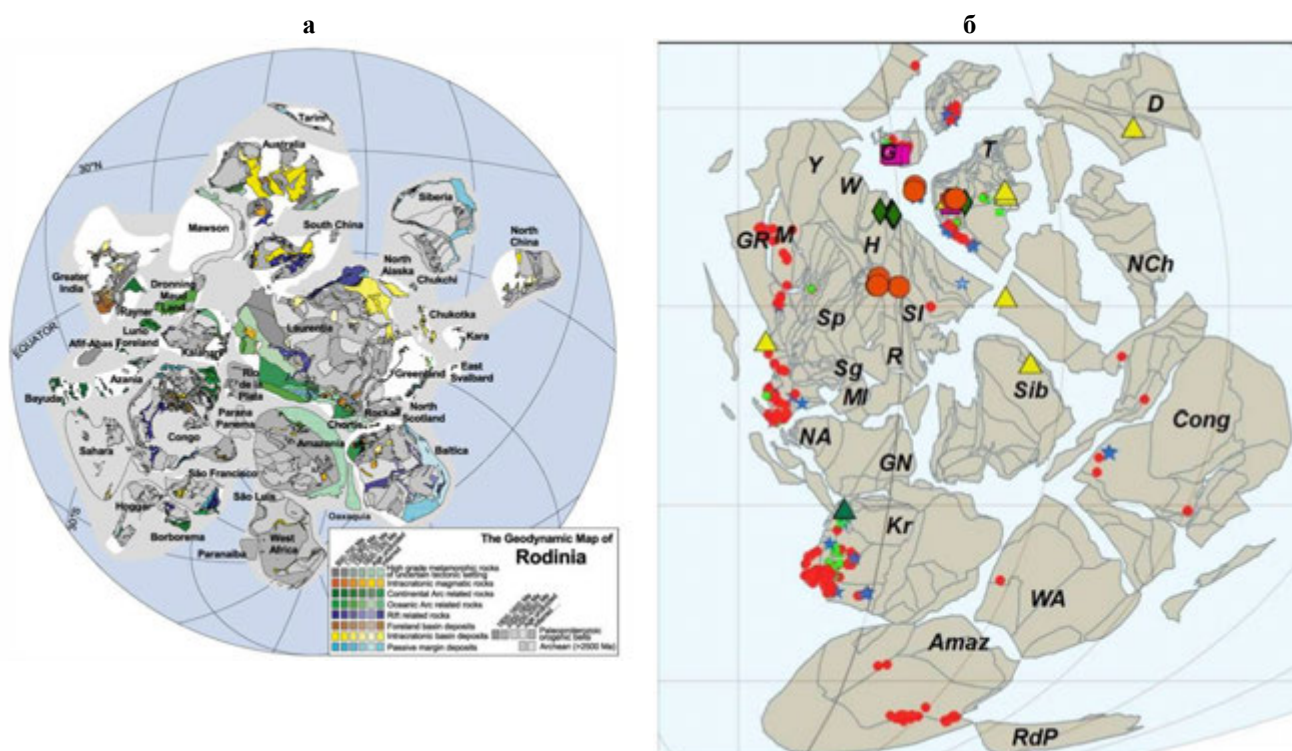


Рис. 2.16. Континенты как коллаж террейнов. *а* – геодинамическая карта суперконтинента Родиния, по [Li et al., 2008]; *б* – реконструкция суперконтинента Нуна для возраста 1.6–1.46 млрд.лет, по [Evans et al., 2013].

Следует учитывать, что многие из этих блоков и террейнов, особенно крупные также, в свою очередь, не являются целыми, а образовались из более мелких единиц путем их объединения. За геологическую историю в ходе развития суперконтинентальных циклов происходило дробление суперконтинентов на блоки меньших размеров, которые перемещались друг относительно друга, а затем объединялись в иной конфигурации в новые мега- и суперконтиненты вплоть до Пангеи в позднем палеозое [Божко, 2009, 2012;].

Палеопротерозойские кратоны (например, Североамериканский и Восточноевропейский) состоят из архейских фрагментов, которые соединены нижнепротерозойскими складчатыми поясами (1.6–1.7 млрд. лет). Эти кратоны представляют собой обломки суперконтинента Кенорленд. Архейские кратоны (например, Карельский) внутри этих палеопротерозойских кратонов также состоят из более древних блоков. Древнейшая и самая крупная структура Австралийского континента – докембрийский кратон (2.4 млрд. лет), занимающий его центральную и западную часть. Этот кратон, сложившийся в процессе аккреции, составляют разновозрастные архейские блоки, которые представляют собой обломки еще более древнего неоархейского мегаконтинента (или, по Н.А.Божко [2009, 2012], суперконтинента) Ваалбара (3.5 млрд. лет).

Восточно-Европейский и Западно-Африканский кратон представляют собой фрагменты палеопротерозойского суперконтинента Колумбия. После распада Колумбии ее обломки вошли в неопротерозойский суперконтинент Родиния, которая также сложилась из разновозрастных и разных по происхождению блоков.

Восточно-Сибирская платформа состоит из рифей-фанерозойского чехла и ранне-докембрийского основания, представляющего собой раннепротерозойскую мозаику разновозрастных архейских гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов, входящих в Сибирский кратон [Розен, 2003]. Наблюдаемые элементы Сибирского кратона (террейны в современной структуре) участвовали в образовании суперконтинента Кенорленд (Пангея-0 по В.Е. Хаину [2001]). После его распада образовались разрозненные микроконтиненты. К концу палеопротерозоя (1.9–1.8 млрд. лет назад) они вновь объединились в составе суперконтинента Колумбия (Пангея-1 по [Хаин, 2001]).

Современные континенты, таким образом, тоже представляют собой совокупность блоков и террейнов разного размера, возраста, происхождения и истории.

Блоковое строение проявляется и для литосферы океанов. В статье Н.П. Лаверова с соавторами [2013] показано, что структура литосферы Центральной Арктики, расположенные в глубоководной части Северного ледовитого океана представляют собой сохранившиеся фрагменты древнего (неопротерозойского) континента Арктида. При этом блоковая делимость литосферы в Арктическом регионе не оставалась постоянной, а претерпевала изменения, в частности, на кайнозойском этапе.

2.2.8 Самоподобие и фрактальные характеристики островов и континентов

С точки зрения соотношения площади и периметра нами были проанализированы цифровые данные координат береговых линий континентов и крупных островов. Частотные распределения этих объектов по площади и по периметру, представленные на рис. 2.17, существенно отличаются от нормального и имеют отчетливо выраженный степенной характер вида (2.2). Такие характеристики распределения свидетельствуют об **отсутствии** каких-либо выделенных, **характерных размеров** в анализируемой совокупности: не существует «среднего» острова или континента. На рис. 2.18 представлено кумулятивное распределение континентов по площади, которое имеет характерный вид с «загибанием» в области самых больших и малых масштабов. Это распределение аппроксимируется законом вида (2.3) с максимальным элементом в выборке, который выполняется в диапазоне нескольких порядков величин для островов с $S \geq 1000 \text{ км}^2$. Однако значение параметра распределения ($\alpha = 0.40 \pm 0.01$) отличается от аналогичных параметров распределений террейнов по площади.

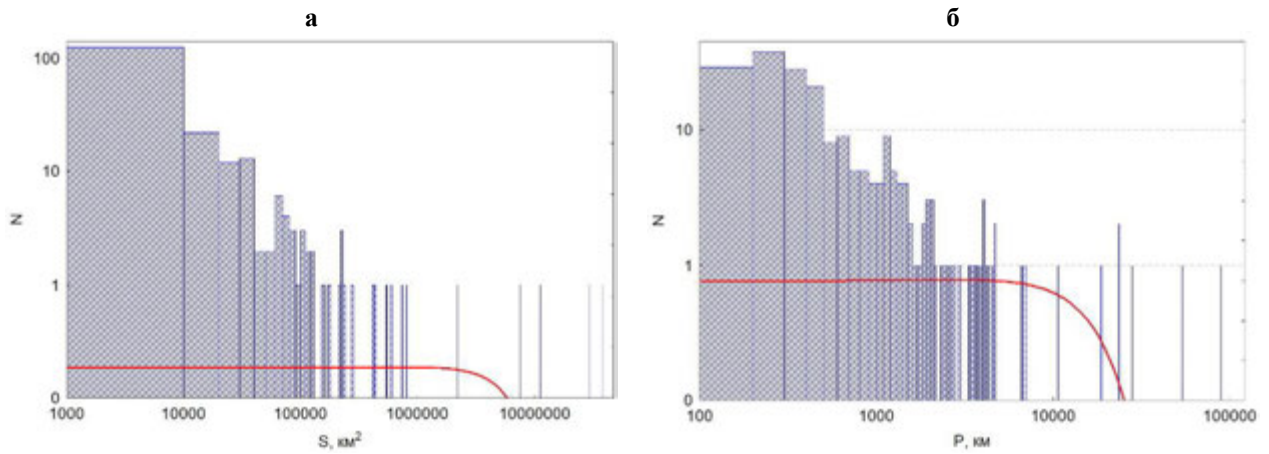


Рис. 2.17. Распределение континентов и крупных островов: *а*– по площади; *б*– по периметру. Линией показано нормальное распределение с теми же средним и дисперсией.

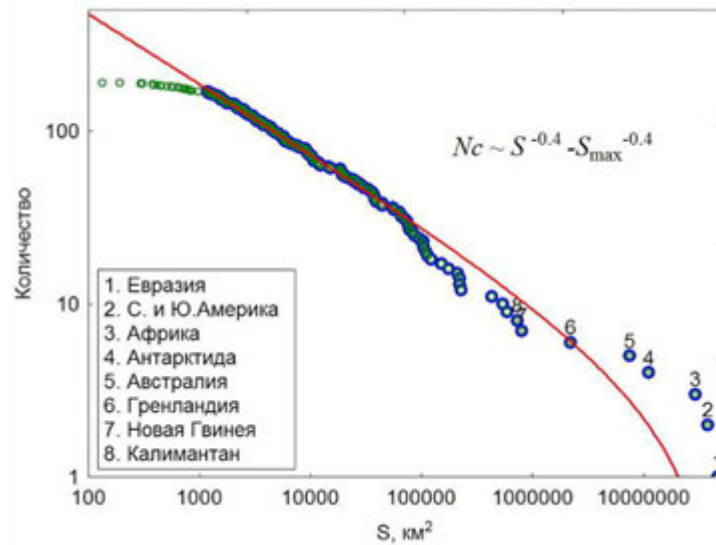


Рис. 2.18. Кумулятивное распределение континентов и крупных островов по площади (зеленые круги). Для островов с $S \geq 1000 \text{ км}^2$ точки показаны синим, красной линией показан соответствующий аппроксимирующий степенной закон вида (2) с ограничением по максимальному значению, $\alpha = 0.40 \pm 0.01$.

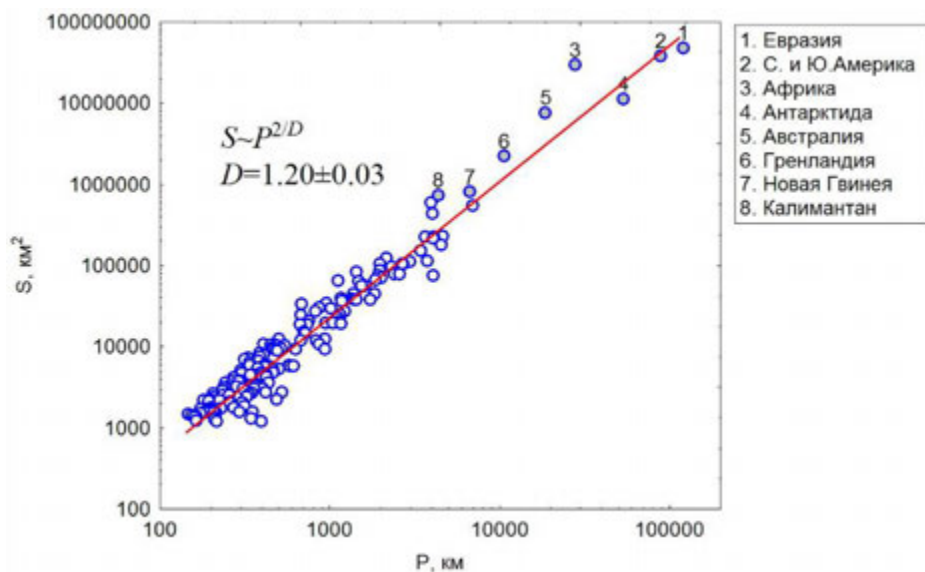


Рис. 2.19. Зависимость площадь–периметр для современных континентов и крупных ($S \geq 1000 \text{ км}^2$) островов. Фрактальная размерность $D = 1.20 \pm 0.03$.

Соотношение между площадью и периметром для континентов и островов также подчиняется степенному закону вида (1.30) в диапазоне нескольких порядков (рис. 2.19). Фрактальная размерность множества современных континентов и островов, рассчитанная по соотношению (1.30) равна $D = 1.20 \pm 0.03$ ($R = 0.983$, $St = 48$). Это значение достаточно хорошо (но не точно) соответствует фрактальной размерности террейнов, особенно северо-западной Канады.

2.2.9 Подобие процессов аккреции

В результате проведенного анализа установлено самоподобие форм различных геологических тел в огромном диапазоне размеров – от первых десятков до тысяч километров.

Малая вариация фрактальной размерности в зависимости от возраста приращения свидетельствует о небольшой деформации террейнов после их приращения. Это означает, что не существует механизмов взаимного притяжения террейнов, они остаются неизменными, ведя себя как жесткие блоки, и подчиняются законам, схожей с законами гранулярной механики [Jaeger et al., 1996]. На больших временах механизм аккреции не обладает «памятью» – более молодая континентальная окраина формируется так же, как и более древняя. Это, по нашему мнению, указывает на независимость приращения нового террейна к совокупности террейнов уже образовавшейся континентальной окраины. Процессы такого типа носят названия Марковских. Береговая линия растущей активной окраины также является фракталом.

По-видимому, не существует объективных критериев классификации геологических объектов по размерам. То обстоятельство, что Австралия считается континентом, а Гренландия – островом, является, по-видимому, следствием традиции, а не объективным критерием. Эта традиционная «граница» между континентами и островами не проявляется на соотношении площадей и периметров. Конечно, Австралия больше Гренландии, но Гренландия, в свою очередь, больше Новой Гвинеи, причем примерно с тем же масштабным отношением. В связи с этим возникает вопрос: как «правильно» называть Индостан до коллизии с Евразией: большим островом, микроконтинентом или континентом?

Это позволяет сделать вывод о подобию процессов их формирования: объединение континентов в суперконтинент происходит подобно присоединению террейнов на активной окраине – вследствие уничтожения океанической литосферы. При таком механизме формирования, линия растущего фронта (береговая линия) так же обладает фрактальными свойствами.

2.3 Проявления разломно-блоковой делимости литосферы

Основой развиваемого в настоящей работе подхода является принципиальная иерархическая делимость литосферы на блоки, которые контактируют и взаимодействуют по разнотипным подвижным зонам [Адушкин 2001; Гольдин 2002; Красный, 1984; Садовский и др., 1987; Уломов, 1999; Шерман, 2012, многие другие].

Цикл работ, посвященных рассмотрению разломно-блокового строения литосферы и кинематики блоков Евразии на основании анализа данных GPS, сейсмичности и др. опубликован Ю.Г. Гатинским и Д.В. Рундквистом с коллегами [Гатинский и др., 2005, 2007, 2008; Gatinsky et al., 2011]. При этом авторы выделяют между литосферными плитами транзитные зоны, которые состоят из преимущественно коровых блоков. Блоки ограничены сейсмоактивными разломами и характеризуются современной разнонаправленной подвижностью по данным спутниковой геодезии: горизонтальные скорости зачастую не совпадают со скоростями «основных» плит.

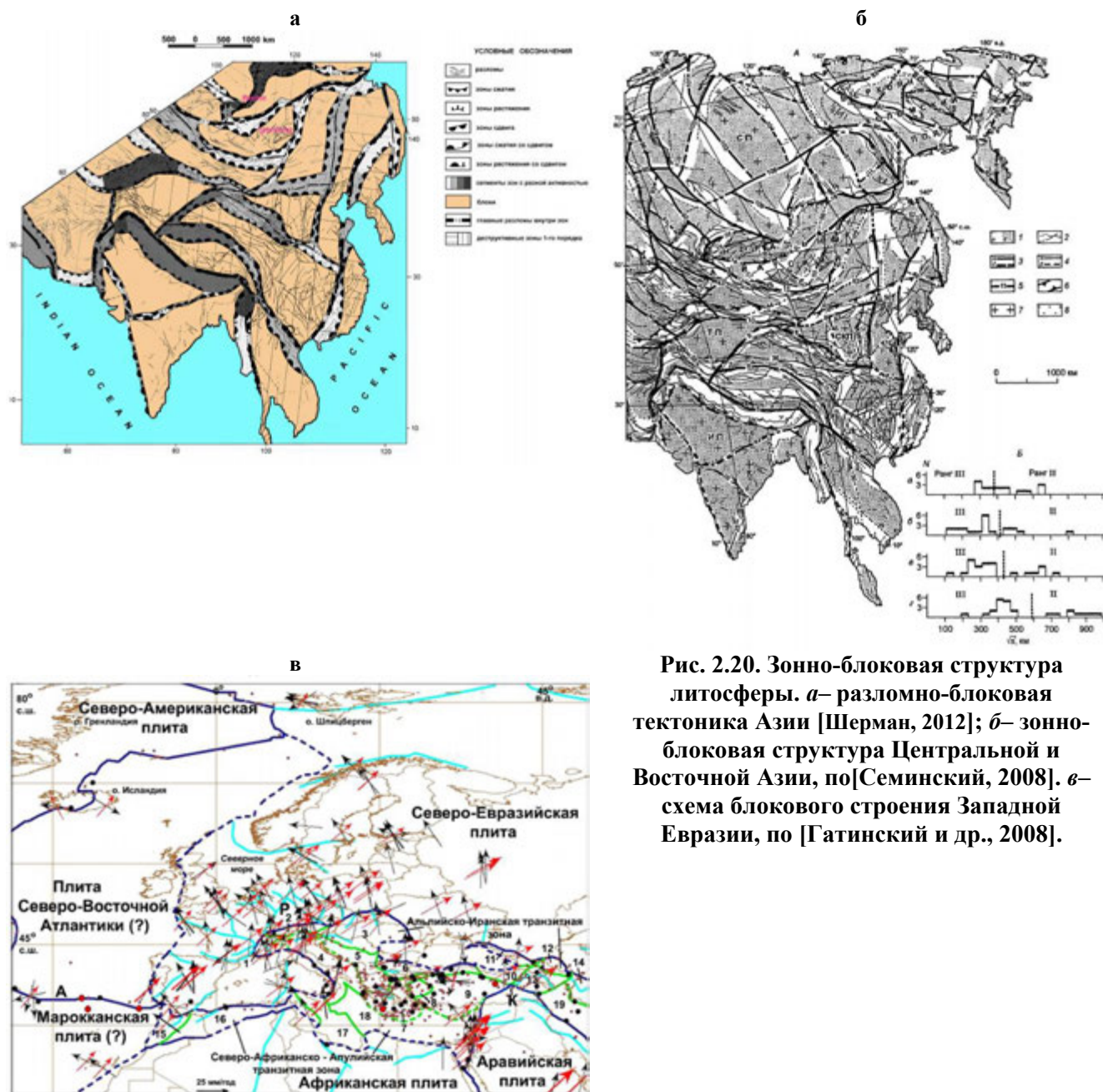


Рис. 2.20. Зонно-блоковая структура литосферы. а– разломно-блоковая тектоника Азии [Шерман, 2012]; б– зонно-блоковая структура Центральной и Восточной Азии, по [Семинский, 2008]. в– схема блокового строения Западной Евразии, по [Гатинский и др., 2008].

Межблоковые зоны, в свою очередь, также обладают собственной, также иерархической, структурой [Адушкин, 2001; Семинский, 2012; Шерман, 2012]. В работе [Семинский, 2008] приводятся схемы зонно-блоковой (термин К.Ж. Семинского) структуры Центральной и Восточной Азии (рис. 2.20).

Сложное иерархическое строение литосферы выявляется разными методами. В работе О.В.Петрова [2007], а также в его докторской диссертации [Петров, 2013] и других работах этого автора на основании анализа различных данных: геофизических (гравитационные и магнитные аномалии, скорости сейсмических волн), космических (космоснимки), геологических карт, рельефа и т.д. показан разномасштабный (разнопорядковый, иерархический) характер блоково-ячеистой делимости литосферы

(рис. 2.21). Показано, что выделяемые этим автором на основании анализа гравитационных аномалий глобальные структуры «гравитационной неустойчивости» совпадают с («надрегиональными») геоблоками, выявленными на тектонической основе Л.И.Красным [1967, 1984, 2002] как для континентальной, так и для океанической литосферы.

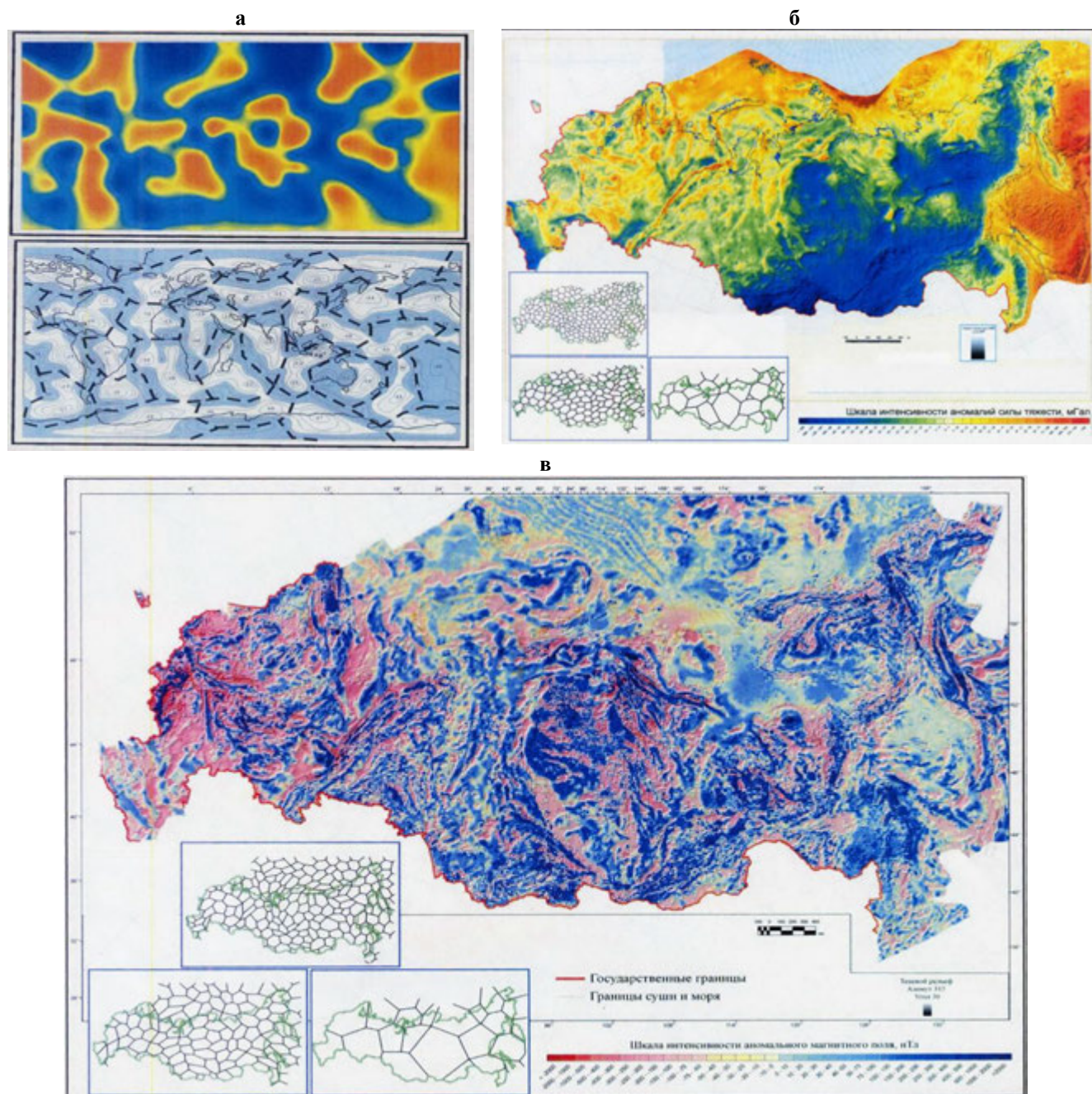


Рис. 2.21. Структуры гравитационной неустойчивости Земли. *а* – частотная фильтрация глобальных аномалий Δg с локализацией аномалий геоида (вверху) и выделение ячеистой структуры (внизу) пятого порядка; *б* – Волновое представление гравиметрической карты России в виде разложения на ячеистые структуры (стоячие волны) разного порядка: $\lambda = 300 - 400$ км, $\lambda = 400 - 600$ км, и $\lambda = 700 - 1100$ км; *в* – волновое представление карты аномального магнитного поля России, масштаб 1 : 10 000 000 в виде разложения на ячеистые структуры разного порядка: $\lambda = 300 - 400$ км, $\lambda = 400 - 500$ км и $\lambda = 900 - 1300$ км. Длина волн λ дана по оценкам периодичности ячеистых структур. По [Петров, 2007, 2013].

На основе количественных методов разложения рельефа и гравитационных аномалий (аномалий геоида) были выделены геоблоки двенадцати порядков регионального и локального уровня площадью от 1–1.5 млн км² до 5–7 км (рис. 2.21а,б). При этом полагается, что более крупные структуры неоднородностей анализируемых полей характеризуются большей глубиной проникновения (имеют более глубокие «корни»). Подобная методика была применена и для анализа аномального магнитного поля, в результате также выявлено иерархическая (разнопорядковая) ячеистая структура (рис. 2.21в).

В статье [Петрищевский, 2007] исследуются плотностные неоднородности литосферы и выявлена устойчивая связь поясов, зон и районов повышенной сейсмичности Дальнего Востока России с максимумами градиентов поверхностной плотности сферических источников гравитационных аномалий (μ_z). Наибольшая концентрация очагов землетрясений наблюдается в краевых частях максимумов μ_z -параметра, которые авторы интерпретируют как границы жестких (сиалических метаморфических и океанических базитовых) тектонических блоков и пластин.

Блоковое строение Фенноскандии (рис. 2.22) выявлено в работе [Юдахин, 2002] на основании анализа пространственного распределения очагов землетрясений и их приуроченности к полосам резкого горизонтального градиента гравитационного поля.

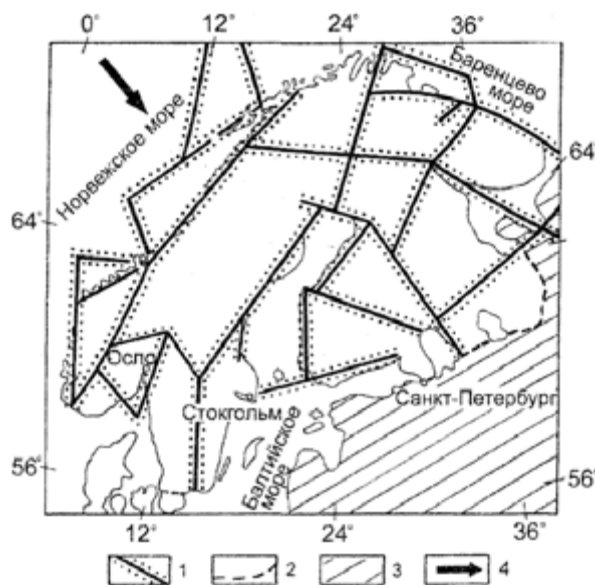


Рис. 2.22. Схема блоковой структуры Фенноскандии по геофизическим данным. 1 – межблоковые активные границы; 2 – граница Балтийского щита; 3 – Восточно-Европейская платформа; 4 – направление горизонтальных напряжений. По [Юдахин, 2002].

В работе [Гайдай, Калинина, 2011] проведена количественная оценка связи землетрясений с тектонической раздробленностью земной коры на основании корреляционного анализа плотности разломов с показателями сейсмической активности

(удельным количеством и удельной энергией землетрясений) для Средне-Ямского сейсмического узла и прилегающей территории. На основании оценки связи степени раздробленности земной коры с рельефом границ расслоения в земной коре, установлено, что зоны с минимальными значениями степени раздробленности тяготеют к участкам с повышенным значением глубины поверхности кристаллического фундамента. Иными словами, более мощная кора менее раздроблена.

На основании дешифрирования космоснимков и выделения сети линеаментов по оригинальным методикам в работе [Нечаев, 2010] строятся схемы тектонической раздробленности литосферы на разных глубинных уровнях (рис. 2.23а,б,в). Выявленные структуры имеют иерархический характер: с увеличением глубины рассмотрения увеличивается масштаб выявляемых неоднородностей и блоков.

Распределение выделенных объектов (блоков) по размерам (площади) для разных районов Северной Евразии подчиняются степенному закону вида (2.2) [Нечаев, 2010]

$$N \sim S^{-\alpha}$$

со значением показателя $\alpha \approx 1$ (рис. 2.23г).

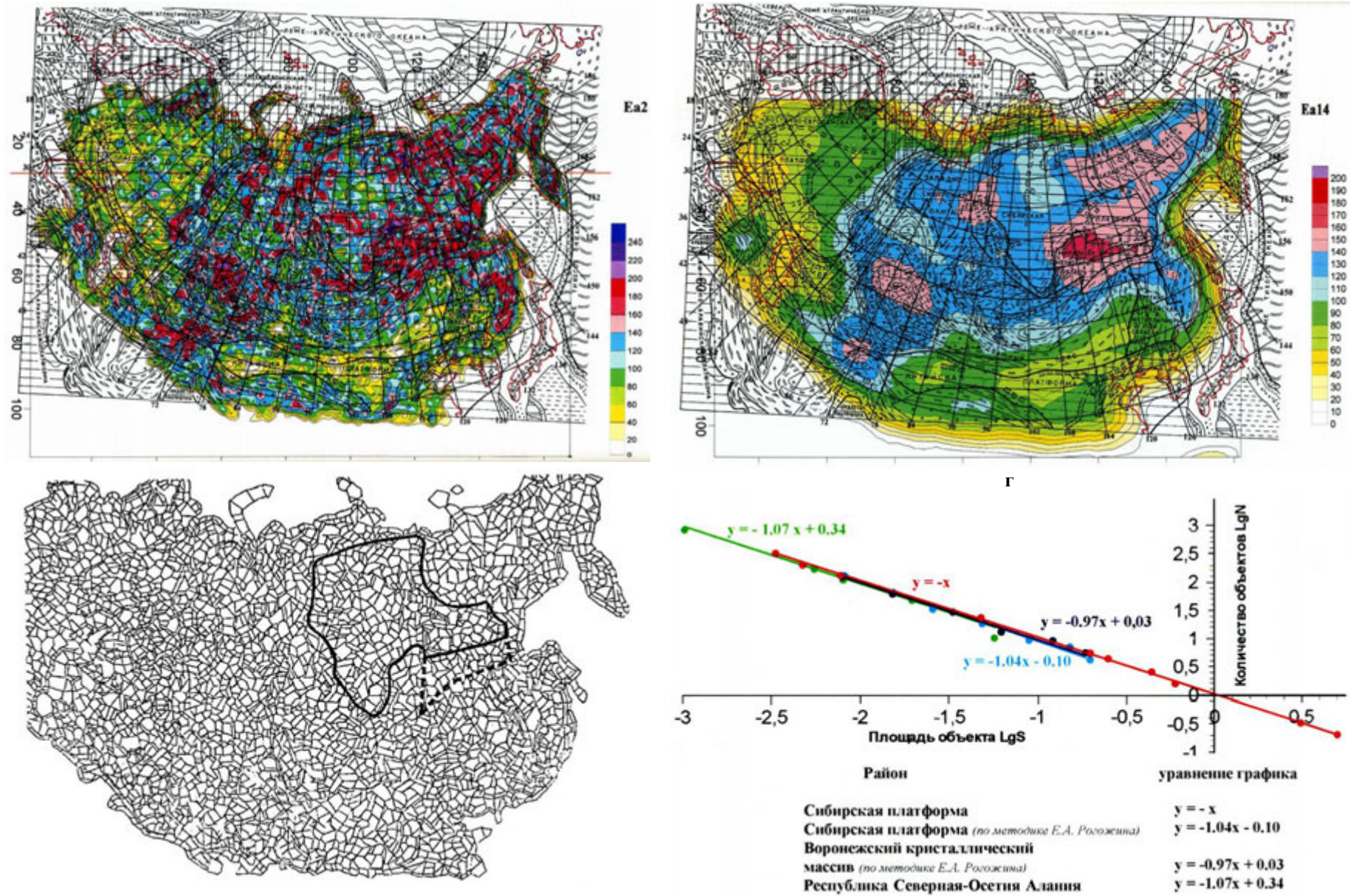


Рис. 2.23. Тектоническая раздробленность литосферы Сев.Евразии. Карты: а–для уровня 33.7 км; б–для уровня 165.5 км; в– выделенные по карте (а) объекты (блоки); г– распределение выделенных объектов (блоков) по размерам (площади) для разных районов Северной Евразии. По [Нечаев, 2010].

В работах [Горшков, 2010, 2011] на основании применения метода морфоструктурного районирования (МСР) путем целенаправленного анализа рельефа земной поверхности по топографическим картам и космическим снимкам, с учетом геологических и тектонических данных выявлена иерархическое блоковое строение земной коры. На схемах МСР выделяются три иерархических уровня блоков и их границы (рис. 2.24). В местах пересечения или сочленения активных тектонических зон, которые маркируются морфоструктурными линеаментами, формируются морфоструктурные узлы, с которыми связаны сильные землетрясения.

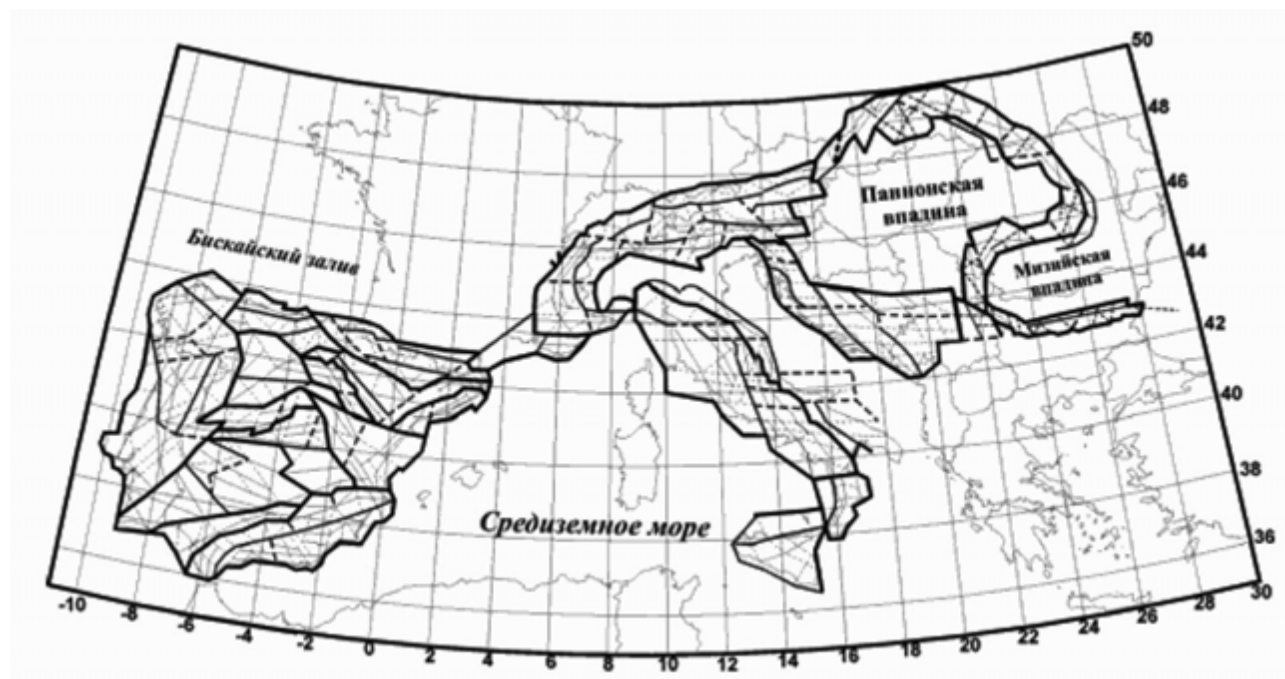


Рис. 2.24. Разноранговая блоковая делимость Средиземноморского сегмента Альпийского пояса на основе морфоструктурного районирования, по [Горшков, 2010, 2011].

Таким образом, **развиваемый нами подход** можно коротко сформулировать следующим образом. Глобальная плитотектоническая динамика и взаимодействие плит вызывает возникновение внутриплитных напряжений. При превышении пределов прочности происходит разрушение среды по упруго-хрупкому механизму или вязко-пластическому механизму, в зависимости от геодинамической обстановки и условий нагружения (величины напряжений, скорости). В случае реализации **упруго-хрупкого механизма** формируются разрывы и блоки разных масштабов. Вследствие природы такого разрушения **образующиеся структуры** (блоки и разломы) подчиняются степенным законам вида (1.4)–(1.10), т.е. **обладают фрактальными свойствами**.

Отметим, что степенные законы распределения порождает сам механизм разрушения. Так, распределение льдин небольших масштабов ($d \sim 5\text{--}100$ м), которые образуются при разрушении больших льдин, по размерам, рассмотренное в работах

[Toyota et al., 2011; Steer et al., 2008] (для Антарктического бассейна) носит также степенной характер вида (1.1):

$$N \sim L^{-k},$$

где L – размер льдин, k – параметр распределения. Аналогичные картины разрушения (рис. 2.25) и распределения трещин и блоков по размерам будут получаться при хрупком разрушении любой среды [Гиляров, 2011; Давыдова, 2008; Иванова и др., 1994; Луис и др., 1988; Макаров, 2004, 2007а, 2007б; Макаров и др., 2005; Turcotte, 1997].

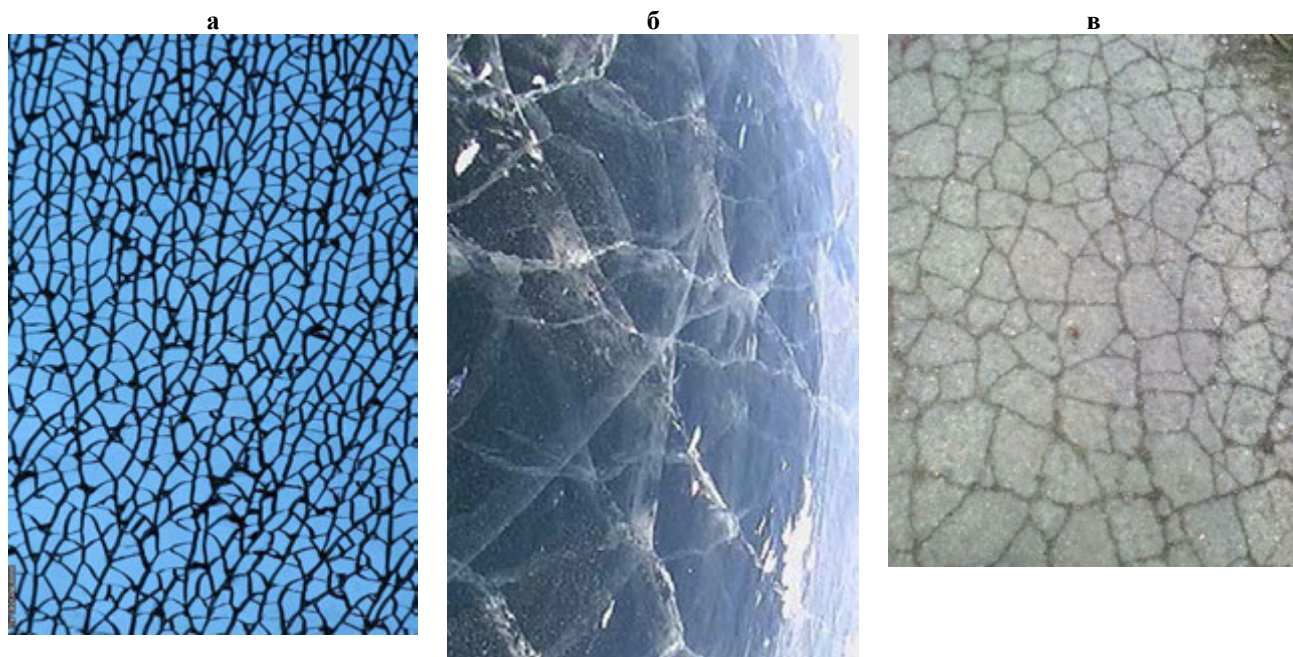


Рис. 2.25. Хрупкое разрушение различных сред: а–стекло; б–лед; в–асфальт.

Более того, в упомянутых работах Макарова показано, что процесс деструкции носит **иерархический характер независимо от механизма** (т.е. и в случае пластической деформации) **и физико-химических свойств среды**, причем в очень широком диапазоне масштабов от размеров кристаллической решетки и до масштабов плит.

Нижние границы блоков и глубина проникновения разломов определяются горизонтальными (субгоризонтальными) зонами расслоения литосферы [Садовский и др., 1987]. Эмпирически установлены как линейные (для малых глубин), так и степенные законы для глубины проникновения разрывных нарушений в зависимости от их длины [Саньков, 1989; Шебалин, 1971]. В целом, чем больше длина разлома, тем глубже он проникает.

2.4 Реологическая расслоенность литосферы и самоподобие блоковой структуры

Трудно предположить, что на блоки, имеющие горизонтальные размеры первые сотни километров, была разбита литосфера по всей своей толщине. Речь тут может идти о коровых и даже о верхнекоровых пластинах. Поэтому важной физической основой

развиваемой в работе модели строения и динамики литосферы является *реологическая расслоенность* (чередование упруго-хрупких и пластических слоев) литосферы, представление о которой базируется на результатах геофизических (сейсмический разрез, электропроводность, распределение очагов землетрясений) и лабораторных исследований, а также на геологических данных.

2.4.1 Кривая прочности литосферы

В геодинамике в качестве обобщенной реологической характеристики литосферы обычно используется эффективная (обобщенная) прочность. В настоящее время принято следующая зависимость эффективной обобщенной прочности литосферы от глубины [Burov, Diament, 1995; Byerlie, 1968; Cloetingh, Burov, 1996; Kohlstedt et al., 1995; Ranalli, Murphy, 1987]. При относительно низких температурах и давлениях происходит хрупкое разрушение пород, которое может быть описано экспериментальным законом кулоновского типа, учитывающим также скольжение вдоль существующих поверхностей разрывов (т.н. законом Бирли):

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \beta \rho g z (1 - \phi), \quad (2.4)$$

где σ_1 , σ_3 – максимальное и минимальное нормальные напряжения, ρ – плотность, g – ускорение, z – глубина, ϕ – отношение порового давления флюида к литостатическому давлению, β – параметр, определяемый типом разлома. Важно отметить, что согласно (2.4) прочность среды на хрупкое разрушение не зависит от температуры.

При более высоких температурах (начиная примерно с половины температуры плавления) происходит переход к механизму пластических деформаций и криповой ползучести. Экспериментальный закон крипового течения для большинства пород коры имеет вид

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n \exp(-U/RT), \quad (2.5)$$

где $\dot{\epsilon}$ – скорость деформации; $\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$; T – абсолютная температура; R – газовая постоянная; U – энергия активации, A , n – материальные константы, $n = 3-4$ (может быть дробным).

Поскольку криповая прочность по определению зависит от вещества (параметры A и n), скорости деформаций и температуры, для расчета необходимо задать строение и состав литосферы, некоторой характерной величиной скорости деформации $\dot{\epsilon}$ (обычно $10^{-15} - 10^{-14}$ 1/с) и конкретными геотермами. Величины параметров, входящих в реологические соотношения, получены из результатов лабораторных экспериментов и экстраполяции их на условия, соответствующие литосфере.

При построении реологических профилей (кривых прочности) задают структуру коры, состоящей из слоев с определенной литологией, которая задает значения вещественных параметров в законах (2.4) и (2.5). Характер поведения среды для каждого слоя на определенной глубине определяется тем, какой из двух механизмов (хрупкий или пластичный) дает меньшую величину предела прочности. Переход от одного режима к другому определяется равенством сдвиговой прочности в хрупком и пластическом режимах. Поскольку криповый предел прочности зависит от температуры и скорости деформации, то для построения реологических кривых для литосферы необходимо также задаться конкретными геотермами и режимом нагружения (сжатие или растяжение, скорости деформации) [Cloetingh et al., 2007]. На рис.2.26 приведены типичные профили обобщенной прочности модельной литосферы, которая состоит из верхней «гранитной» (толщиной около 15 км), нижней «базитовой» коры (25 км) и подстилающей оливиновой мантии. На рисунке показаны кривые прочности, соответствующие различным тепловым режимам: с тепловым потоком 45 и 60 мВт/м², а также геотермы для этих случаев. На рисунке 2.27 представлена зависимость кривой прочности от скорости деформации, видно, что вариации этого параметра могут приводить к проявлению разного числа слоев. Кроме того, прочность на растяжение значительно меньше, чем прочность на сжатие.

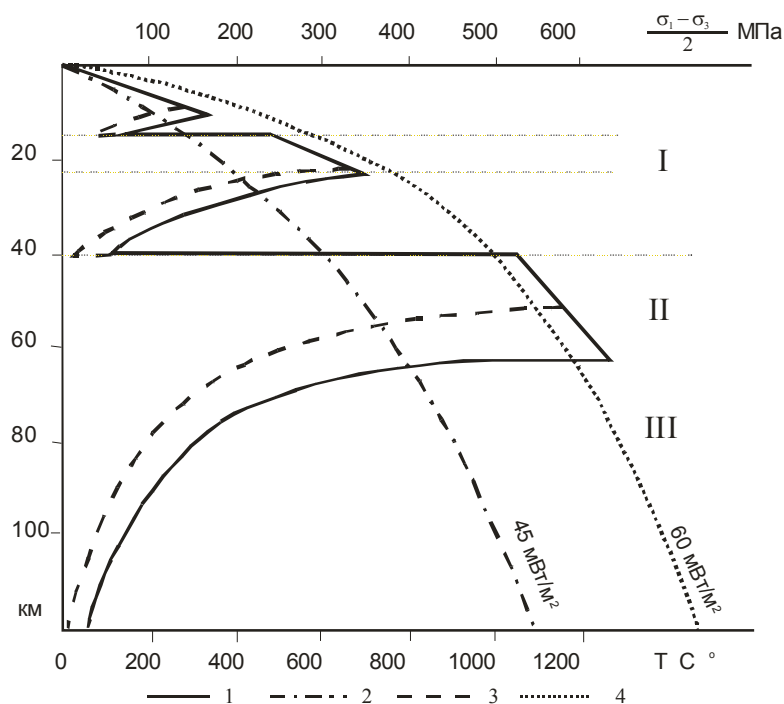


Рис. 2.26. Модельные профили обобщенной прочности континентальной литосферы для различных тепловых режимов. I – кора (с разделением на верхнюю и нижнюю), II – подкоровая упругая литосфера, III – неупругая литосфера. 1 - кривая прочности; 2 - геотерма для режима с тепловым потоком 45 мВт/м²; 3 - кривая прочности; 4 - геотерма для режима с тепловым потоком 60 мВт/м², по [Cloetingh, Burov, 1996] с изменениями.

На профиле можно выделить области, соответствующие максимуму прочности, подверженные хрупкому разрушению: почти вся верхняя кора, небольшая часть нижней

коры и подкоровая мантия. Области максимумов разделены двумя минимумами – в средней и в нижней коре (более выраженный), где вещество проявляет нелинейно-вязкие свойства. Реологический профиль, построенный для океанической литосферы, обладает теми же характерными особенностями: выделяется достаточно выраженный минимум, приходящийся на нижнюю пластичную серпентиновую кору [Raleigh, Peterson, 1965; Лобковский и др., 1986], и максимумы в верхней хрупкой коре и в верхней подкоровой литосфере.

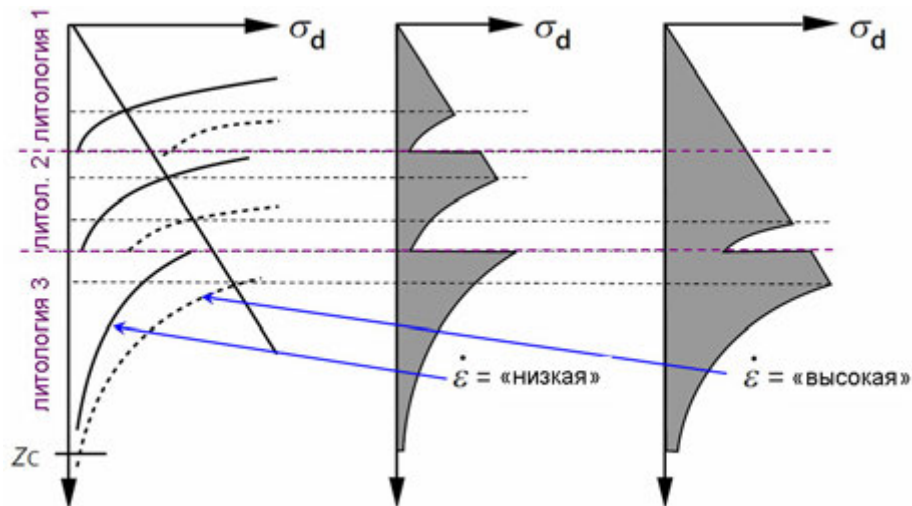


Рис. 2.27. Кривая прочности континентальной литосферы с двухслойной корой и ее зависимость от скорости деформации.

Таким образом, можно говорить о наличии **ослабленных слоев** (астенослоев) в нижней коре и, возможно, в средней коре, которые могут **проявляться по-разному** в разных геодинамических условиях.

Глубинные сейсмические исследования подтверждают представления о тонкой слоистой структуре нижней континентальной коры. Данные о распределении гипоцентров землетрясений указывают, что нижняя кора в значительной мере асейсмична (рис. 2.28).

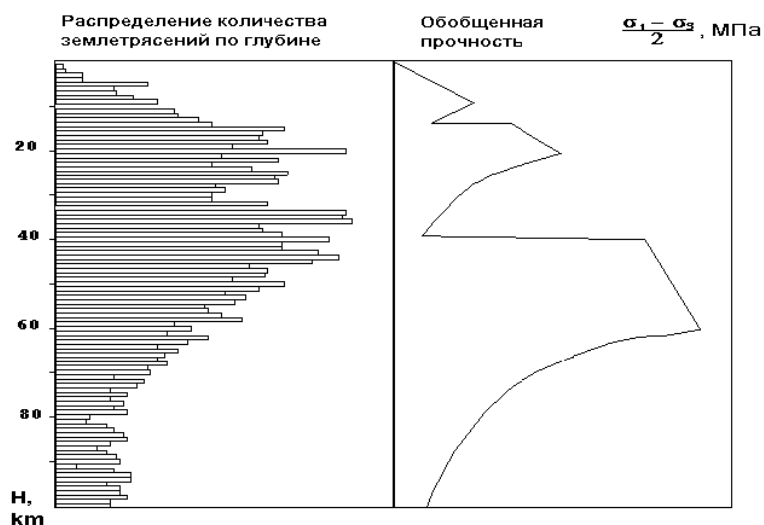


Рис. 2.28. Распределение землетрясений по глубине для Альпийско-Гималайского пояса по каталогу NEIC PDE (слева) и кривая прочности литосферы (справа).

Положение верхней границы слоистой структуры, а также асейсмичного слоя в нижней коре сильно зависит от современного теплового режима. Температура оказывает существенное влияние на реологию коры и, следовательно, на глубину проникновения разломов и других деформационных структур хрупкой верхней коры [Sibson, 1983].

Корреляция между тепловым режимом литосферы и характером сейсмичности в различных регионах указывает на латеральные неоднородности реологической структуры литосферы, в частности, на различия в толщине и свойствах как упруго-хрупких, так и вязких слоев.

2.4.2 Геофизические свидетельства тонкой слоистой реологической структуры литосферы

Геолого-геофизические исследования позволяют выявить еще более тонкую структуру расслоенности литосферы и (особенно) коры. Подтверждением тонкой слоистости коры являются результаты исследования по скоростям сейсмических волн и электропроводности коры: в нижней (и зачастую в средней) коре в разных регионах выявляются зоны пониженных скоростей пониженного сопротивления. Так, в результате комплексного анализа геолого-геофизических данных для континентальной части европейского Севера в земной коре Балтийского щита на глубинах 7–18 км выделен слой с пониженной скоростью продольных волн (волновод) и пониженным электрическим сопротивлением, который связывается с ослабленной трещиноватой зоной, насыщенной минерализованной водой [Булин, 2004; Юдахин, 2002]. По мнению Павленковой [1996], волноводы являются реологически ослабленным слоем, по которому происходят субгоризонтальные подвижки земной коры. Указанные особенности распределения сейсмичности и электропроводности служат дополнительным независимым свидетельством реологической расслоенности коры.

В работе [Шевченко, Каплун, 2007] на основании интерпретации геотермических, сейсмотомографических, сейсмических, геоэлектрических, гравиметрических и магнитометрических данных установлены основные особенности глубинного строения области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит. Выявлены относительно пониженные значения плотности и электрического сопротивления, которые, по мнению авторов, указывают на присутствие зон пониженной механической прочности, по которым происходят как горизонтальные, так и вертикальные перемещения в пределах земной коры и подкоровой литосферы.

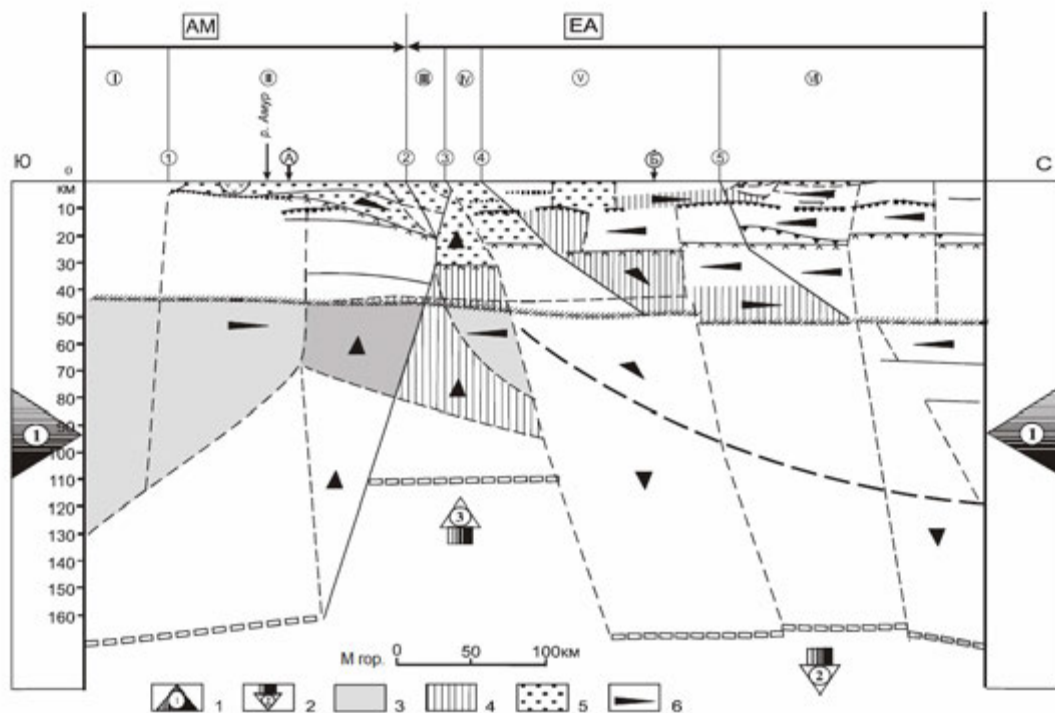


Рис. 2.29. Двухмерная кинематическая слоисто-блоковая модель напряженного состояния литосферы зоны сочленения Евразийской (ЕА) и Амурской (АМ) литосферных плит. Региональные напряжения литосферы, обусловленные геометрическими параметрами, собственной реологией и реологией литосферы: 1 – горизонтальная составляющая; 2 – вертикальная составляющая. Современные локальные напряжения блоков литосферы: 3 – состояние сжатия (сейсмотомографические данные); 4 – состояние растяжения (расчетные плотностные характеристики); 5 – области палеонапряжений, обусловленные внедрением и флюидным режимом позднепалеозойских и мезозойских магматических тел; 6 – направления перемещения блоков. По [Шевченко, Каплун, 2007].

В указанной работе всего выделено четыре горизонтальных уровня (границы) смещения литосферных слоев, три из них – на глубинах около 10 км, 20 км и 40 км. Четвертая граница для Амурской плиты прослеживается на глубинах 70–90 км, а для Евразийской плиты эта граница выделяется менее уверенно на глубинах от 70 до 110 км [Шевченко, Каплун, 2007]. Тектоническая расслоенность проявляется здесь в относительных движениях, а именно в том, что горизонтальная скорость смещения в верхних слоях (в коре) выше, чем в нижележащих (рис. 2.29).

В статье [Петрищевский, 2007] на основании анализа пространственного распределения плотностных неоднородностей (вертикальных градиентов плотности) в земной коре и верхней мантии Северо-Востока России выявлена расслоенность верхних слоев Земли. Исследуемый в работе параметр (градиент поверхностной плотности эквивалентных сферических источников) отражает «жесткость» среды. Максимумам в значениях этого параметра соответствуют глубоко метаморфизованные блоки и пластины древней континентальной коры и нижнего слоя литосферы. Минимумы коррелируют с зонами низких электрических сопротивлений и тепловыми аномалиями, что позволяет интерпретировать их как слои пониженной вязкости (рис. 2.30). В результате

интерпретации установлено, что «тектоносфера Северо-Восточной Азии не является устойчивой 3-компонентной тектоно-физической системой (земная кора, литосферный слой верхней мантии, астеносфера), а представляет собой тонко расслоенную среду (5–6 слоев до глубины 120 км), в которой каждый из слоев индивидуален по мощности и протяженности, особенностям пространственного положения, внутреннему строению (вещественному составу) и своей роли в тектоническом происхождении приповерхностных геологических структур» [Петрищевский, 2007, стр.62].

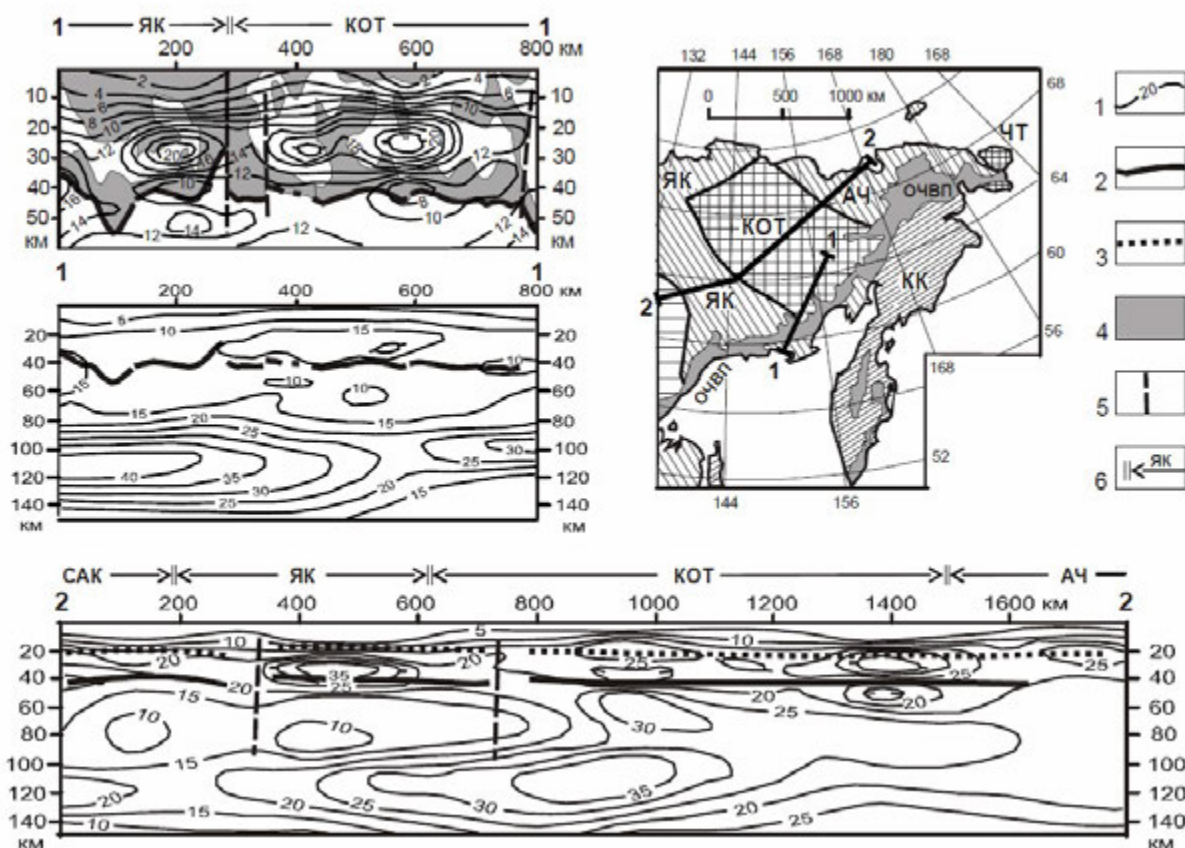


Рис. 2.30. Распределения градиентов плотности сферических источников в разрезах ГСЗ «Магадан-Омолон» (1-1) и МОВЗ «Чурапча-Артык-Певек» (2-2). 1 – изолинии градиента плотности, 10-2 кг/м³/км; 2-3 – скоростные границы: 2 – Мохоровичича, 3 – Конрада; 4 – зоны пониженной скорости сейсмических волн в разрезе 1-1 [Мигурский и др., 2005]; 5 – разломы; 6 – границы тектонических структур на разрезах. По [Петрищевский, 2007].

Согласно флюидометаморфической модели сейсмотектогенеза, предложенной М.В. Родкиным [Левин и др., 2009, 2010; Родкин, 2006], превращения в литосфере, которые сопровождаются снижением прочности, происходят при «каталитическом воздействии» глубинного водного флюида. Субгоризонтальные ослабленные слои в литосфере связаны с фронтами активизированных метаморфических превращений. Модель связывает внутреннюю структуру и реологию глубинных сдвиговых зон с подвижками, следствия которых фиксируются в виде слоев милонитов и следов фрикционного подплавления.

2.4.3 Тектоническая расслоенность

В литосфере со слоистой реологической структурой под действием значительных напряжений могут возникнуть послойные движения с различной скоростью. Таким образом, **реологическая расслоенность** коры и литосферы является предпосылкой **тектонической расслоенности** (субгоризонтального движения слоев и пластин литосферы с различной скоростью) [Пейве и др., 1983; Тектоническая..., 1990; Соколов, 1990]. Это подтверждается множеством геологических данных, указывающих на их проявления такой тектонической расслоенности в различных регионах [Книппер, Руженцев, 1977; Пейве, 1967; Пейве и др., 1983; Ranalli, Murphy, 1987].

При описании глобальных горизонтальных движений с масштабом в тысячи километров проявляется нижний литосферный ярус, для описания которого сохраняются все построения «классической» тектоники плит. Однако при рассмотрении региональных тектонических процессов с характерным масштабом в сотни километров необходимо переходить к верхнему *кóровому* ярусу (или ярусам) геодинамической системы. В пределах них верхний хрупкий слой коры разбит на отдельные микроплиты и блоки регионального масштаба, способные перемещаться по подстилающему *кóровому* астенослою (или нескольким астенослоям) относительно нижележащих слоев. Такие микроплиты и блоки можно уже с полным основанием считать **тонкими** и применять к ним стандартные кинематические построения тектоники плит, т.е. описывать их относительное движение, вводя соответствующие полюса вращения [Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Кокс, Харт, 1989].

Такой подход использовался при построении моделей динамики литосферы при континентальной коллизии [Захаров, 1999, 2000; Лобковский, 1988; Лобковский и др., 1991], рис. 2.31. Ю. Г. Леоновым [1997] было показано, что тектоническая подвижность нижней коры присуща не только коллизионным и рифтовым зонам, но также и платформенным, внутриплитным областям. По его мнению, различные слои горы (чехол, верхняя кора, нижняя кора) могут вести себя тектонически активно, испытывать дифференциальные деформации.

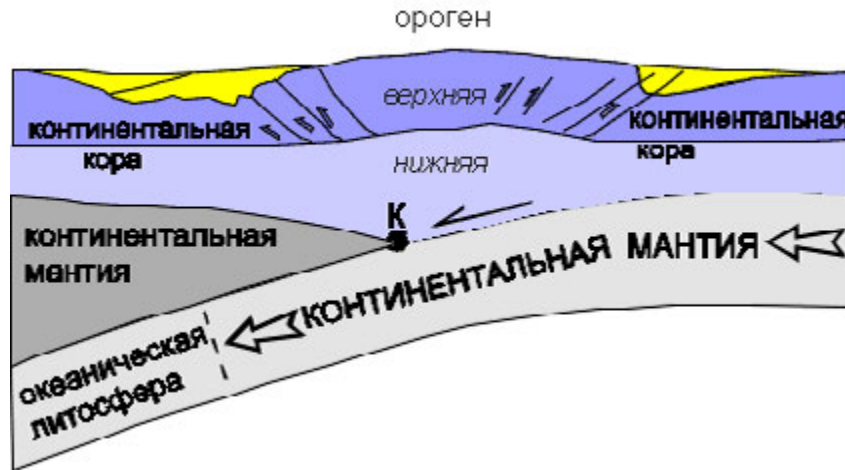


Рис. 2.31. Схема континентальной коллизии с учетом реологической расслоенности литосферы.

Выше было показано, что таких относительно независимых ярусов, которые могут совершать движения, может быть и больше, в зависимости от конкретной тектонической и геодинамической обстановки. Это, в свою очередь, обуславливает возможность сходного блокового поведения на еще более низких пространственно-временных масштабах. Проявления и модель такого поведения рассматриваются в следующих главах.

2.5 Выводы по главе 2

Подход, который предложен в [Bird, 2003; Sornette, Pisarenko, 2003; Голицын, 2008; Шерман, 2012], указывает связь между глобальной организацией больших плит и блоковой структурой масштаба десятков километров и меньше. Полученные нами результаты о самоподобных свойствах континентальных структур от террейнов до континентов **подтверждают и расширяют** заключения [Bird, 2003; Sornette, Pisarenko, 2003; Голицын, 2008; Шерман, 2012].

Рассмотренные в настоящей работе структуры (террейны и их объединения) не являются плитами, это только их континентальные части. Однако выявлены сходные закономерности иерархии, описываемой степенными законами (1.1), (1.30). Количественные значения параметров в этих законах отличаются от установленных для плит в [Bird, 2003; Sornette, Pisarenko, 2003; Голицын, 2008], что, по-видимому, отражает различия в процессах их формирования и развития. Рост и деструкция плит происходят в значительной мере на разных границах (конструктивных и деструктивных, соответственно), в то время как процессы роста континентов за счет приращения террейнов и разрушения за счет эрозии идут в значительной мере на одних и тех же активных окраинах. Однако, по нашему мнению, общим тут являются именно сочетание процессов роста и уничтожения, что и приводит к степным, фрактальным законам распределений.

Сопоставим параметры в степенных законах, полученных нами для террейнов, континентов и островов с параметрами закона разломно-блоковой делимости литосферы, которые приводились в главе 1. Закон (1.10) записан для распределения блоков и разломов по линейным размерам. Если преобразовать его к распределению блоков по площади (с учетом $L \sim S^{1/2}$), то для параметра γ в частотном распределении (2.2) имеем:

$$\gamma = 1/2c,$$

для параметра α в кумулятивном распределении (2.3):

$$\alpha = 1/2c - 1.$$

При значениях $c = 0.22\text{--}0.35$, которые приведены в [Шерман, 2012] для блоков получаем эквивалентные значения $\gamma = 2.27\text{--}1.43$ и $\alpha = 1.27\text{--}0.43$. Отметим, что полученные нами значения аналогичного параметра распределения по площади террейнов, а также островов и континентов неплохо соответствует этому диапазону. Представляется, что это указывает на некоторые общие закономерности в кусочно-блоковой структуре литосферы.

Обобщая, можно говорить о **принципиальном иерархическом самоподобии** структур литосферы от суперконтинентов до отдельных террейнов и мелких блоков земной коры. Такая упорядоченность, по нашему мнению, является **результатом самоорганизации** при образовании, движениях и распаде континентов вследствие глобальной динамики плит.

Таким образом современная **геотектоника и геодинамика** должна рассматривать **динамическую** модель, включающую создание, аккрецию, фрагментацию, распад и взаимодействие плит, блоков, континентальных структур, которые могут идти **в широком диапазоне** пространственно-временных **масштабных уровней**. Конкретный размер и конфигурация плиты (континента, террейна, блока) в каждый момент есть характеристика в значительной мере случайная, которая постоянно меняется в соответствии с глобальной динамикой и взаимодействием с соседями и с учетом реологических свойств литосферы и коры.

Фрактальность структур и самоорганизация являются фундаментальными свойствами тектоники плит, которые необходимо учитывать при изучении глобальных геодинамических и геотектонических процессов и суперконтинентальных циклов, в частности, при проведении палеогеодинамических реконструкций.

ГЛАВА 3. БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ БЛОКОВ НА ОСНОВАНИИ АНАЛИЗА ДАННЫХ GPS

В главе 2 было рассмотрено блоковое строение земной коры и литосферы в целом, основанное на разных данных. Блоковая структура проявляется, в частности, во взаимных движениях. В настоящей главе с помощью разработанных оригинальных методов анализа данных GPS выделяются блоки земной коры и определяются их дифференциальные движения в ряде регионов, выделенные блоки подтверждаются геолого-геофизическими данными.

3.1 Модели относительных движений блоков земной коры по данным GPS

В настоящее время по всему миру действует достаточно большое количество сетей GPS измерений, и масштабы использования данной технологии, как хорошо себя зарекомендовавшей, будут с течением времени увеличиваться.

За последние годы в геодинамически активных областях, таких как Эгейско-Анатолийский регион, Калифорния, Япония, Китай, Центральная Азия, Восточная Африка и других проведено множество измерений, определены скорости смещения пунктов GPS. В результате получены достаточно представительные наборы данных для анализа не только глобальных движений плит и микроплит, но и предприняты попытки определить дискретные движения блоков еще меньшего размера.

К одной из наиболее ранних работ, проведенных в указанном направлении, можно отнести работу [Kahle et al., 2000], в которой проанализированы скорости смещения пунктов GPS в зонах, по которым проходят границы Евразийской, Аравийской и Африканской плит, и рассчитаны значения скорости деформаций в этих зонах. В работе [Reilinger et al., 2006] на основании анализа данных GPS для зоны взаимодействия этих плит разработана модель упругих блоков, которая согласуется с современными движениями плит (относительно эйлеровых полюсов), величинами деформаций в межплитных зонах и значениями скорости деформаций по основным разломам.

Эгейско-Анатолийский регион представляет большой интерес для геодинамических и сейсмотектонических исследований. Динамика данного региона обусловлена взаимодействием Евроазиатской, Африканской и Аравийской плит. Геологическими, геодезическими и сейсмотектоническими исследованиями установлена сложная блоковая структура Восточного Средиземноморья.

В работе [McClusky et al., 2000] выполнен предварительный анализ и объединение множества высококачественных данных GPS от Западной Греции до Эгейской дуги и Западной Турции, их результаты использовали, чтобы выделить жесткие блоки в Центральной Анатолии и Южном Эгейском регионе. В частности, они первыми идентифицировали Юго-Западную Эгейскую микроплиту и рассчитали ее движение от востока Эгейского региона к Пелопоннесу (рис. 3.1). На рис. 3.1а представлены горизонтальные скорости пунктов GPS по [McClusky et al., 2000], на котором видно относительное вращение блоков (микроплит) в регионе. Особенно значительные движения происходят по Северо-Анатолийскому разлому. На рис. 3.1б приведена схема микроплитной (блоковой) динамики, предлагаемая в указанной статье для интерпретации результатов GPS – измерений.

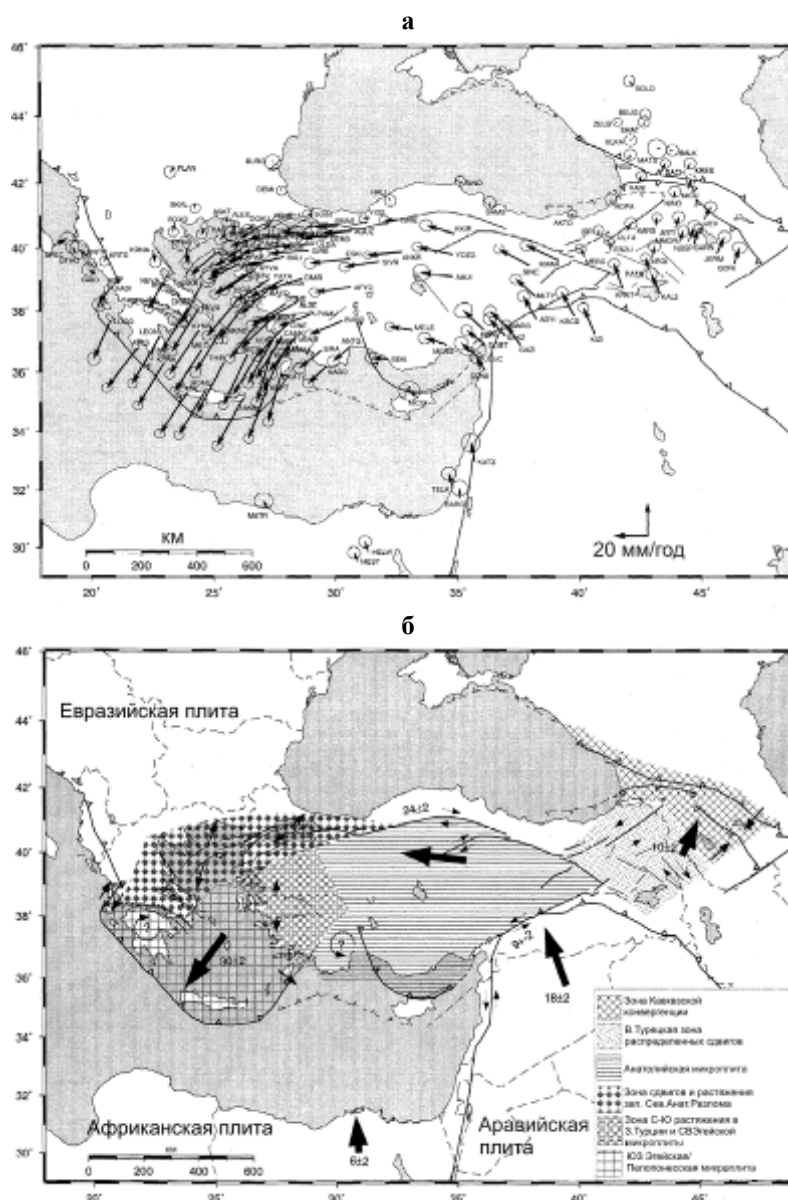


Рис. 3.1. Современные движения в Восточном Средиземноморье. а– Горизонтальные скорости пунктов GPS и 95% доверительные эллипсы относительно неподвижной Евразийской плиты; б– Схема блоковой динамики в Восточном Средиземноморье. По [McClusky et al., 2000], с изменениями.

Хорошее обобщение эволюции представлений о геодинамике Эгейской области приводится в работе [Nyst, Thatcher, 2004], где предложена количественная модель с четырьмя микроплитами, которая позволяет достаточно хорошо описать современную динамику Эгейского региона (рис. 3.2). Отметим, что приведенный этими авторами анализ предполагает существование изолированных зон деформации в пределах номинально жестких микроплит. Сопоставимая деформация может произойти в зонах, лежащих вне текущих сетей GPS, особенно в северо-западном Пелопоннесе, смежном Ионическом море и около западного побережья Анатолии. Также возможно, что эти изолированные зоны являются границами жестких блоков еще меньших размеров. Кроме того, также важно обратить внимание, что распределение сейсмичности, активных разломов указывают на существенную тектоническую деформацию, которая не обнаруживается GPS. Комплексный анализ кинематики и деформаций коры в центральном и восточном Средиземноморье проводится в работе [Perouse et al., 2012].

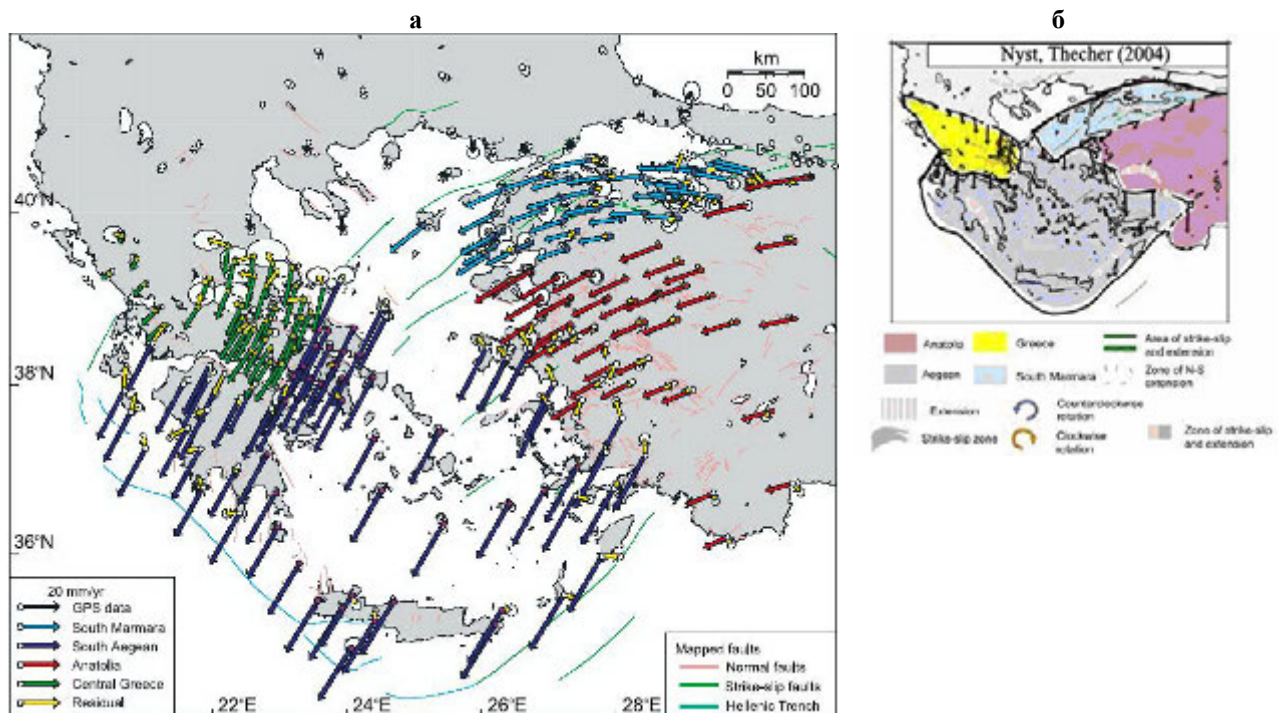


Рис. 3.2. Современные движения в Эгейско-Анатолийском регионе по [Nyst, Thatcher, 2004]. а– Горизонтальные скорости пунктов GPS относительно неподвижной Евразийской плиты. Разным цветом показаны GPS скорости точек, относящихся к различным микроплитам, выделенным этими авторами (б).

Сходные по направлению исследования проводятся и для других регионов. Ряд работ посвящен анализу блоковой динамики зоны сочленения Тихоокеанской и Североамериканской плит на основании данных GPS [McCaffrey, 2005; Meade, Hager, 2005; Williams et al., 2006]. Эти исследования носят весьма детальный характер, учитывая качество сети GPS на западе США, в частности в Калифорнии, пример представлен на рис. 3.3.

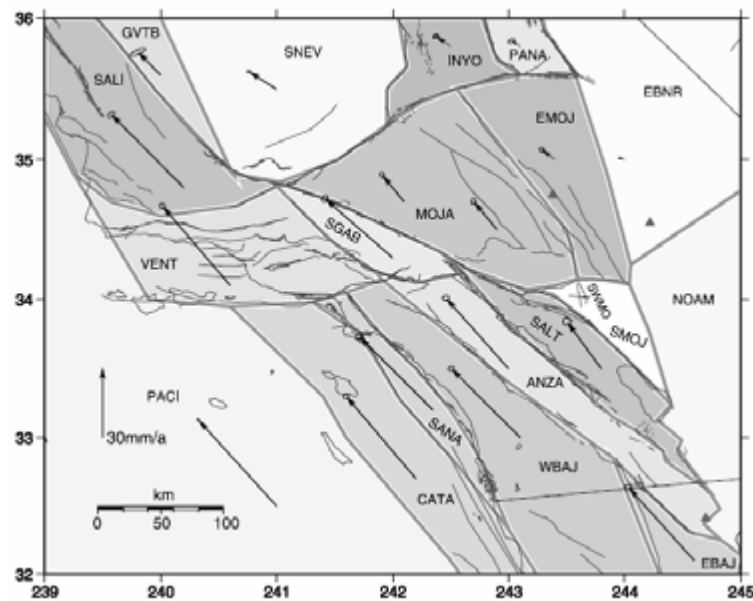


Рис. 3.3. Блоковая структура в западной части США, построенная по данным GPS, по [McCaffrey, 2005]. Стрелками показаны скорости блоков относительно североамериканской плиты.

Перечисленные выше исследования, при всех различиях в методиках определения количественных характеристик блоковых движений, объединяет общий подход к проблеме выделения блоков. Сначала по геологическим, тектоническим, геоморфологическим и т.п. данным выделяются относительно жесткие (или жестко-упругие) блоки и их границы, а затем уже анализируются данные по пунктам GPS, попавшим в тот или иной блок и вычисляются кинематические характеристики движений (полюсы вращения, значения угловой скорости, относительные движения).

Несколько иной подход предложен и реализован в работах [Зубович и др., 2004, 2006, 2007; Кузиков, 2007; Мухамедиев и др., 2006; Bogomolov et al., 2007] для анализа современной деформации земной коры Центральной Азии по данным GPS (рис. 3.4). В них разработаны методы выделения минимально деформируемых участков земной коры на основе дискретного набора значений горизонтальной скорости, выявления доменной (блоковой) структуры поля современных движений для региона развертывания центрально-азиатской GPS-сети. Кроме того, эти авторы определили пространственные соотношения между неотектоническими разрывными структурами, доменами и зонами между ними, а также исследовали кинематику этих объектов. Выделение блоков при этом проводится главным образом на основании анализа кинематики, для чего разработана сложная методика, базирующаяся на методе наименьших квадратов, при этом кривизной поверхности Земли пренебрегают, и расчеты ведутся для **плоского** случая.

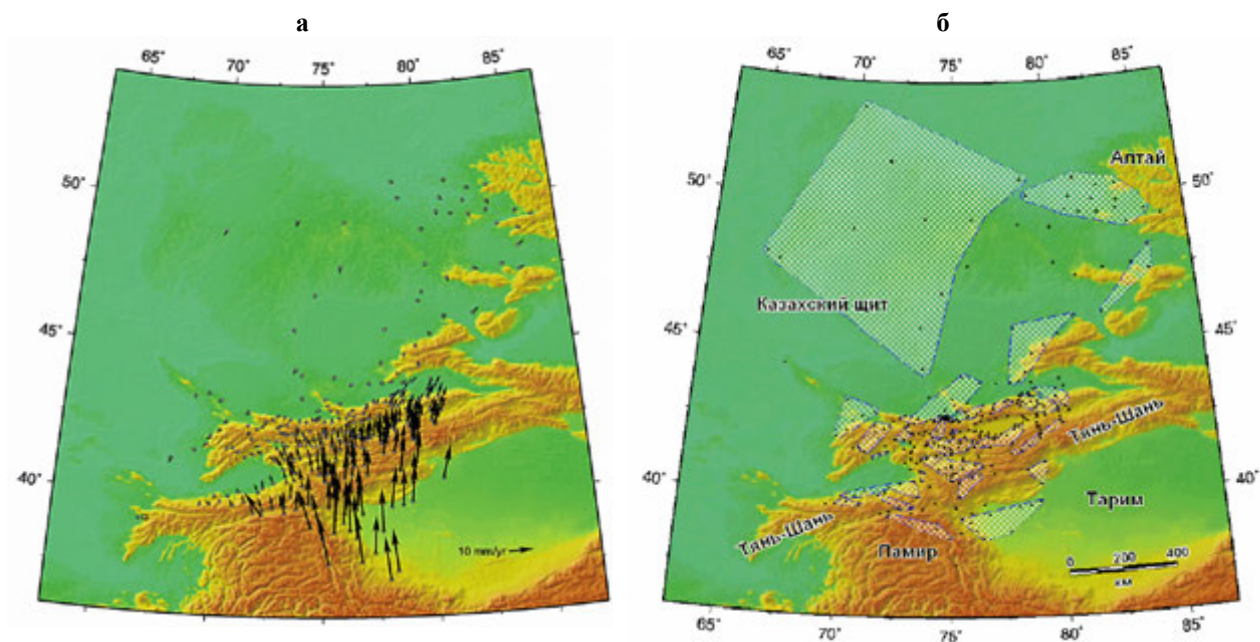


Рис. 3.4. Скорости GPS Центральной Азии относительно Евразийской плиты по наблюдениям в 1995–2005 гг. и блоковая структура коры, построенная на основании анализа этих данных, по [Кузиков, 2007].

Характер деформации земной коры по данным GPS в разных регионах исследуется в довольно большом количестве работ. В статье [Лухнев и др., 2010] проведен анализ результатов измерений GPS на пунктах сети Байкало-Монгольского геодинимического полигона за период с 1994 по 2007 г. и выявлена доменная структура региона. Установлено, что основным типом движений на всей территории Центральной Азии является вращение по часовой стрелке со скоростями порядка $6 \cdot 10^{-9}$ град./год. В то же время выделены несколько блоков с обратным движением против часовой стрелки со скоростями до $13 \cdot 10^{-9}$ град./год. По величине и соотношению относительных деформаций выделены домены преимущественного сокращения и расширения. В работе [Wang et al., 2009] рассмотрены деформации коры Китая на основании анализа данных GPS, утверждается блоковый характер этих деформаций и построена модель вращающихся блоков для их описания.

Вообще, вопрос о том, являются ли плиты «жесткими» и «целыми» является сейчас актуальным. Северо-Восточная Азия является одним из таких регионов, где отсутствует единое мнение о геометрии межплитовых границ. Обычно считается, что динамика Северо-Восточной Азии определяется взаимодействием трех крупнейших плит: Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской. В последнее время все больше оснований получает точка зрения, которая предполагает существование здесь микроплит (Беринговой, Охотской и Амурской). Работа [Ашурков, 2011], хотя и не посвящена выделению отдельных блоков, но в ней на основании, прежде всего, данных GPS (довольно небольшого массива) рассматривает вопрос о существовании и относительном

движении Амурской плиты. Полученная в результате кинематическая модель с большой достоверностью описывает движение Евразийской и Амурских плит как независимых тектонических единиц. И лишь затем авторы показывают, что эта модель находится в хорошем согласии с данными о кинематике активных разломов и современном поле тектонических напряжений на межплитной границе. Анализ кинематики наблюдательных пунктов GPS, расположенных в восточной части Чукотки, западной части Аляски и на островах в Беринговом море, проведенный в работе [Габсатаров и др., 2013], свидетельствует о существовании Беринговой микроплиты, вращающейся по часовой стрелке относительно Североамериканской плиты.

Относительные движения блоков по данным GPS выявляются и в других регионах, в том числе в пределах «стабильных» плит. Так, в работе характерным названием «How rigid is a rigid plate?...» [Malservisi et al., 2013] в рамках единой Нубийской (Африканской) плиты установлены дифференциальные движения: поворот по часовой стрелке южноафриканского блока относительно африканского континента. Этот поворот согласуется с продвижением Восточноафриканского рифта через регион Окавинго. Аналогично, в работе [Fernandes, 2013] выявлены движения блока Виктория относительно соседних плит Нубия (Nubia) и Сомали (Somalia).

Обе описанные группы методов дают хорошие результаты, однако, как представляется, для каждой из них характерны свои недостатки. Первая группа методов отдает предпочтение сложившимся представлениям о геологическом строении региона, которые **могут не соответствовать** реальной современной, измеряемой по GPS («мгновенной») кинематике. Во второй группе методов выделение блоков проводится главным образом на основании анализа кинематики, однако **не учитывает сферичности**. Это вполне допустимо при анализе небольших регионов, но при больших масштабах может приводить к значительным ошибкам.

В связи с указанными недостатками обеих групп методов нами разработаны оригинальные методы анализа современных дискретных движений блоков в областях новейшей тектоники по данным GPS с учетом сферичности Земли, которые изложены в работах [Завьялов, Захаров, 2012; Захаров, Симонов, 2010; Захаров и др., 2010; Симонов и др., 2006, 2010; Zavialov, Zakharov, 2012]. При этом используется подход, отличный от описанных выше: **сначала** по набору GPS данных с учетом сферичности Земли выделяем *кинематически однородные* кластеры, которыми считаем кластеры точек (пунктов GPS), по своим скоростям относящихся к **единому** эйлерову полюсу P , и имеющих **одинаковую** угловую скорость ω (в пределах заданных ошибок). При этом критерием являлось именно **согласованность** движения. В качестве **жесткого** блока земной коры такой

кластер можно рассматривать после подтверждения (и, при необходимости, корректировки) его границ геолого-геофизическими данными.

Разработанные нами методы опробовались на примере анализа Эгейско-Анатолийского региона, Калифорнии и Японии. Это связано с тем, что современной геодинамикой этих регионов в последние 30–35 лет занимались многие исследователи и собрано много данных GPS.

При этом отметим, что наш анализ позволяет выявить основу блоковой структуры, но не претендует на законченность результатов. Более точные и детальные характеристики блоков должны уточняться другими (геологическими, тектоническими, геофизическими и прочими) методами.

3.2 Методы анализа

3.2.1 Общие принципы и подходы

Данные по скорости GPS во всех источниках приводятся в так называемой локальной декартовой системе координат, она имеет 3 компонента: северный (n), восточный (e) и вертикальный (d): $V = (V_n, V_e, V_d)$. В данном случае нас интересуют только горизонтальные движения, поэтому везде полагается $V_d = 0$. Для дальнейшего анализа необходимы пересчеты скорости в глобальную систему координат $V = (V_x, V_y, V_z)$, связанную с центром Земли, и обратно в локальную [Кокс, Харт, 1989].

Для анализа данных GPS и создания кинематической модели блоков, совершающих дифференциальные движения нами разработана специальная методика, основанная на анализе движений на поверхности сферы. Нами разработано несколько вариантов подобных методик. Все они состоят из трех основных этапов.

1) Сначала необходимо получить эйлеров полюс $P(\varphi_p, \lambda_p)$ и угловую скорость ω , основываясь на линейных скоростях в пунктах GPS. В работах [Захаров, Симонов, 2010; Захаров и др., 2010; Симонов и др., 2006, 2010] описаны методы, вычисляющие эти характеристики по скоростям в двух точках (пунктах GPS). Полюс должен лежать на пересечении двух больших кругов, на одном из которых лежит точки, причем в точках перпендикулярны плоскостям кругов (рис. 3.5). В работах [Захаров, Симонов, 2010; Симонов и др., 2006, 2010] нами применялись стандартные методы расчета положения эйлеровых полюсов по данным о линейной скорости, описанные в [Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Кокс, Харт, 1989]. В работе [Захаров и др., 2010] использован метод, в котором расчеты, в основном, производятся методами векторной алгебры, в отличие от методов геометрических соотношений на сфере. Результаты применения одинаковы, разница лишь в форме записи и применяемом математическом аппарате.

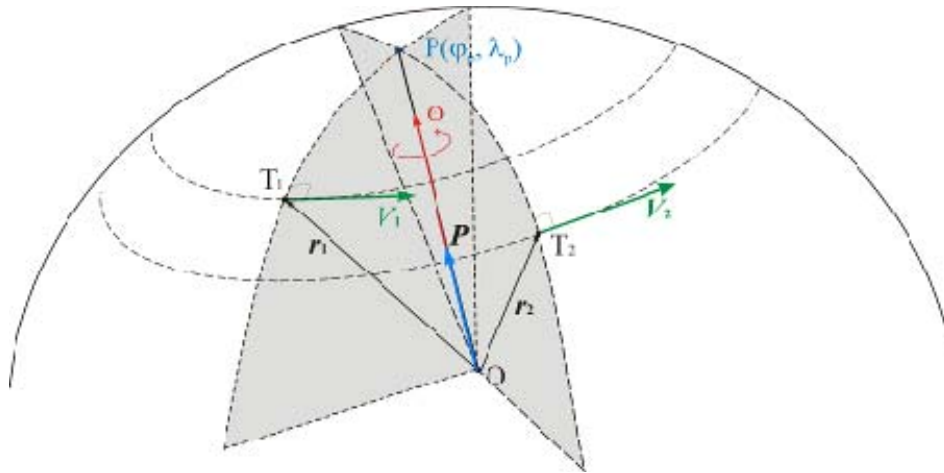


Рис. 3.5. Определение положения полюса вращения по линейным скоростям в двух точках.

В работах [Завьялов, Захаров, 2012; Zavialov, Zakharov, 2012] рассмотрен метод, который включают минимизацию некоторого функционала для нахождения наилучших параметров вращения, при этом должно быть использовано не менее трех точек.

2) Определение наборов точек («кластеров»), принадлежащих к **единому** эйлерову полюсу и имеющих **одинаковую** угловую скорость (в пределах заданных ошибок). Иными словами, выделялись совокупности точек поверхности, совершающих в настоящее время **согласованное движение**, которое можно описать единым вектором угловой скорости ω . Эти кластеры интерпретировались нами как жесткие кинематические блоки (возможно, временные), при этом критерием служила именно согласованность движения. Нами разработан ряд оригинальных алгоритмов, позволяющих выделять такие кластеры. Одни методы основаны на простом переборе с вычислением средних параметров и с отбраковкой точек, не удовлетворяющих заданным критериям [Захаров, Симонов, 2010; Симонов и др., 2006, 2010]. Другие методы включают минимизацию некоторого функционала для нахождения наилучших параметров вращения [Завьялов, Захаров, 2012; Zavialov, Zakharov, 2012], при этом также используют перебор на некотором этапе.

3) Используя выделенные «кластеры» (блоки) и рассчитанные для них параметры движения – координаты (широта ϕ_p , долгота λ_p) полюса вращения $P(\phi_p, \lambda_p)$ и угловую скорость ω , – вычислили относительные движения отдельных блоков.

3.2.2 Методы классификации исходных данных и выделения блоков

Базовый алгоритм (К1). За основу при выделении кинематических блоков нами был принят наиболее простой метод, основанный на переборе. Алгоритм метода следующий:

1) Имеется набор данных по N пунктам наблюдений GPS. Из набора выбираются две произвольные точки T_1 и T_2 , имеющие GPS-скорости V_1 и V_2 , эйлеров полюс которых

еще не определен.

2) По направлениям скоростей V_1 и V_2 вычисляется положение эйлера полюса $P(\varphi_p, \lambda_p)$ для точек T_1, T_2 , для каждой точки T_1, T_2 по величинам линейной скорости и вычисленному положению эйлера полюса P формально вычисляются величины мгновенной угловой скорости – ω_1, ω_2 [Зоненшайн, Кузьмин, 1992].

3) Если значения ω_1 и ω_2 близки, т.е. $|\omega_1 - \omega_2| \leq \Delta\omega$, где $\Delta\omega$ – заранее заданная точность (максимальная ошибка) определения угловой скорости ω , то эйлеров полюс P считается правильным и запоминается, а точки T_1, T_2 приписываются к этому эйлерову полюсу P_1 .

Если разница $|\omega_1 - \omega_2| \geq \Delta\omega$, то выбирается из набора данных другая точка T_3 , эйлеров полюс которой еще не определен, точку T_2 заменяем на T_3 , и повторяем п.2 и 3, пока не будут найдены хотя бы две точки, относящиеся к одному полюсу вращения P_1 ;

4) Из набора данных выбирается произвольная точка T_i , эйлеров полюс которой еще не определен, и вычисляется по полученной ω модельная скорость $V_i' = [\omega \cdot r_i]$, где $r = (r_x, r_y, r_z)$ – радиус-вектор точки T_i (в глобальной системе координат), и азимут движения A_i' в этой точке. Вычисляется также угловая скорость ω_i , которые получились бы при вращении этой точки вокруг ранее определенного полюса P_1 . Эти вычисленные (модельные) значения азимута и угловой скорости сопоставляются с фактическими.

Если разница вычисленного (A_i') и фактического (A_i) азимутов менее заранее заданной ошибки азимута ΔA ($|A_i' - A_i| \leq \Delta A$), а ω_i и ω_1 близки ($|\omega_1 - \omega_i| \leq \Delta\omega$), то точка T_i относится к тому же полюсу P (принадлежит к этому блоку), если нет, проверяются остальные точки из всего набора данных;

5) если в результате перебора всех точек остаются такие, для которых полюс вращения все еще не определен, то переходят к п. 1, чтобы найти эйлеровы полюсы P_2, P_3, P_4 и т.д. для других блоков.

Можно ожидать, что одним из главных недостатков метода должна быть определенная зависимость от выбора начальной пары точек и потенциальная вероятность отнести точку к ложному полюсу. Однако практическое опробование метода с «перетасованными» базами данных таких недостатков не выявило. Выделенные «кластеры» были одинаковыми независимо от начальной точки.

Метод минимизации ошибок (K2). Этот метод является модификацией метода K1 и имеет следующий алгоритм:

1) п. 1 – 5 совпадают с соответствующими пунктами метода K1;

6) ещё раз проверяются все точки. Рассчитываются ошибки определения азимута и угловой скорости для вращения вокруг каждого из найденных полюсов P_1 ,

P_2 , P_3 и т.д. Окончательно точка относится к тому полюсу, для которого ошибки азимута и угловой скорости минимальны.

Преимущество этого метода заключается в том, что точки относятся к полюсу, который обеспечивает наименьшие ошибки. При этом выявлен следующий недостаток: появление внутри выделяемых кластеров «посторонних» точек, которые формально относятся к одному полюсу, но фактически расположены в окружении точек, имеющих другой полюс. Это требует внимания исследователя-эксперта.

Вариативный метод (К3). В соответствии с этим методом есть возможность вычислить для каждой точки несколько полюсов, удовлетворяющих критериям точности, т.е. предварительно каждая точка может принадлежать нескольким кластерам. Окончательное решение принимает исследователь на основании дополнительной информации. Метод имеет следующий алгоритм:

1) п. 1 – 5 совпадают с методом К1;

6) ещё раз проверяют все точки. Рассчитывают ошибки азимута и угловой скорости из каждого полюса P_1 , P_2 , P_3 и т.д. Точка относится к полюсу, для которых разница азимута и угловой скорости меньше заданных ошибок ΔA , $\Delta \omega$, и который удовлетворяет дополнительным критериям исследователя (тектоническим, геоморфологическим и т.п.)

Метод определения наилучшего вектора вращения (К4) Метод имеет следующий алгоритм [Завьялов, Захаров, 2012; Zavialov, Zakharov, 2012] (рис. 3.6):

1) Разбиваем все исходное поле на «тройки» точек произвольным образом. Можно повторять этот шаг несколько раз.

2) Находим такой вектор угловой скорости ω , который с минимальным отклонением соответствовал бы каждой наблюдаемой линейной скорости V_i (т.е. исходные данные). Для этого применяем метод наименьших квадратов. Согласно ему, наилучшей аппроксимацией является такая зависимость, которая минимизирует сумму квадратов отклонений наблюдаемых данных от расчетных. Применительно к задаче нахождения вектора ω , наилучшим образом описывающего вращение точек на поверхности Земли, задача сводится к нахождению минимума функционала:

$$J = \sum_i (V'_i - V_i)^2 \rightarrow \min, \quad (3.1)$$

где V'_i – расчетные скорости (т.е. такие «модельные» линейные скорости, которые соответствуют искомому вектору вращения ω). Рассчитываем по (3.1) векторы угловой скорости каждой из «троек» (рис. 3.6a).

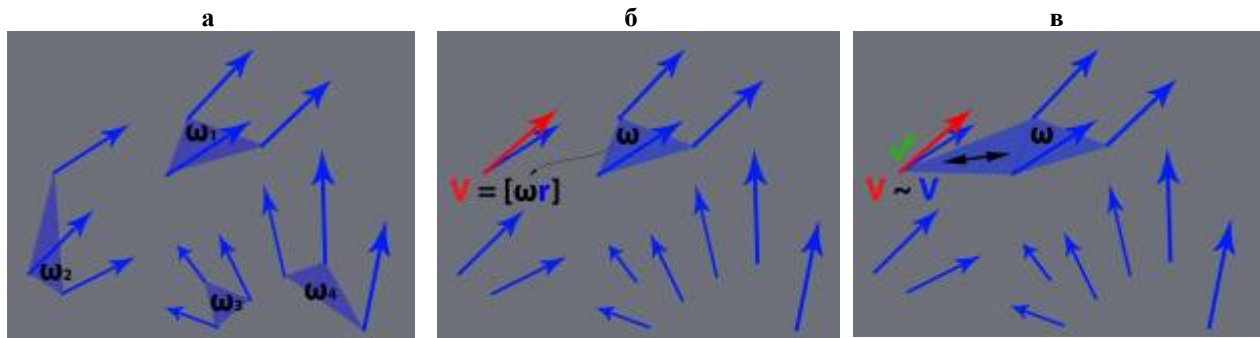


Рис. 3.6. Краткая схема алгоритма автокластеризации последовательным методом.

а– Разбиение поля на «тройки», расчет для каждой параметров вращения, нахождение наилучшей (базовой) «тройки» и ω . *б*– вычисление модельной скорости для ближайшей точки (красная стрелка). *в*– Присоединение точки к первым трем выбранным в случае хорошего совпадения модельного и исходного вектора.

3) Вычисляем модельные векторы линейных скоростей V_i' , используя полученные параметры вращения. После этого, в каждой точке вычисляется азимут движения A_i' рассчитываются угловые отклонения $|A_i' - A_i|$ модельных скоростей от наблюдаемых. Суммируем угловые отклонения всех трех точек в каждой «тройке». Потом, выбираем такую «тройку», в которой сумма угловых отклонений оказалась наименьшей. Это будет базовая «тройка» и базовый вектор ω (рис. 3.6б).

4) Вновь рассматриваем исходное поле линейных скоростей, но уже без разбиения. Теперь следуем п.4 в алгоритме К1, проверяя все точки на соответствие полученному ω . После каждого присоединения подходящей точки происходит пересчет параметров вращения по (3.1), и расчетная скорость для следующей точки уже вычисляется по ним. Таким образом, путем присоединения подходящих векторов линейных скоростей, формируется кластер (рис. 3.6в).

5) Вновь разбиваем поле оставшихся скоростей на «тройки» и находим такую, в которой соответствие модельных и исходных скоростей наилучшая, после чего повторяем алгоритм до тех пор, пока все кластеры не будут выявлены.

Отметим, что не существует **самого правильного** и наилучшего метода для классификации и определения эйлера полюса по набору данных GPS. Поэтому результаты применения описанных методов кластеризации являются предварительными, и более подробный анализ должен производиться экспертом-исследователем.

Выделенные таким образом наборы точек («кластеры») мы можем интерпретировать как принадлежащие к отдельным жестким блокам, при подтверждении этого геолого-геофизическими данными.

3.2.3 Методы вычисления относительных движений блоков

Для изучения относительного перемещения плит или блоков нужно вычислить значения скорости относительных движений. В работах [Симонов и др., 2006; Захаров, Симонов, 2010; Симонов и др., 2010] описаны четыре метода вычисления относительных движений, которые можно применять в зависимости от решаемых задач и качества исходных данных.

Два метода из них основаны на вычислении относительных движений блоков через вычитание значений линейных скоростей пунктов в локальной (O1) и глобальной (O2) системе координат. Они просты и дают приемлемые результаты при отсутствии больших вращений блоков и удобны для вычисления относительного движения близких локальных пунктов (когда сферичностью поверхности Земли можно пренебречь). К недостаткам методов относится то, что можно получить относительные движения точек в самом блоке.

Для случаев, когда движения блоков имеют хорошо выраженное вращение вокруг эйлера полюса, т.е. даже в грубом приближении их движение нельзя рассматривать как поступательное, разработаны методы O3 и O4.

Метод O3 позволяет определить относительные движения точек, вычисляя скорость их движения в локальной системе при вращении вокруг разных полюсов и находя разность полученных величин. Метод имеет следующий алгоритм (рис. 3.7):

1) выбирается блок, который вращается вокруг полюса $P(\phi_p, \lambda_p)$ с угловой скоростью ω (т.е. характеризуется вектором угловой скорости ω);

2) выбирается точка $T(\phi, \lambda)$, которая может принадлежать к другому блоку с другим полюсом вращения P_2 , ее фактическая (измеренная) скорость в локальной системе V_T ;

3) вычисляется скорость V_{TP} вращения точки T относительно полюса P (как если бы она относилась к полюсу P) в глобальной системе $V_{TP} = [\omega \cdot r]$;

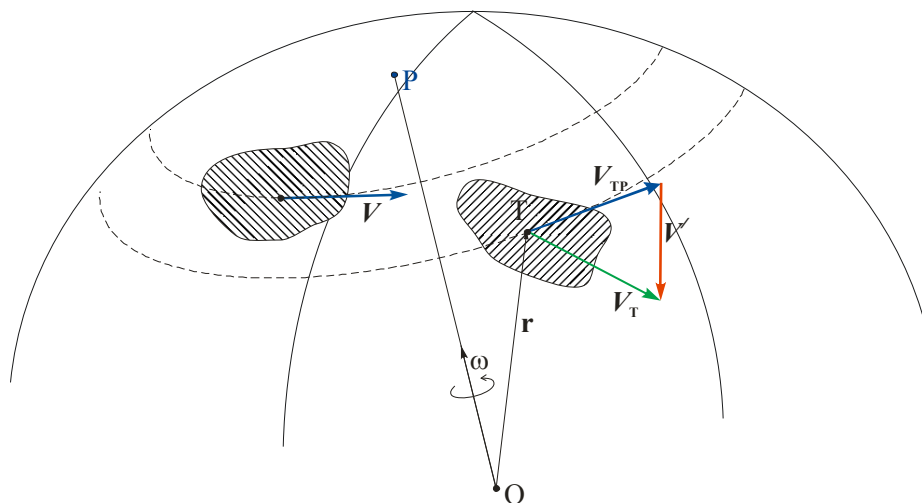


Рис. 3.7. Схема вычисления скорости относительного движения по методу O3. Пояснения в тексте.

- 4) скорость $V_{\text{ТР}}$ пересчитывается в локальную систему координат;
- 5) вычисляется относительная скорость в локальной системе $V' = V_{\text{Т}} - V_{\text{ТР}}$.

Результаты, полученные методом ОЗ, корректнее, чем методами О1 и О2. Недостатком является возможность получить движение точки относительно своего блока. Это связано с тем, что при кластеризации мы относили точки к блоку с определенной погрешностью, поэтому значимыми следует считать только те движения, количественные характеристики которых больше заданных ошибок.

Метод О4. В этом методе определение относительных движений блоков производится через их угловые скорости и координаты эйлеровых полюсов (т.е. вектор угловой скорости) в глобальной системе координат. Метод имеет следующий алгоритм (рис. 3.8):

- 1) выбирается блок 1, который имеет эйлеров полюс $P_1(\phi_1, \lambda_1)$, вектор угловой скорости ω_1 и точка Т, относящаяся к блоку 2, который имеет эйлеров полюс $P_2(\phi_2, \lambda_2)$, вектор угловой скорости ω_2 ;
- 2) вычисляется угловая скорость блока 2 относительно блока 1 $\omega' = \omega_2 - \omega_1$;
- 3) вычисляется относительная линейная скорость точки Т в глобальной системе координат $V' = [\omega' r]$;
- 4) вычисляется скорость относительного движения в локальной системе координат.

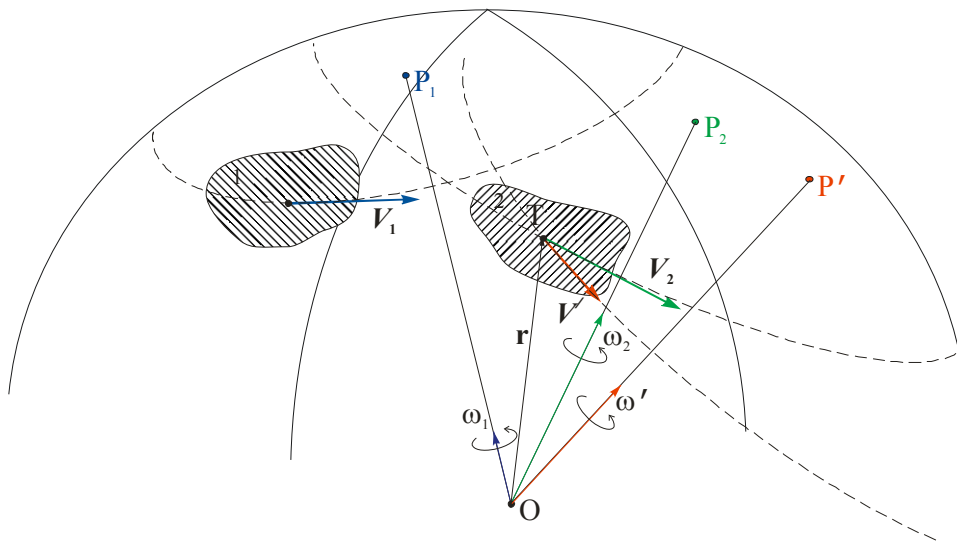


Рис. 3.8. Схема вычисления скорости относительного движения по методу О4. Пояснения см. в тексте

В этом методе точки в самом блоке остаются неподвижными одна относительно другой в пределах заданной ошибки, если блок не испытывает внутреннего вращения. Метод работает при любых обстоятельствах, при этом получаются наиболее корректные результаты.

3.3 Определение блоковой структуры и кинематики земной коры в областях новейшей тектоники

3.3.1 Эгейско-Анатолийского регион

В нашей работе анализировались данные GPS, представленных в [Nyst, Thatcher, 2004] для Эгейско-Анатолийского региона. Классификация проводилась со следующими параметрами: допустимая погрешность в угловой скорости $\pm 15\%$, допустимое азимутальное отклонение вектора движения $\pm 5^\circ$. Нами предварительно выбрано и описано лишь несколько наиболее четко выделяющихся блоков, по всей видимости, не имеющих значительного собственного вращения. Выбор конкретных блоков обусловлен представительностью исходных данных GPS и геологических данных.

В результате анализа удалось выделить ряд блоков, имеющих различные полюса вращения и, таким образом, совершающих дифференциальные движения. Границы блоков подтверждаются геолого-геологическими данными.

В первую очередь отметим, что при выделении отличающихся по кинематике блоков земной коры нельзя опираться только на формальные математические методы, так как такое определение может содержать значительные ошибки, связанные с ограничениями методов, как кластеризации, так и определения относительных движений. Необходим тщательный анализ геологического строения и морфологии рельефа изучаемых территорий. Однако здесь возникают дополнительные сложности, связанные с тем, что границы современных подвижных блоков не всегда четко коррелируют с геологическими и морфологическими данными. Так, хорошо выраженные в рельефе линейные зоны, которые могли бы быть интерпретированы при дешифрировании как активные границы блоков, на современном этапе могут оказаться пассивными. Относительные движения пунктов, расположенных на разных бортах хорошо морфологически выраженных и спрямленных долин, обычно интерпретируемых как разрывные нарушения, могут быть либо крайне незначительными, либо отсутствовать. Кроме того, движение этих пунктов иногда можно описать как вращение единого блока вокруг единого полюса. С другой стороны, границы отдельных, подвижных один относительно другого блоков могут не иметь четкого морфологического проявления, хотя некоторые морфологические признаки могут свидетельствовать о развивающихся активных структурах. Таким образом, мы говорим о выделении неких областей, характеризующихся одинаковой кинематикой внутри себя и различной кинематикой с соседними областями.

Результаты анализа для Эгейско-Анатолийского региона, по [Симонов и др., 2006], представлены на рис. 3.9, где выделенные блоки показаны разным цветом. Названия блоков, приведенных на схеме, даны нами и являются условными.

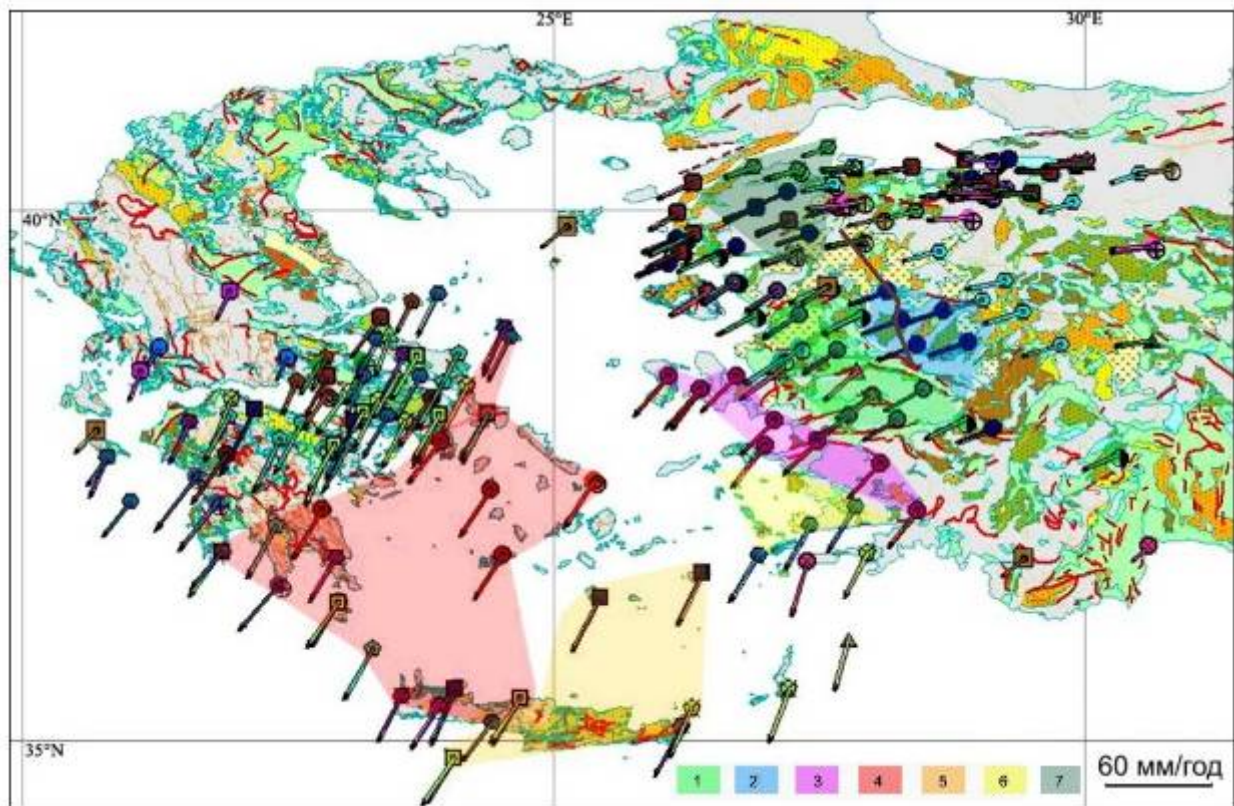


Рис. 3.9. Скорости пунктов GPS в Эгейско-Анатолийском регионе по данным [Nyst,Thacher, 2004] и примерная схема выделенных нами блоков [Симонов и др., 2006], наложенные на геологическую карту [Геологическая карта Греции, 1983; Геологическая карта Турции, 1989]. Цветом и различными символами обозначены группы GPS пунктов, относящиеся к одному полюсу вращения. Стрелками соответствующего цвета показана скорость этих пунктов относительно неподвижной Евразии. 1 – блок Маниса (Западно-Анатолийских грабенов); 2 – блок Селенди в Западном Анатолии; 3 – блок Хиос-Мугла в Западном Анатолии; 4 – Западно-Эгейский блок; 5 – Восточно-Эгейский блок; 6 – Северо-восточно-Эгейский блок; 7 – блок Баха.

Выделенные блоки совершают **относительные движения**. Пример применения анализа для северо-западной Анатолии представлен на рис. 3.10 [Захаров, Симонов, 2010]. Границы выделенных кластеров (блоков) показаны широкими штриховыми полосами, точнее по данным GPS их определить довольно сложно. В данном случае при уточнении границ блоков мы полагали, что пункты, относимые к разным эйлеровым полюсам, приурочены к областям с различным геологическим строением. Так, пункты мыса Баба (пункты показаны серыми треугольниками, значения скорости – серыми стрелками) приурочены к областям распространения миоцен-четвертичных отложений, в то время как пункты блока с центральной точкой Ваха (пункты показаны белыми треугольниками, значения скорости – белыми стрелками) приурочены к областям выхода метаморфизованного фундамента. Более точное определение границ блоков (пунктирные

линии) возможно по геоморфологическим данным, однако плотность сети GPS не позволяет говорить о них уверенно.

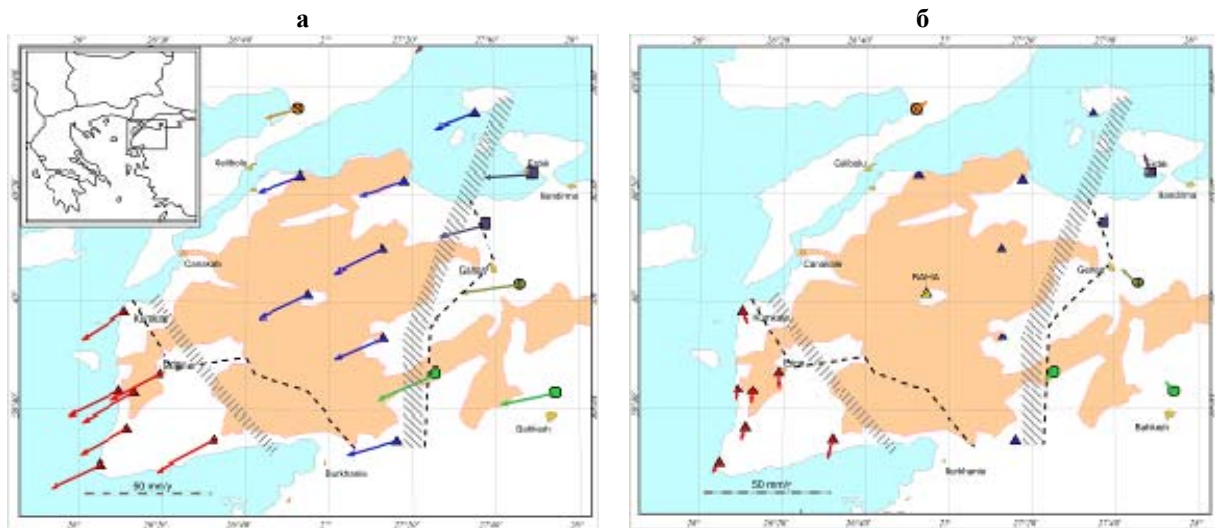


Рис. 3.10. Применение анализа для тестового региона в северо-западной Турции (показан на врезке рамкой). *а* – Выделение кинематических блоков методом K2. Пункты, отнесенные к различным блокам, показаны различными значками, их скорости – разными стрелками. Бежевое поле – область выхода метаморфизованного фундамента, широкие штриховые полосы – примерные границы выделенных блоков с учетом геологических данных. Пунктирные линии – более точное определение границ блоков по геоморфологическим данным. *б* – Скорости движения (стрелки) относительно пункта Ваха, полученная по методу О4 [Захаров, Симонов, 2010].

На рис. 3.10*б* показаны скорости относительные движения выделенных блоков, (относительно блока с п. Ваха), рассчитанных по методу О4. Видно, что два соседних (западный и восточный) блока вращаются относительно него в противоположных направлениях (по и против часовой стрелки, соответственно), скорость этих движений составляет 5–10 мм/год.

Другие примеры определения относительных таких движений блоков представлены на рис. 3.11. На рис. 3.11*а* показаны движения относительно блока Западно-Анатолийских грабенов Маниса (западная Турция). С юга и с северо-востока блок четко ограничен системой четвертичных Западно-Анатолийских грабенов. С запада блок ограничивается блоком Хиос-Мугиа, достаточно уверенно определяемого по данным GPS, однако по геологическим данным граница между этими блоками четко не выделяется, хотя отмечается система четвертичных впадин северо-западного простирания, разделяющая эти блоки. Внутреннее строение блока неоднородно, он разбит на несколько частей четвертичными впадинами, относящимися к той же системе Западно-Анатолийских грабенов. На рисунке видно, что соседние блоки совершают относительно данного блока движение против часовой стрелки. На рис. 3.11*б* показаны движения относительно Западно-Эгейского блока.

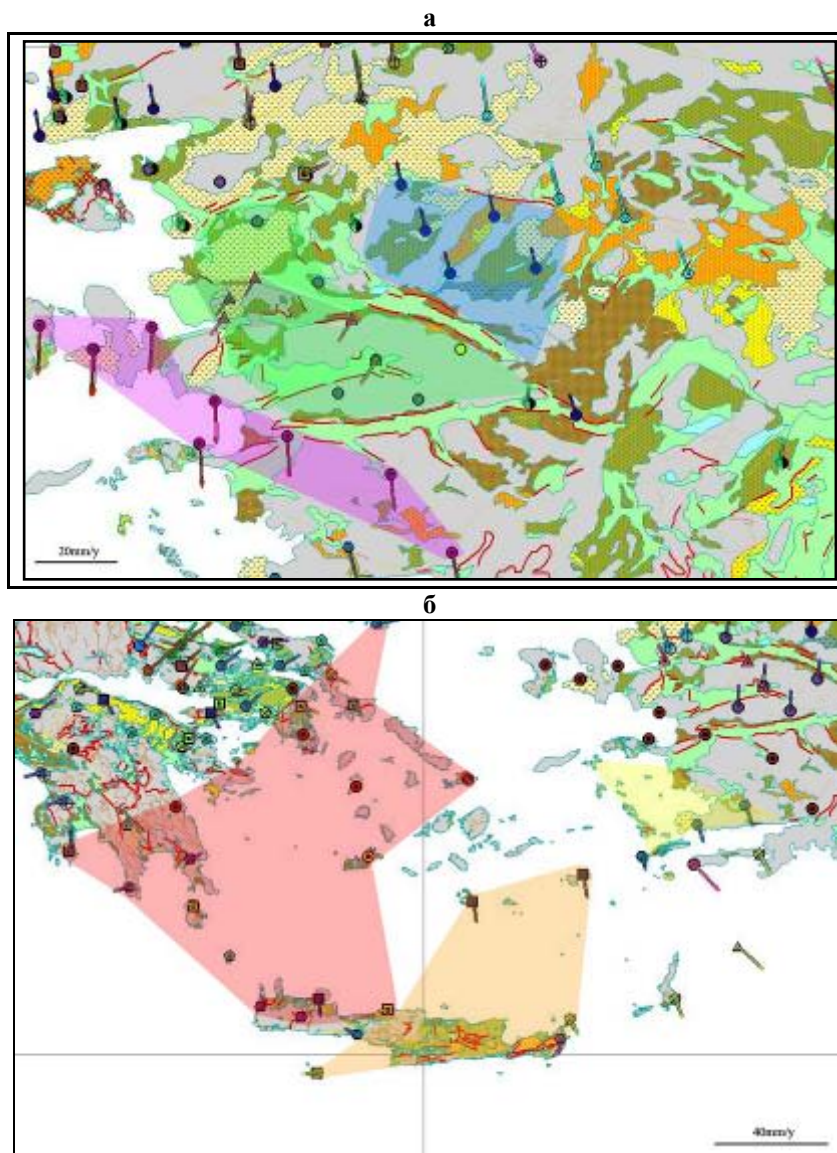


Рис. 3.11. Относительные движения выявленных блоков. а – скорости относительно блока Западно-Анатолийских грабенов; б – скорости относительно Западно-Эгейского блока.

С востока блок ограничивается восточно-Эгейским блоком, достаточно уверенно определяемого по данным GPS, однако по геологическим данным граница между этими блоками четко не выделяется. Видно, что Восточно-Эгейский блок движется относительно описываемого блока на юг (по часовой стрелке) со скоростью около 6 мм/год, а блоки Маниса и Селенди в Западной Анатолии – с примерно такими же скоростями на север (против часовой стрелки). Схожие относительные взаимные движения совершают и другие выделенные нами блоки.

Как уже говорилось выше, достоверность полученных блоков необходимо подкреплять геолого-геофизическими данными. Большую информацию о взаимодействии блоков может предоставить изучение сейсмичности. Согласно сейсмологическим наблюдениям в Эгейско-Анатолийском регионе отмечается повышенная сейсмическая активность, представленная, главным образом, слабыми землетрясениями. Сейсмичность

региона по каталогу NEIC PDE за 1973–2007 гг. представлена на рис. 3.12а. Практически все землетрясения - мелкие, коровые, их глубина не превышает 33 км. Расположение эпицентров неоднородное: значительная часть очагов концентрируется в зонах границ между крупными блоками (микроплитами), таких, как Северо-Анатолийский разлом, Эгейский желоб. Выделяются также зоны концентрации эпицентров меньшего масштаба. В то же время между этими зонами можно выделить области, где землетрясений мало. На рис. 3.12б и 3.12в показаны плотности эпицентров для землетрясений с магнитудой $M > 5$ и плотность эпицентров для поверхностных землетрясений (0–5 км), рассчитанные по каталогу NEIC PDE в скользящем окне с использованием авторского ПО FrAnGeo [Захаров, 2011г]. На рисунках видно, что границы и вершины выделенных блоков (кроме блока Хиос-Муги в Западном Анатолии) достаточно хорошо согласуются с характером пространственного распределения сейсмичности и коррелируют с зонами концентрации (повышенной плотности) эпицентров землетрясений. Поскольку точные границы блоков провести зачастую достаточно трудно, сейсмические данные дают возможность их уточнения. В них, например, проявляются границы Восточно-Эгейского блока, которые, как отмечалось выше, не проявляются в геологических данных. Возможные скорректированные границы блоков показаны на рис. 3.12 и следующих рисунках пунктиром. Пониженное количество очагов землетрясений внутри блоков свидетельствует об их внутреннем единстве.

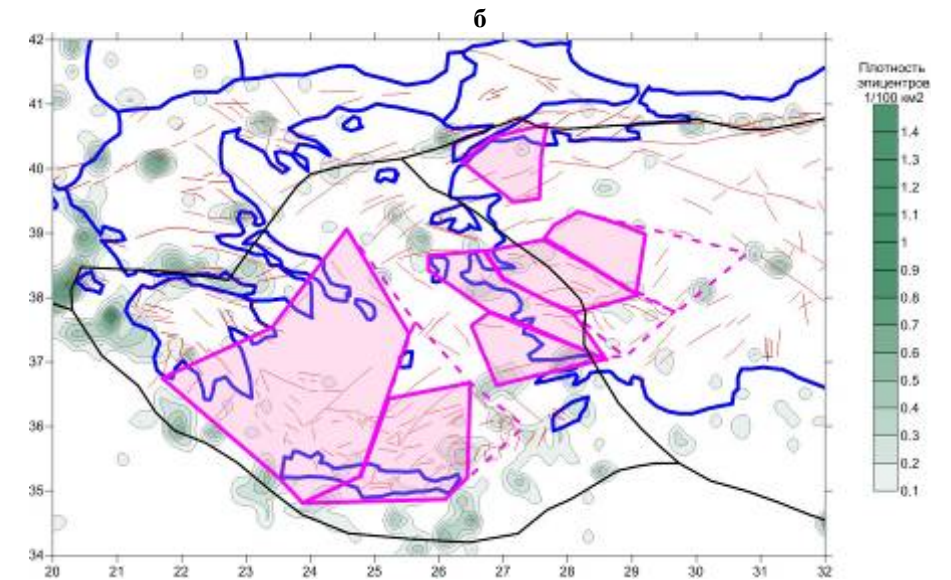
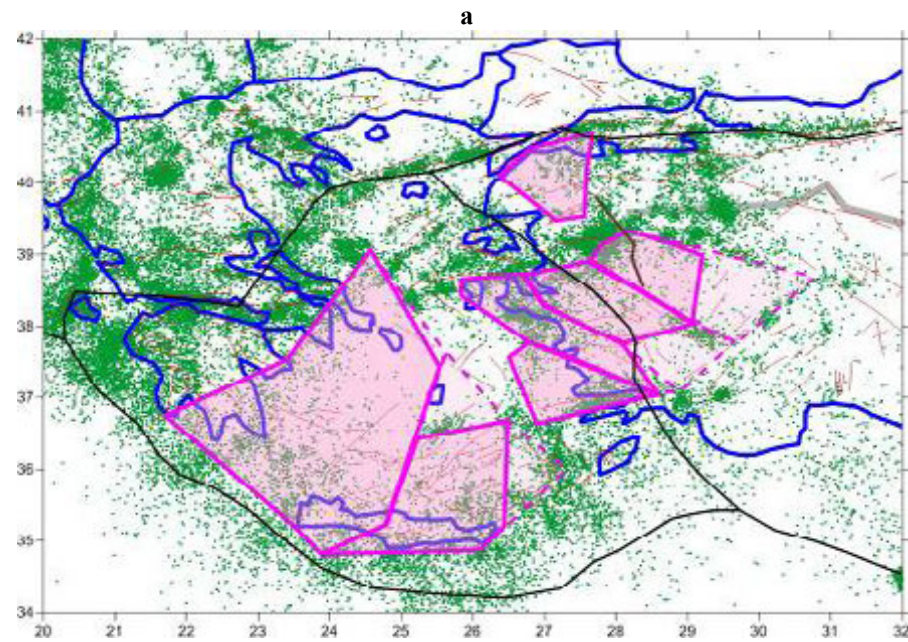
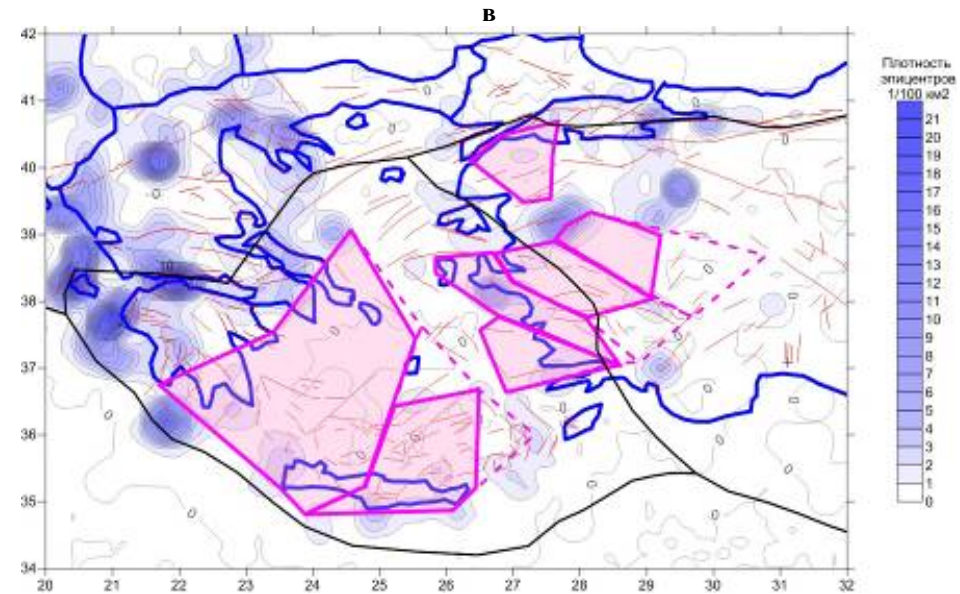


Рис. 3.12. Сейсмичность Эгейско-Анатолийского региона по каталогу NEIC за 1973–2007 гг. и схема выделенных при анализе данных GPS [Симонов и др., 2006; Захаров, Симонов, 2010] блоков. Сплошными малиновыми линиями показаны границы блоков с рис. 3.9, пунктиром – их возможные уточнения с учетом геолого-геофизической информации. *а* – положение эпицентров землетрясений (зеленые точки); *б* – плотность эпицентров для землетрясений с $M > 5$; *в* – плотность эпицентров для поверхностных землетрясений (0–5 км). Тонкие красные линии – разломы, из [Симонов, 1998].



Таким образом, блоки совершают относительные движения и взаимодействуют по границам, что проявляется в наблюдаемой сейсмичности.

Некоторые границы блоков проявляются и в других геофизических данных. На рис. 3.13 представлены гравитационные аномалии в свободном воздухе для региона, построенные по данным BGI (International Gravimetric Bureau). Прежде всего, хорошо проявляются в отрицательных аномалиях южные границы обоих Эгейских блоков, совпадающие с Эгейским желобом. Хорошо также проявлены в отрицательных аномалиях южная и северо-восточная границы блока Маниса, совпадающие системой четвертичных Западно-Анатолийских грабен, а также северная граница блока Баха, идущая по Северо-Анатолийскому разлому. Несколько хуже, но достаточно отчетливо проявляются в положительных аномалиях граница блока Хиос-Муги в Западном Анатолии и Северо-Восточно-Эгейского блок, а также северная граница Восточно-Эгейского блока. На основании этих данных также можно скорректировать конфигурацию некоторых блоков. В частности, блок Селенди, возможно, следует продолжить восточнее, что согласуется и с данными по сейсмичности (рис. 3.12).

Гравитационные аномалии в свободном воздухе являются свидетельством степени изостатической компенсации. Коротковолновые аномалии, как правило, являются проявлением некомпенсированного рельефа, а также современных быстрых (по сравнению со временем установления изостазии) вертикальных движений. Таким образом, гравитационные аномалии позволяют выявить проявления блочного характера и в вертикальных движениях.

На рис. 3.14 представлена мощность коры в Эгейско-Анатолийском регионе. Видно (рис. 3.14а), что границы Западно-Эгейского блока соотносятся с зонами пониженных значений мощности коры. Граница между Западно-Эгейским и Восточно-Эгейским блоками, которая не находит проявления в геологических данных, довольно хорошо соотносится с зоной пониженной (20–22 км), по сравнению с соседними областями (26–30 км) мощности коры. Однако сам Восточно-Эгейский блок расположен в области с относительно тонкой корой, где по некоторым данным возможно существование диапира [Makris, 1978]. Блок Баха в северо-западной Анатолии хорошо соотносится с зоной повышенных глубин Мохо: около 40 км по сравнению с 30–35 км в соседних районах. Таким образом, выявленные блоки в некоторой степени находят свое проявление и в мощности коры.

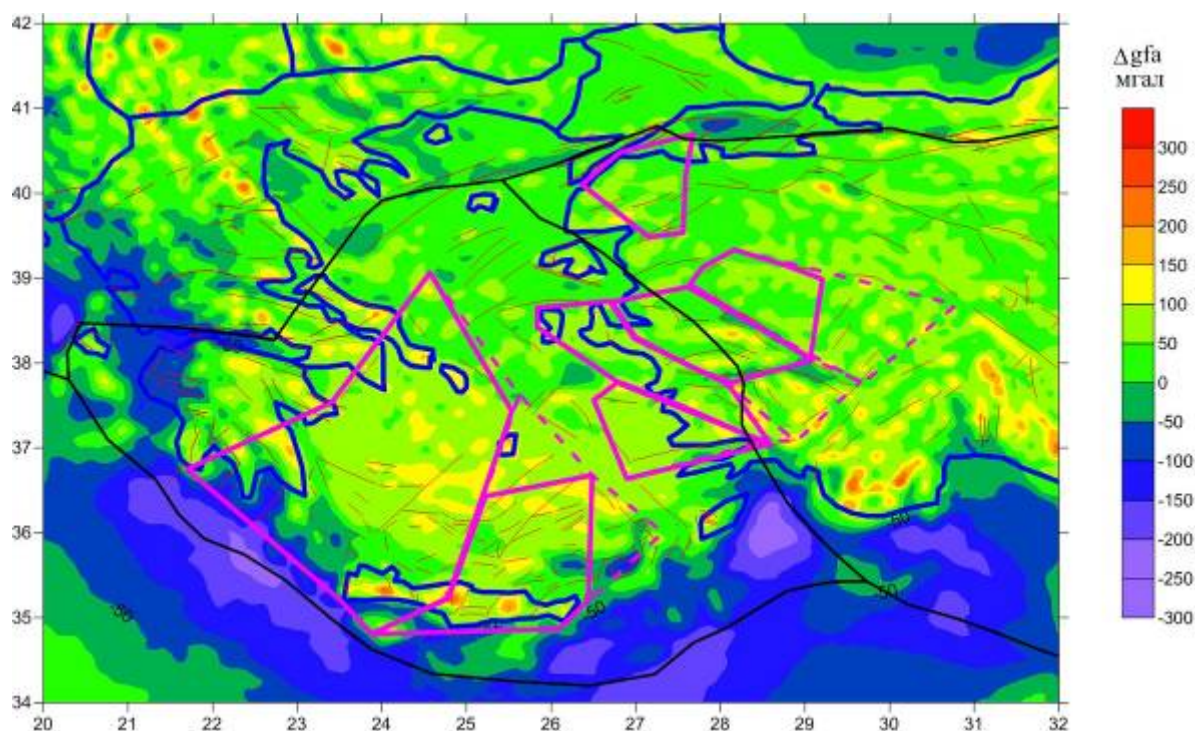


Рис. 3.13. Гравитационные аномалии в свободном воздухе, по данным International Gravimetric Bureau (BGI, <http://bgi.obs-mip.fr>) и схема выделенных блоков (малиновые штриховые линии).

Тонкие красные линии – активные разломы, из [Симонов, 1998].

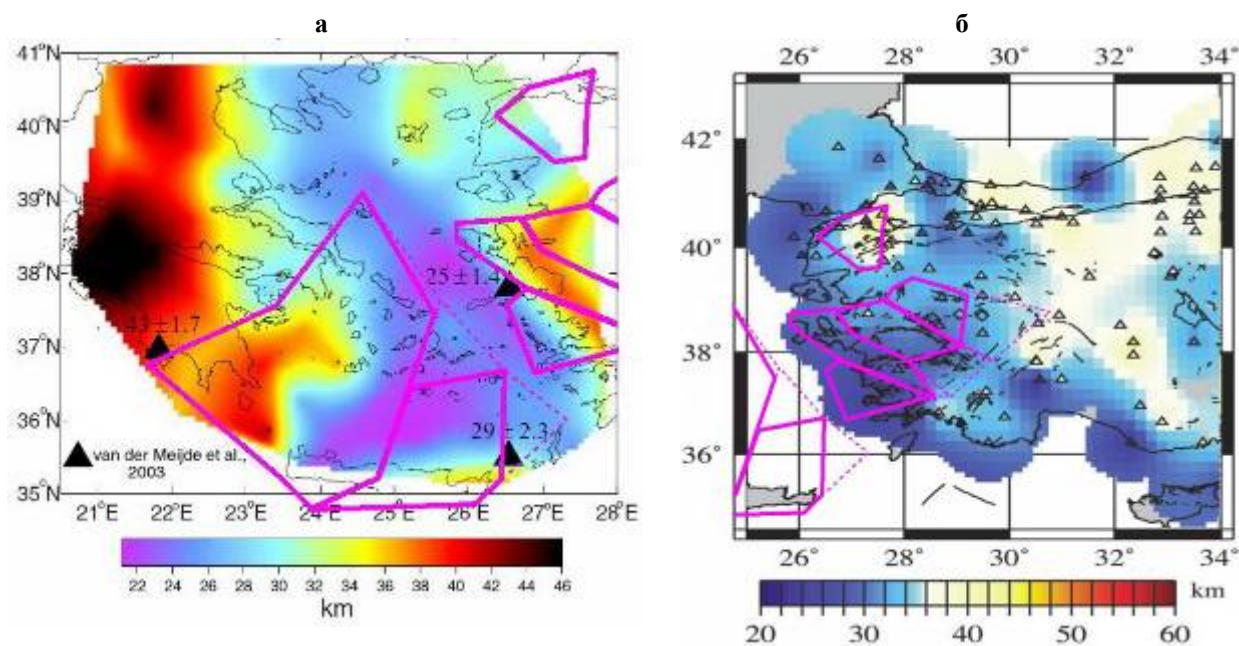


Рис. 3.14. Мощность коры: а– в Эгейском регионе по [Karagianni et al., 2005]; б– в Анатолии по [Ozacar et al., 2010]. Малиновые линии – выделенные нами блоки.

На рис. 3.15 показаны некоторые глубинные проявления границ выделенных нами блоков. На рис. 3.15а вверху показаны данные сейсмической томографии по S-волнам, из [Karagianni et al., 2005], а внизу – профиль скорости S-волн по линии А–Г. Видно, что северная граница эгейских блоков проявляется в скоростном разрезе (точка С на профиле). На рис. 3.15б представлен профиль удельного сопротивления из [Gurer, Bayrak, 2008] по линии, показанной коричневым на рис. 3.12а, малиновый треугольник отмечает

положение северо-западной границы блока Селенди. Положение этой границы совпадает здесь с сутурной зоной Измит–Анкара (IASZ), которая находит свое выражение в структуре сопротивления верхней части коры.

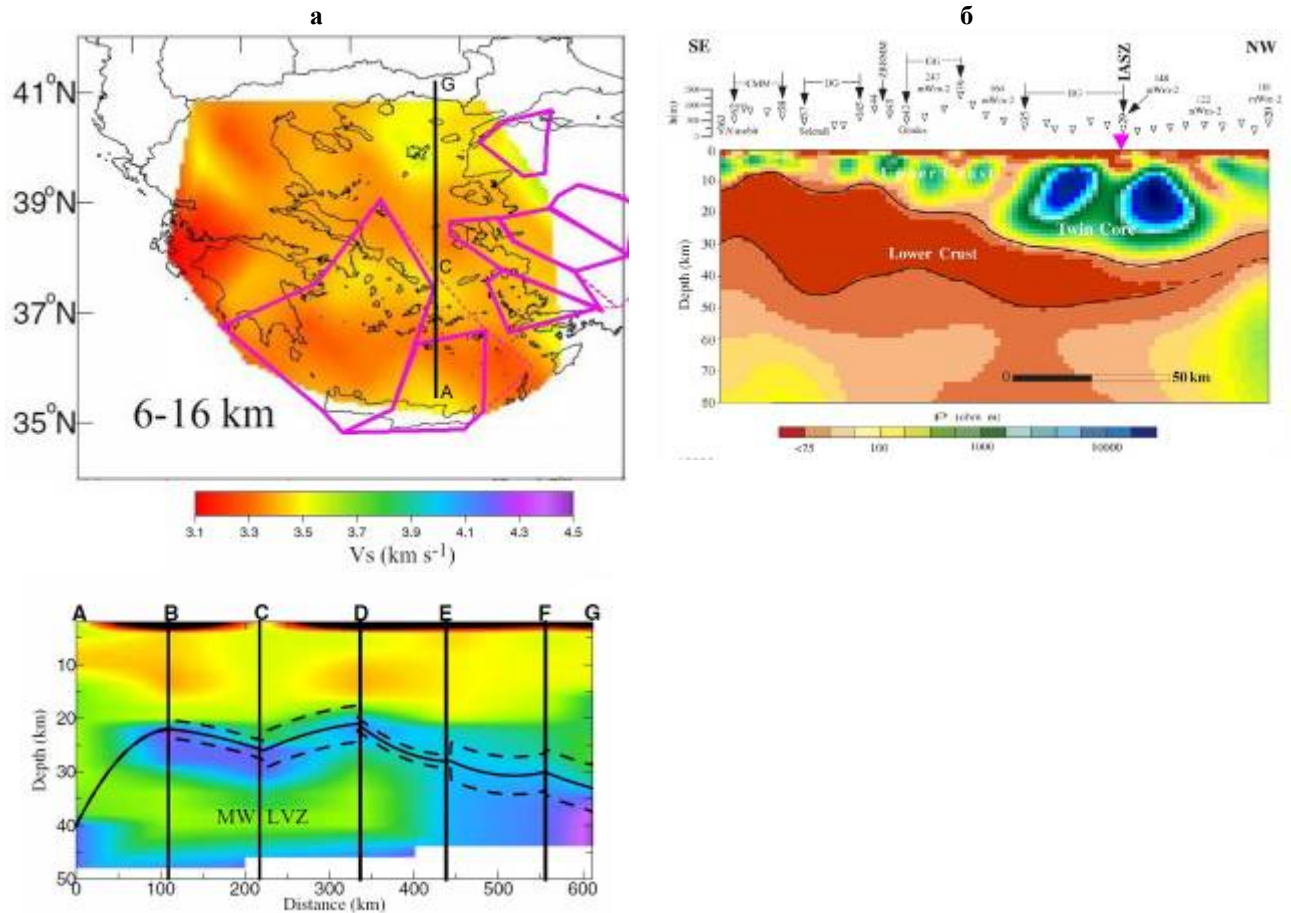


Рис. 3.15. *а* – данные сейсмической томографии по S-волнам из [Karagianni et al., 2005] и профиль скорости S-волн по линии А–Г; *б* – профиль удельного сопротивления из [Gurer, Bayrak, 2008] по линии, показанной коричневым на рис. 3.12а, малиновый треугольник отмечает положение границы блока Селенди, IASZ – сутурная зона Измит–Анкара.

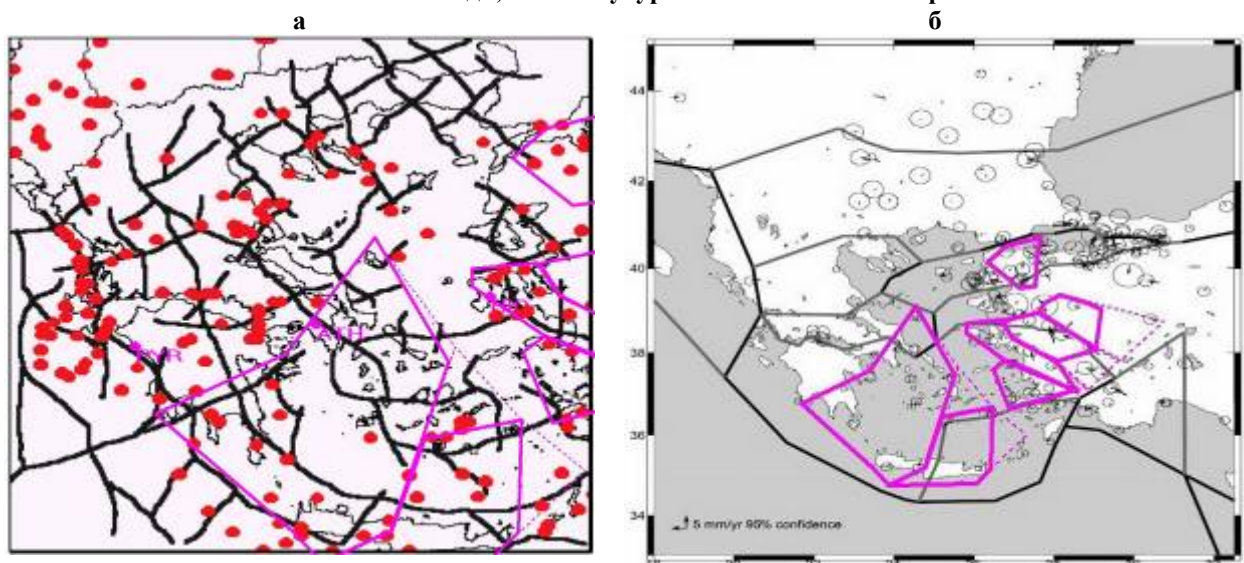


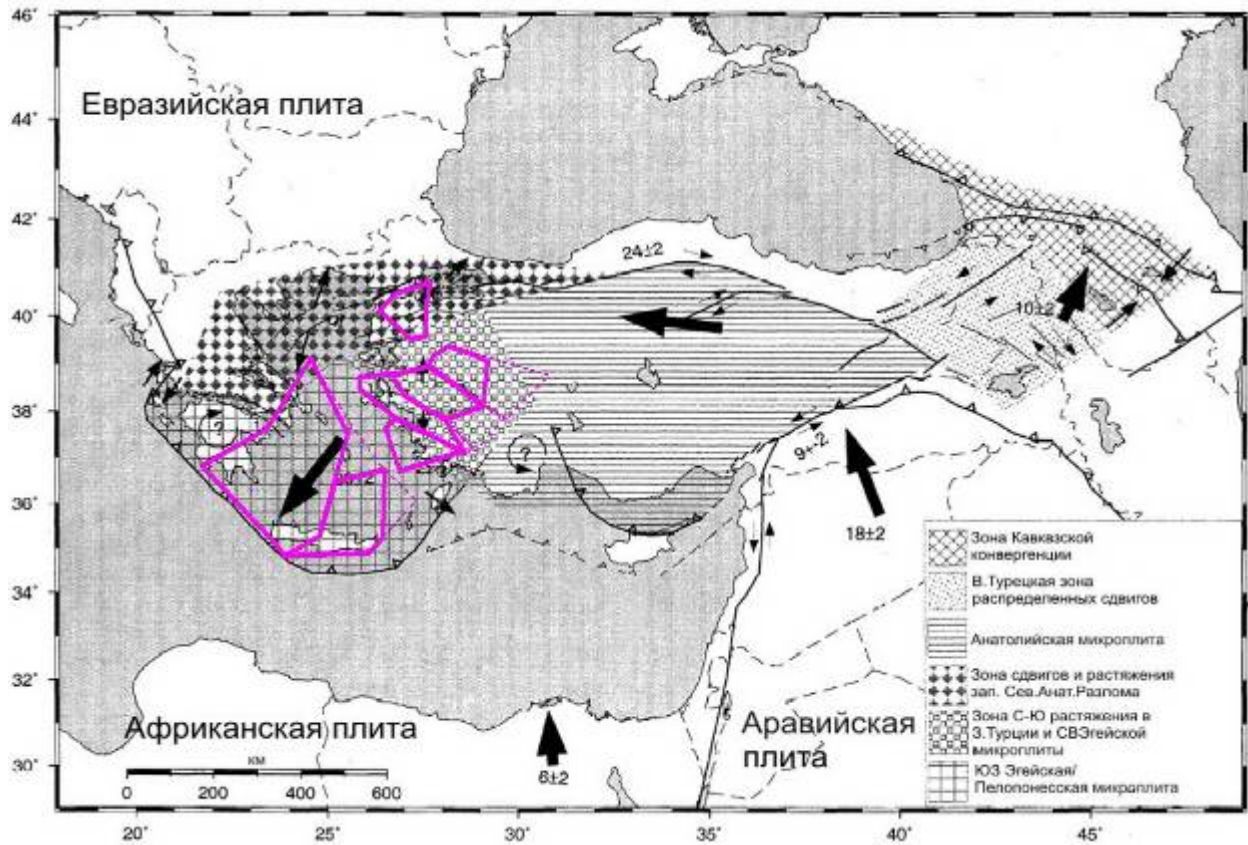
Рис. 3.16. Соотношение выделенных нами блоков (малиновые линии) с результатами других работ. *а* – разломные зоны в Восточном Средиземноморье, выделенные по горизонтальному градиенту гравитационного поля и очаги сильнейших землетрясений ($M_s > 6$) за период 1901–1997 г., по [Thanassoulas, 2007]; *б* – блоки, выделенные в [Reilinger et al., 2006] на основании данных по разломам, современной сейсмичности и данных по историческим землетрясениям.

Блоковая делимость коры в Эгейском регионе выявлена на основании анализа разными авторами по другим данным. На рис. 3.16*а* показаны зоны и блоки коры, выделенные по горизонтальному градиенту гравитационного поля, по [Thanassoulas, 2007], а на рис. 3.16*б* – блоки, выделенные на основании данных по разломам, современной сейсмичности и данных по историческим землетрясениям, по [Reilinger et al., 2006]. Конечно, эти блоковые структуры не совпадают точно с полученной нами, однако для ряда границ выявляется неплохая корреляция.

На рис. 3.17 контуры этих блоков нанесены на схему блоковой динамики в Восточном Средиземноморье по [McClusky et al., 2000] (рис. 3.17*а*) и по [Nyst, Thacher, 2004] (рис. 3.17*б*). Выделенные нами блоки располагаются в рамках Эгейской микроплиты, в зоне растяжения в западной Турции (по [McClusky et al., 2000]), или на границе Анатолийской и Южно-Эгейской микроплит, а также рамках микроплиты Ю. Мармара (по [Nyst, Thacher, 2004]). Таким образом, нами выявлено более сложное блоковое строение данного региона.

Сложная структура, динамика и относительная подвижность блоков коры выявляется и на другом временном масштабе. Вращения блоков в Эгейском регионе по результатам палеомагнитных и геодезических исследований выявлено в [Duermeijer et al., 1999, 2000]. В работах [Piper et al., 1997, 2010] приводятся результаты палеомагнитных и неотектонических исследований Анатолийском регионе, которые свидетельствуют о том, что данный регион представляет собой коллаж террейнов. Выявлена довольно сложная картина взаимного вращения блоков с горизонтальными размерами порядка 100 км, которое происходило в данном регионе (так же, как в Эгейском регионе) под действием давления Аравийской плиты и особенно активизировалось в последнюю (плио-плейстоценовую) фазу неотектонической эры (около 5 млн. лет). Речь идет не об унаследованности конкретных новейших блоковых структур и движений на современном этапе, а об их принципиально схожем характере в течение продолжительного интервала времени.

а



б

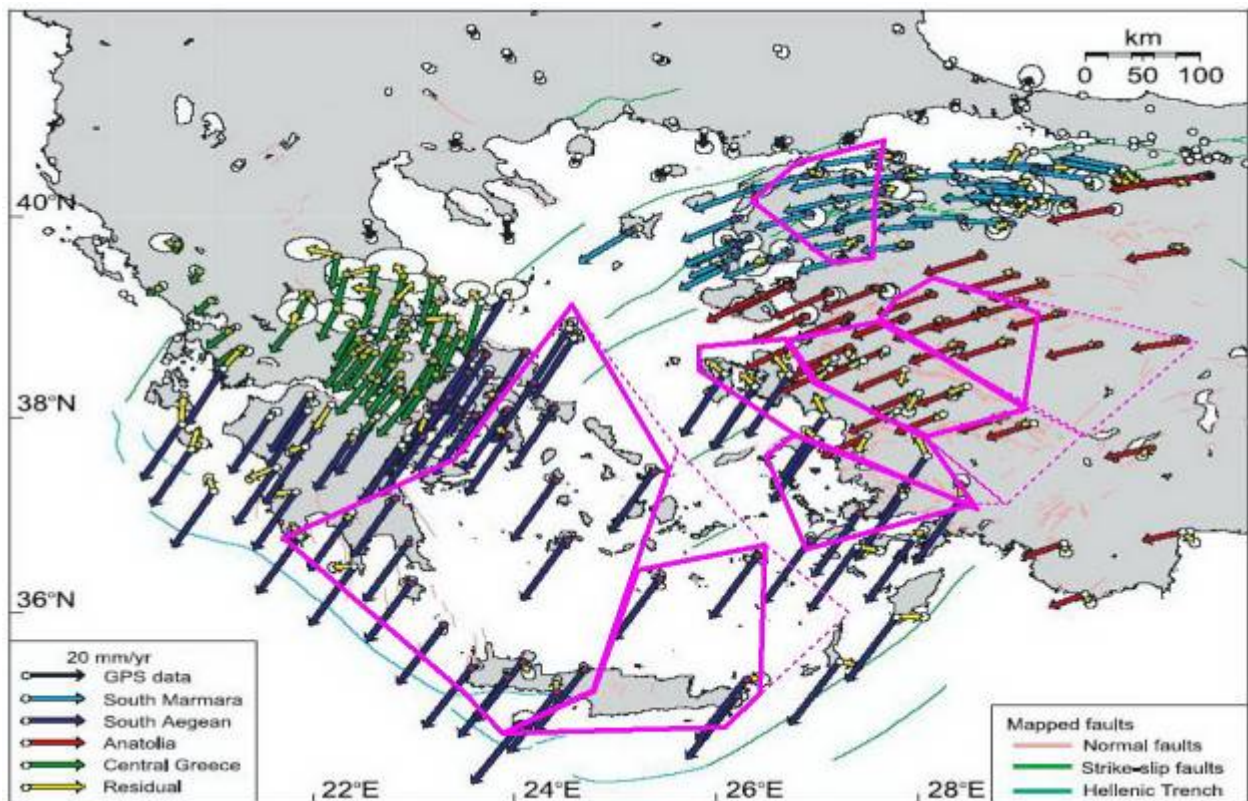


Рис. 3.17. Схема блоковой динамики в Восточном Средиземноморье
 а– по [McClusky et al., 2000], б–по [Nyst, Thatcher, 2004], и выделенные нами [Симонов и др., 2006; Захаров, Симонов, 2010] блоки (малиновые линии).

Как отмечалось в разделе 2.5, важной основой рассматриваемой модели строения и динамики литосферы является ее реологическая расслоенность, которая является предпосылкой тектонической расслоенности. Свидетельства такой расслоенности в Эгейско-Анатолийском регионе представлены на рис. 3.18. На рис. 3.18а представлены кривые прочности литосферы для ряда районов Восточного Средиземноморья для различных геодинамических обстановок по [Viti et al., 1997]. На графиках видна реологическая расслоенность литосферы и коры региона: чередование слоев с упруго-хрупкой и вязко-пластической реологией. Мощности верхнекоровых упруго-хрупких слоев составляют 10–20 км.

На рис. 3.18б показано распределение количества землетрясений по глубине, построенное по каталогу NEIC. Этот график показывает, что очаги землетрясений распределены по глубине неоднородно, выявляется три максимума в пределах коры и литосферной мантии, разделенных минимумами. Отмеченные особенности распределения сейсмичности свидетельствует о чередовании упруго-хрупких (зоны повышенной сейсмичности) и пластических слоев (зоны пониженной сейсмичности) и служат независимым доказательством реологической расслоенности литосферы региона.

Таким образом, реологическая расслоенность литосферы региона указывает на возможность отслоения верхней коры и создает предпосылки для того, чтобы рассматривать верхнекоровые блоки как тонкие пластины, способные совершать горизонтальные движения по нижележащим пластичным слоям. Для таких блоков обосновано применение подходов и описаний, принятых для плит, но в меньшем масштабе.

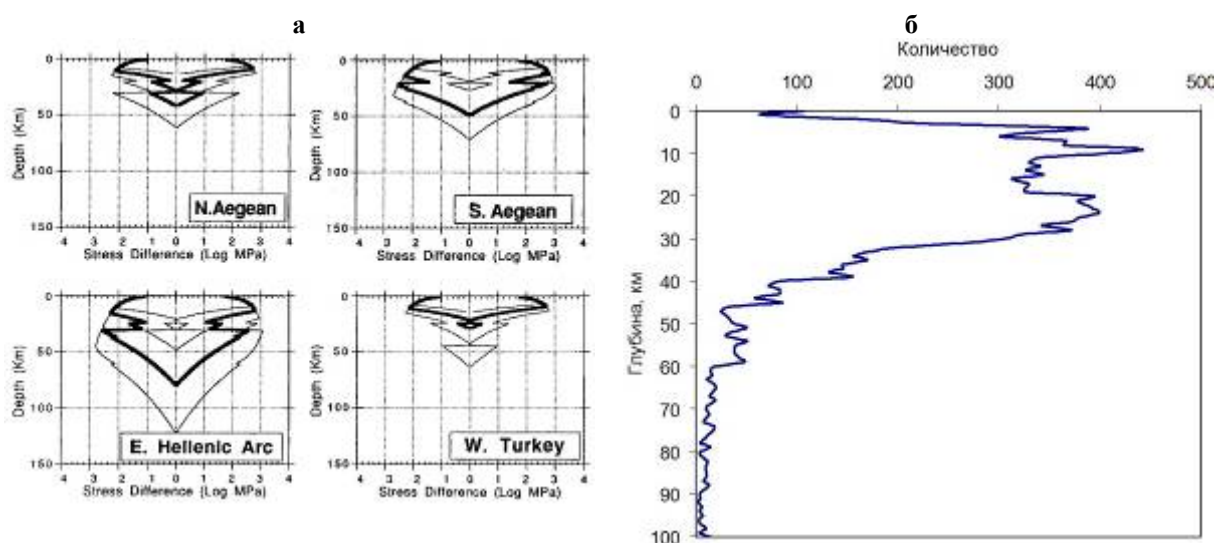


Рис. 3.18. Расслоенность литосфер в Эгейско-Анатолийского региона. а– кривые прочности литосферы Восточного Средиземноморья, по [Viti et al., 1997], везде кривые, построенные налево – для растяжения, направо – для сжатия, верхние линии–для «горячей» геотермы, средние–для нормальной, нижние–для холодной; б– распределение количества землетрясений по глубине, по каталогу NEIC.

3.3.2 Южная Япония

При анализе в качестве исходных данных был взят каталог GSI (Geographical Survey Institute, <http://mekira.gsi.go.jp>), в котором представлены результаты исследования и мониторинга подвижек земной коры, которые включают в себя непрерывные наблюдения посредством GPS в различных пунктах, радиоинтерферометрию со сверхдлинными базами (VLBI), повторное нивелирование, геомагнитную съемки и т.д.

В отличие от «обычных» каталогов GPS, в японском каталоге исходные данные представлены не в виде скоростей, а в виде смещений земной коры в различных точках за определенный период. Для анализа и выделения блоков по нашим методикам мы пересчитали этих данных по смещениям в скорости (понимая, что обычно скорости GPS вычисляются иным образом).

В связи с мегаземлетрясением Тохоку с $M=9$ близ острова Хонсю 11 марта 2011 г., в поле скоростей было внесено значительное возмущение, связанное с косейсмическим и постсейсмическим смещением (рис. 3.17).

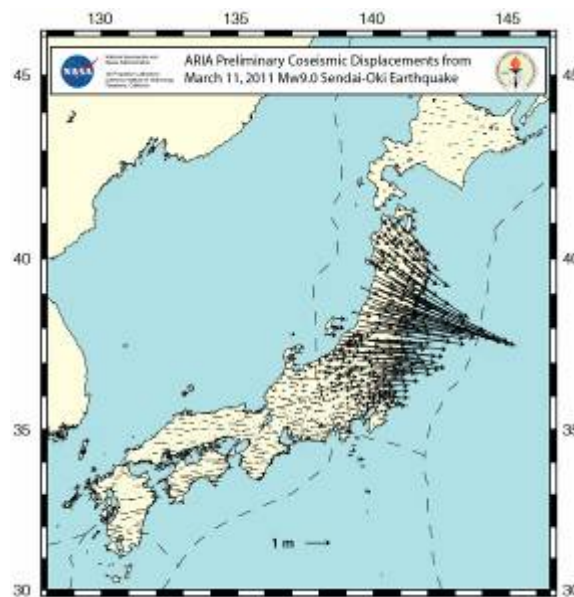


Рис. 3.19. Косейсмические смещения во время землетрясения Тохоку 2011 г. По данным Geospatial Information Authority (GSI) Японии построено Jet Propulsion Laboratory (JPL) и Caltech (<ftp://sideshow.jpl.nasa.gov/pub/usrs/ARIA>).

В результате этого главные составляющие в смещении были связаны именно с влиянием указанного события. Применение наших методик не позволило выявить блоковые движения в центральной и северной Японии, поскольку главной тенденцией было общее согласованное движение на юго-восток, в сторону желоба. Пересчитанные на их основе скорости получились мало пригодными для кластеризации и выделения блоков. Поэтому, наш анализ был проведен только для южной части Японии. Поле скоростей GPS для Ю.Японии, рассчитанное по смещениям за период 2001–2011 гг. представлено на рис. 3.20.



Рис. 3.20. Скорости GPS, рассчитанные по смещениям за 2001–2011 гг., данные по mekira.gsi.go.jp. показаны также границы плит, по [Bird, 2003] и активные разломы (красные линии), по [Trifonov, 2004; Соболева и др., 2002].

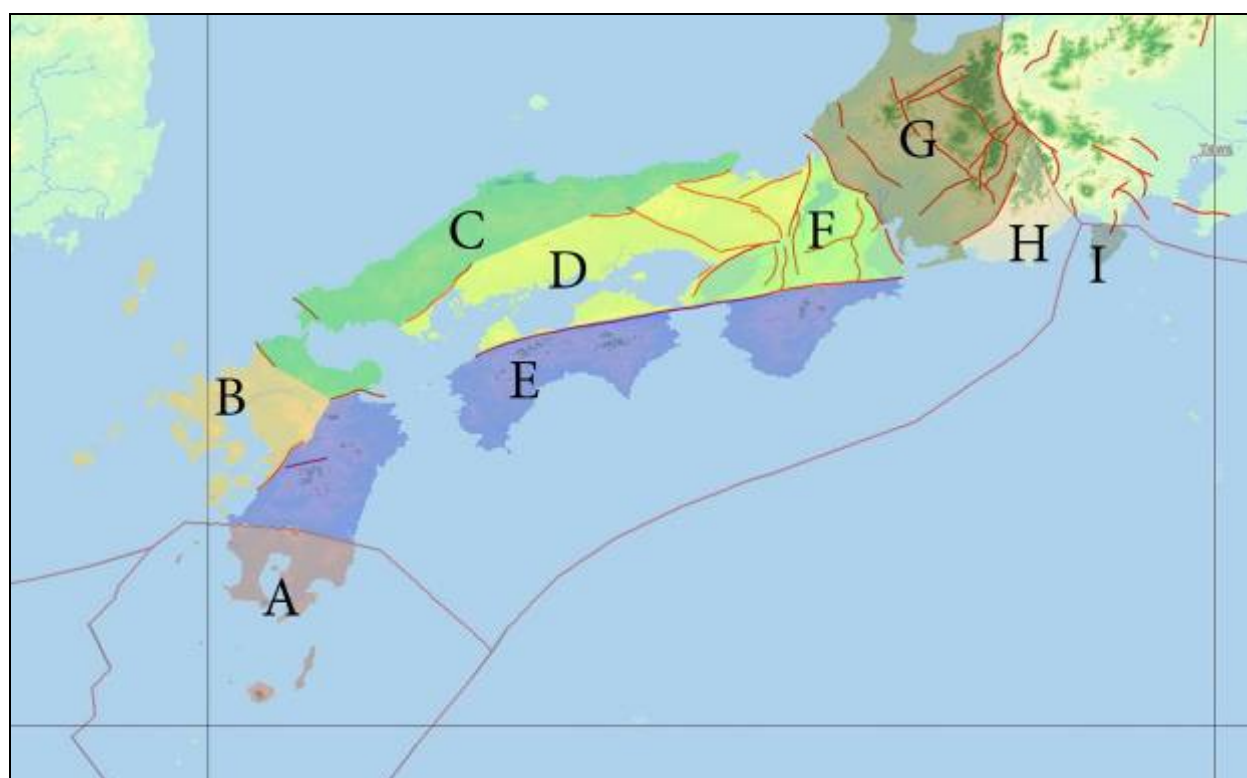


Рис. 3.21. Выделенные нами при анализе GPS данных блоки (показаны разным цветом), по [Завьялов, Захаров, 2012; Zavialov, Zakharov, 2012].

При анализе приведенного поля скоростей была использована методика (К4) выделения кластеров с получением наилучшего вектора вращения. Результат представлен на рис. 3.21, всего выделено 9 блоков, названных условно буквами от А до I. Отметим, что при определении границ блоков привлекалась дополнительная информация, прежде всего, учитывалась разломная структура региона. Кроме того, поскольку для океана данных GPS нет, то в океанах границы блоков проводятся условно.

Рассматриваемый регион является одним из самых сейсмических в мире, здесь происходит ежегодно огромное количество землетрясений различной магнитуды и глубины. Сейсмичность региона по каталогу JMA за 2000–2009 гг. представлена на рис. 3.22. Для подтверждения границ полученных нами по GPS блоков рассмотрим поверхностную плотность очагов землетрясений. На рис. 3.23 показаны плотности эпицентров для поверхностных землетрясений (0–5 км), рассчитанные в скользящем окне с использованием авторского ПО FrAnGeo [Захаров, 2011a] по каталогу JMA. На рисунках видно, что границы и вершины выделенных блоков достаточно хорошо согласуются с характером пространственного распределения сейсмичности и коррелируют с зонами концентрации (повышенной плотности) эпицентров землетрясений. Особенно заметно проявляется граница блока Е с соседями, но и другие границы тяготеют к зонам повышенной сейсмичности. В то же время внутри блоков сейсмичность существенно ниже, что свидетельствует об их внутренней жесткости и отсутствии резких внутренних движений (за период наблюдений). При этом данные по сейсмичности указывают на возможность выделения в пределах блока Е более мелких блоков (возможные границы показаны пунктиром), на это указывают и гравитационные аномалии (рис. 3.24). Однако из-за относительно малого количества пунктов GPS в этом районе вопрос остается открытым.

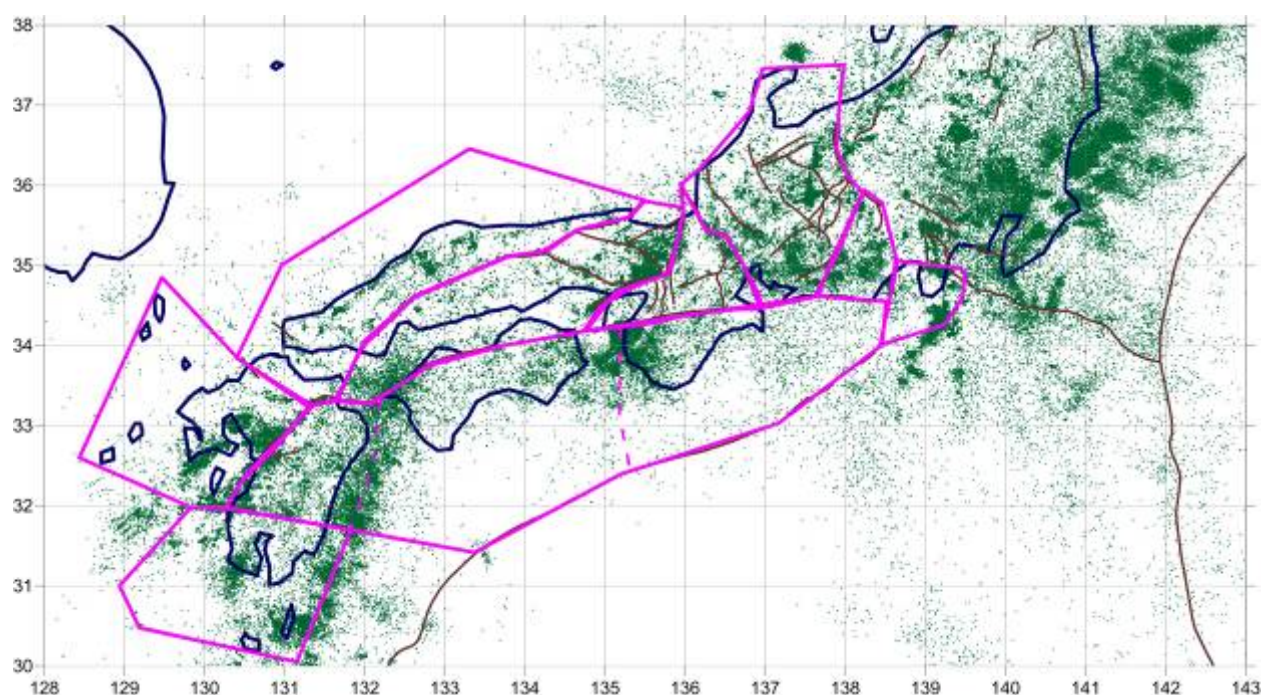


Рис. 3.22. Положение эпицентров землетрясений (зеленые точки) в Ю.Японии по каталогу JMA за 2000-2009 гг. и границы выделенных при анализе данных GPS блоков (малиновая линия).

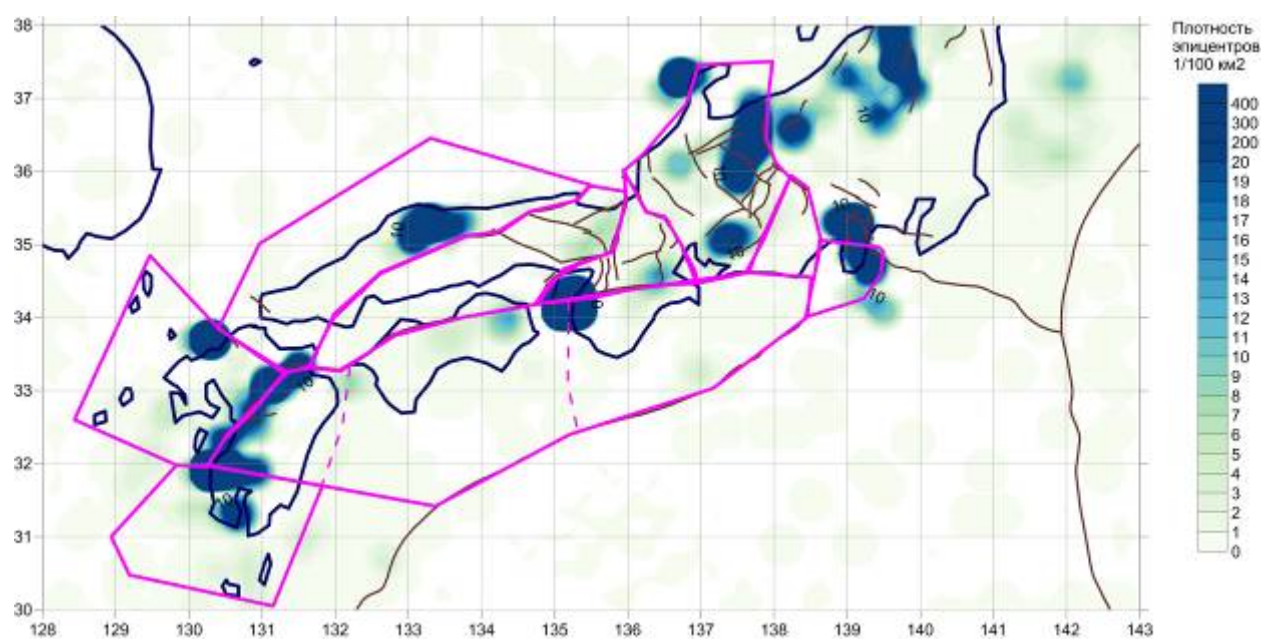


Рис. 3.23. Плотность эпицентров для поверхностных землетрясений (глубина очагов 0–5 км) и границы выделенных при анализе данных GPS блоков (малиновые линии).

На рис. 3.24 представлены гравитационные аномалии в свободном воздухе для региона, построенные по данным BGI (International Gravimetric Bureau). Ряд границ блоков достаточно заметно проявляется в этих аномалиях: границы блока Е, а также блоков D и С.

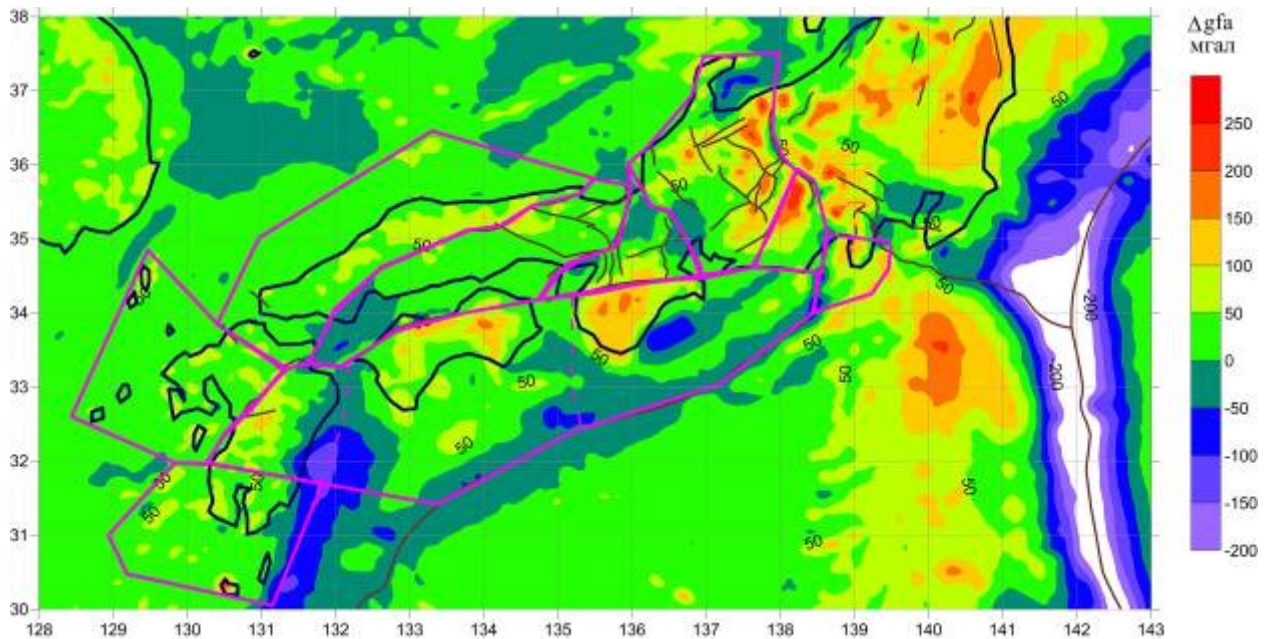


Рис. 3.24. Гравитационные аномалии в свободном воздухе, по данным BGI (International Gravimetric Bureau) и границы выделенных нами блоков (малиновая линия).

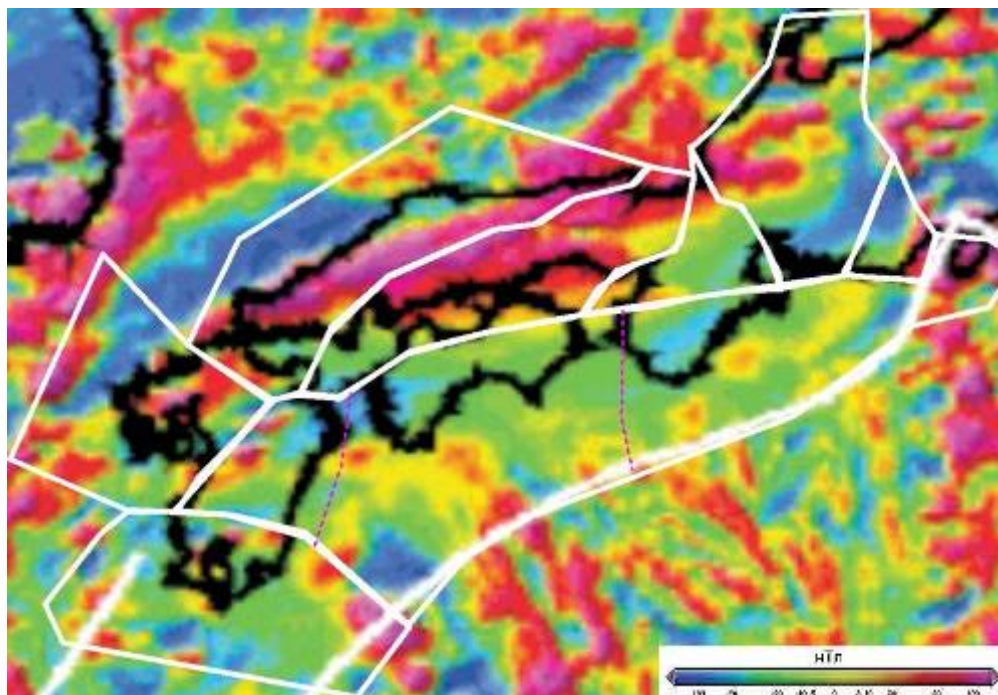


Рис. 3.25. Магнитные аномалии (по данным с <http://www.geology.sdsu.edu>) и границы выделенных нами блоков (белые линии).

На рис. 3.25 представлены магнитные аномалии в исследуемом регионе (данные с <http://www.geology.sdsu.edu>). Хотя границы наших блоков не слишком хорошо

соотносятся с аномалиями, можно отметить проявления в положительных аномалиях границ блоков А и В, также границы блоков С и D.

Для подтверждения выделенных блоков по глубинной информации использовались также данные сейсмической томографии [Guo et al., 2013; Nishida et al., 2008; Wang, Zhao, 2012]. На рис. 3.26 представлены данные сейсмической томографии по V_s и V_p . На рисунке видно, что границы ряда блоков приурочены или тяготеют к зонам аномальных значений скоростей сейсмических волн. Таким образом, границы блоков прослеживаются на глубине и проявляется связь с латеральными неоднородностями коры.

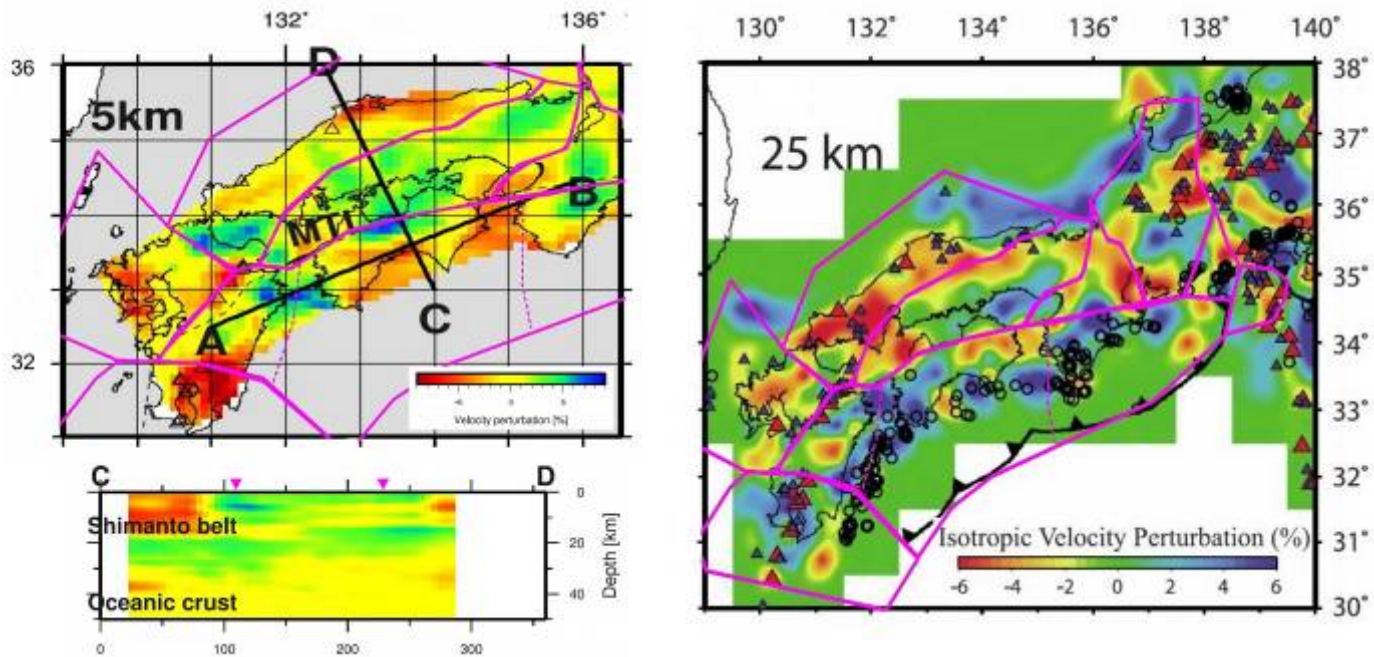


Рис. 3.26. Данные сейсмической томографии для юго-западной Японии и границы выделенных нами блоков (малиновые линии). а— по V_s для глубин 5 км, по [Nishida et al., 2008], с изменениями, внизу показано сечение по линии C–D, малиновые треугольники—положение границ выделенных нами блоков; б— по V_p для глубины 25 км, по [Wang, Zhao, 2012], с изменениями.

Из-за большого масштаба региона проведенный анализ дает довольно грубую блоковую структуру, которая нуждается в детализации и более тщательном исследовании.

3.3.3 Южная Калифорния

Исходными данными для этого региона была база CMM3 сейсмологической службы Калифорнии (epicenter.usc.edu/cmm3/), поле скоростей GPS представлены на рис. 3.27.

В результате проведенного анализа [Симонов, Захаров, 2010; Симонов и др., 2010] в Южной Калифорнии удалось выделить ряд блоков, в основном линейно вытянутых в северо-западном направлении вдоль разлома Сан-Андреас (рис. 3.28), и определить характер и скорости их относительного движения. Одним из наиболее интересных результатов является то, что вдоль асейсмичной части разлома Сан-Андреас, на участке между разломами Гарлок и Сан-Джасинто, выделяется область шириной 10–20 км. В пределах этой области движение пунктов GPS на обоих крыльях разлома является согласованным, т.е. разлом является «зажатым», или «запертым», что может свидетельствовать о накоплении напряжений на этой его части, и возможности сильного землетрясения. Движения остальных выделенных блоков определялось нами относительно именно этой стабильной зоны. Важно отметить, что относительные скорости движения блоков возрастают по мере удаления от разлома Сан-Андреас. Севернее разлома, в районе пустыни Мохаве, выделяется ряд кинематически однородных кластеров, но в связи с тем, что здесь сильно развит чехол рыхлых четвертичных отложений, подтвердить границы геологических блоков по имеющимся материалам оказалось крайне затруднительным.

Южнее разлома Сан-Андреас удалось более уверенно выделить несколько линейно вытянутых блоков. Скорость и направление их движения, в целом, соответствует общему структурному плану, однако их границы не всегда можно подтвердить современными разломами. Причем интересно, что чаще всего подтверждаются разломами транспрессионные границы, в то время как чисто сдвиговые или транстенсионные границы кинематических блоков не всегда совпадают с сеткой разломов. В ряде случаев удастся дешифровать такие границы по данным дистанционного зондирования, однако результаты дешифрирования требуют полевого подтверждения.

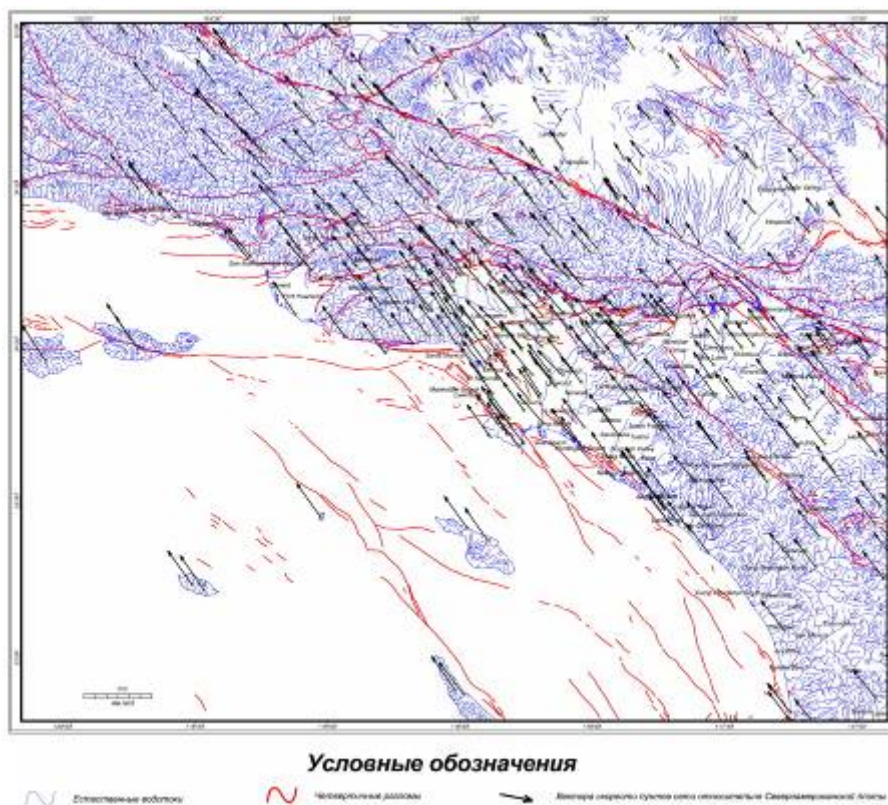


Рис. 3.27. Скорости GPS в Ю.Калифорнии относительно Североамериканской плиты, по базе СММЗ. Красные линии – четвертичные разломы (<http://earthquake.usgs.gov/hazards/qfaults/>). По [Симонов, Захаров, 2010; Симонов и др., 2010].

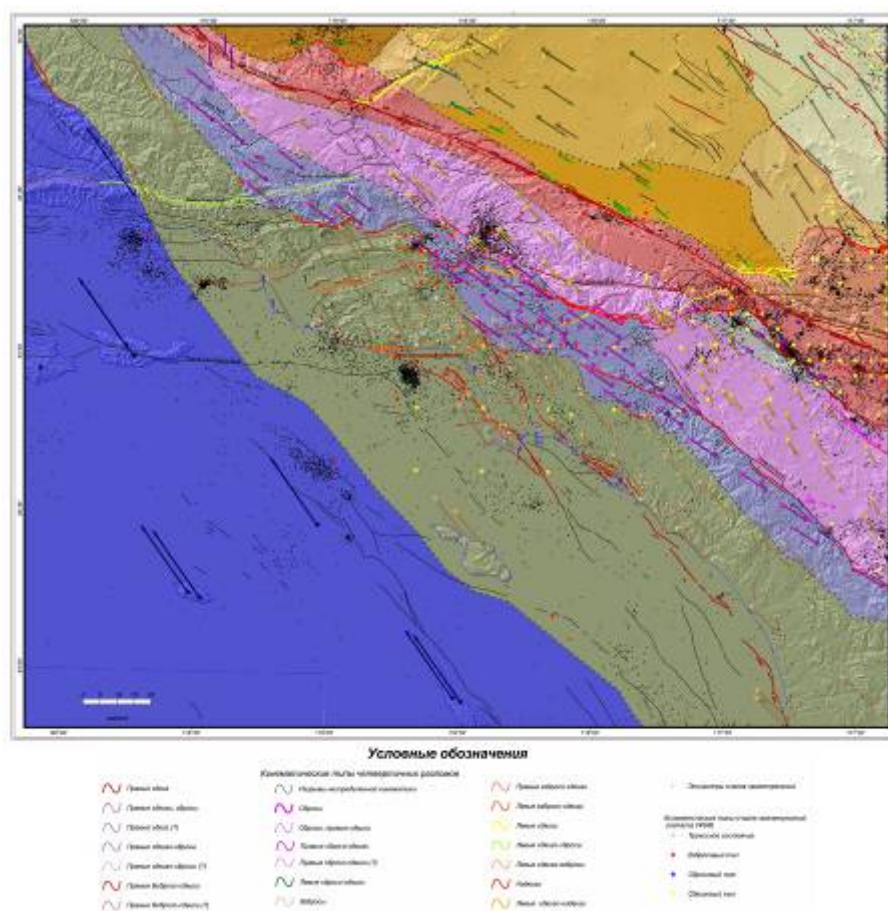


Рис. 3.28. Выделенные блоки (показаны разным цветом) и их скорости относительно разлома Сан-Андреас, по [Симонов, Захаров, 2010; Симонов и др., 2010]. Показаны также четвертичные разломы (серые линии) и эпицентры землетрясений (черные точки).

Кинематика выделенных блоков достаточно хорошо согласуется с данными по сейсмичности района. Особенно интересным является то, что транспрессионные границы выделенных блоков хорошо совпадают с областями, в которых распространены землетрясения со взбросовыми типами механизма очага. Важно, что одна из таких сейсмически активных транспрессионных границ протягивается вдоль разломов Санта-Сюзанна и Сими, юго-восточнее кинематически стабильной части разлома Сан-Андреас, что может свидетельствовать о частичной разгрузке напряжений вдоль этих разломов, что также может отражаться на активности разлома Сан-Андреас на данном сегменте.

Гравитационные аномалии в свободном воздухе (рис. 3.29) не слишком хорошо соотносятся с границами блоков, проведенными в основном с учетом анализа морфологии рельефа, рисунка гидросети и разломной тектоники. Однако обращает на себя внимание блок Сан Андреас: с ним связана значительная положительная аномалия. Это, по нашему мнению, является свидетельством в пользу того, что на данном участке разлом Сан-Андреас действительно «заперт». Невозможность совершать горизонтальные движения приводят, с учетом общей кинематики региона, к возникновению вертикальных, т. е. эта область «выпирает» вверх. Это и фиксируется в виде положительных гравитационных аномалий.

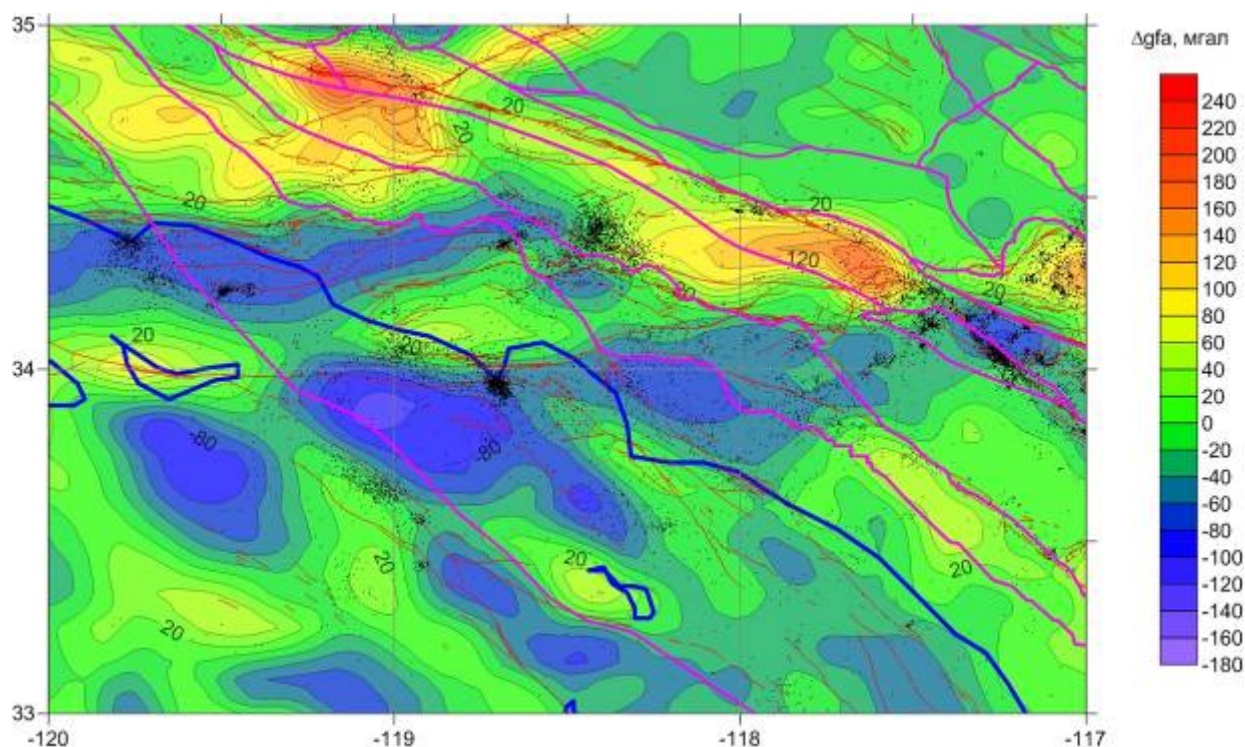


Рис. 3.29. Гравитационные аномалии в свободном воздухе, по данным BGI (International Gravimetric Bureau) и выделенные нами разломы (малиновые линии). Показаны также эпицентры землетрясений (черные точки) и четвертичные разломы (красные линии).

3.4 Выводы по главе 3

Таким образом, предложены методы и разработан инструментарий для создания дискретных кинематических моделей отдельных регионов по данным GPS. Проведенный для ряда регионов анализ показал, что данные GPS можно использовать не только для определения движения плит и микроплит, но и для определения и выявления небольших подвижных блоков, отражающих внутреннюю, дифференциальную кинематику более мелких структурных элементов. Выделенные блоки совершают относительные взаимные движения, их границы проявляются в разнообразной геолого-геофизической информации (разрывные нарушения, рельеф, сейсмичность и плотность очагов землетрясений, гравитационные аномалии и другие геофизические поля). Это подтверждает предложенные в данной работе модели разномасштабной иерархической блоковой структуры и процессов в литосфере.

Качественно для описания этой сложной динамики можно применить модель взаимодействующих дисков, которая обсуждается в главе 6.

ГЛАВА 4. ФРАКТАЛЬНЫЕ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Современная сейсмичность – инструментально зафиксированная последовательность резких, внезапных смещений поверхности Земли, – прямо связана с тектоническими процессами, длительность которых составляет миллионы лет, а та среда, в которой происходят сейсмические события, сформировалась еще раньше и продолжает формироваться в настоящее время. Последовательность сейсмических событий позволяет рассмотреть тектонику под своеобразным «временным микроскопом»: эти события происходят здесь и сейчас, но определяются свойствами, строением и историей развития сеймотектонической системы.

В главах 2 и 3 были рассмотрены блоковые движения, фиксируемые различными методами на протяжении последних 10–20 лет, но продолжающиеся значительно дольше (вероятно, в течение современного этапа). Сейсмичность с точки зрения процессов в литосфере представляет собой следующий масштабный уровень в пространстве и времени.

Настоящая глава посвящена рассмотрению проявлений самоподобия (фрактальности) сейсмического режима для ряда сейсмоактивных регионов. Эта фрактальная природа проявляется весьма разнообразно и разносторонне: в пространственном распределении очагов (гипоцентров) землетрясений и их связи с разломами, в степенных законах распределений количества землетрясений по времени (закон Омори) и по энергии (закон Гутенберга-Рихтера), в динамических характеристиках временных последовательностей.

4.1 Характеристики самоподобия сейсмичности и сетей активных разломов

4.1.1 Исходные данные и методика анализа

В разделе 1.5 рассмотрено теоретическое соотношение, связывающее параметр b в законе Гутенберга-Рихтера с фрактальной размерностью системы разломов D_f . В настоящем разделе соотношение между этими характеристиками, а также фрактальной размерностью пространственного распределения эпицентров D_e изучается на примере Евразии [Захаров, 2008а, 2008в, 2008д, 2011б; Захаров, Савчук, 2008].

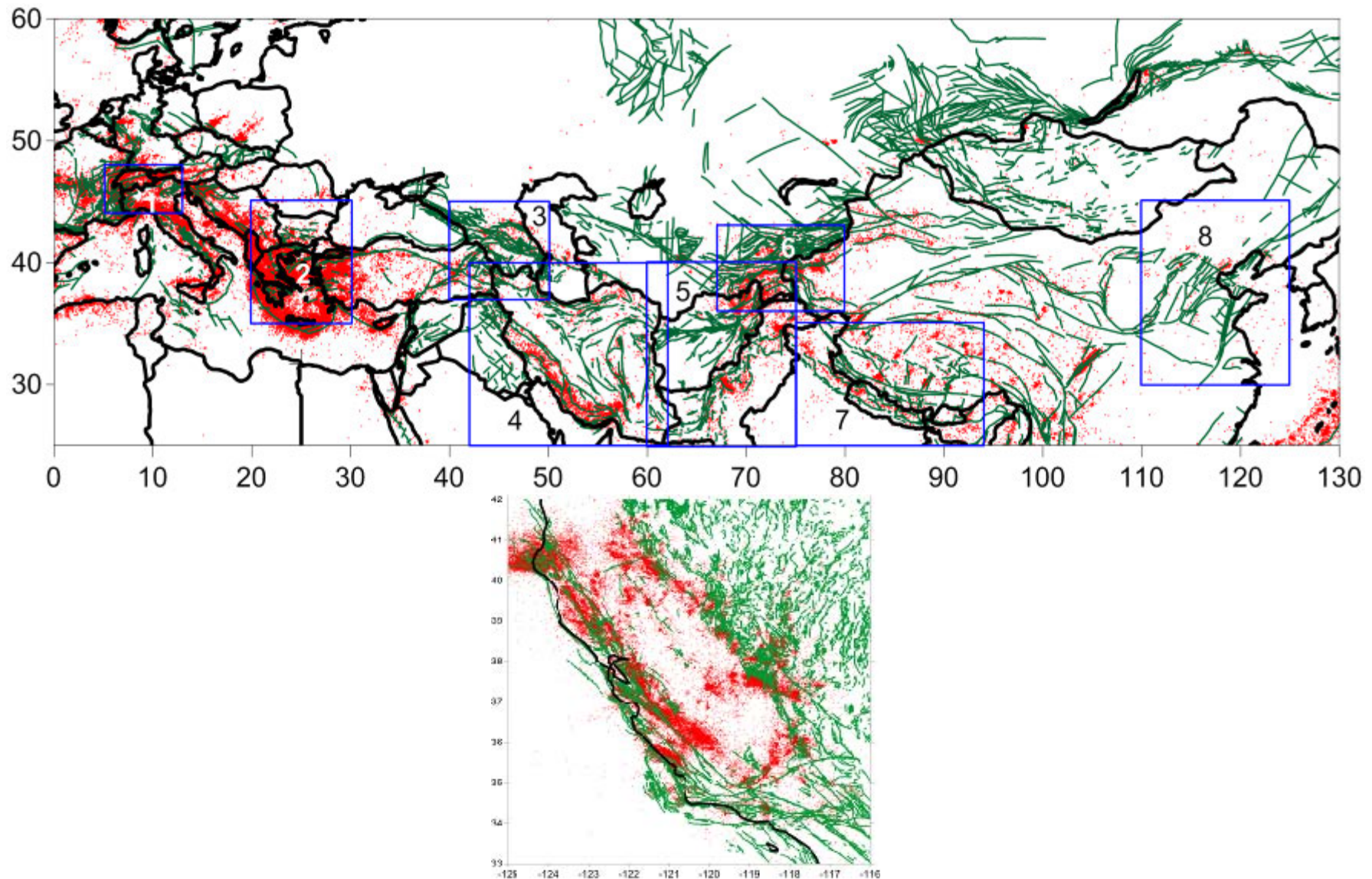


Рис. 4.1. Сейсмичность (красные точки) и разломы (зеленые линии) исследуемых регионов. *a* – сейсмичность по каталогу землетрясений NEIC за 1973-2007 гг. и сеть активных разломов Евразии по [Trifonov, 2004; Соболева и др., 2002]. Цифрами обозначены регионы: 1–Альпы, 2–Восточное Средиземноморье, 3–Кавказ, 4–Иран, 5–Афганистан, Пакистан, 6–Памир, Тянь-Шань, 7–Гималаи, Тибет, 8–Восточный Китай; *b* – сейсмичность Калифорнии по каталогу NCEDC и карта четвертичных разломов.

Анализировались два региона: Евразия и северная Калифорния. При анализе Евразии исходными данными были мировой каталог землетрясений NEIC за 1973–2007 гг. и карты активных разломов Евразии [Trifonov, 2004; Соболева и др., 2002]. Под активными разломами здесь мы, вслед за Трифоновым [Трифонов, 1985; Trifonov, 1995], понимаем такие разновидности разрывов, по которым имели место движения, начиная с голоцена, включая историческое время и современность. В анализ были включены различные сейсмически активные регионы (рис. 4.1а). При анализе Калифорнии (рис. 4.1б) были использованы каталог землетрясений Северо-Калифорнийского центра данных (NCEDC) и карта четвертичных разломов США (Quaternary Fault and Fold Database of the United States <http://earthquake.usgs.gov/hazards/qfaults/>).

Выбор регионов, помимо сеймотектонической активности, был обусловлен также полнотой анализируемых баз данных. По сравнению с нашими работами [Захаров, 2008а, 2008в, 2008д, 2011б; Захаров, Савчук, 2008] для повышения достоверности результатов в методику внесены некоторые уточнения. Поскольку целью анализа является сопоставление характеристик сейсмичности и разломов, проявленных на поверхности, то анализировались только коровые землетрясения (глубина очага ≤ 40 км). В связи с тем, что для некоторых регионов (Камчатка, Курильская дуга) разломы, представленные в базе, не совпадали с эпицентрами коровых землетрясений, эти регионы были исключены из рассмотрения в настоящей работе. При построении графика повторяемости и определении параметра b в законе Гутенберга-Рихтера использовались только сильные землетрясения с $M \geq 4$, для которых определения магнитуд наиболее достоверны. Регионы, в которых таких землетрясений недостаточно для хорошей статистики (например, Алтай, Байкал), также исключены из рассмотрения в настоящей работе. Анализ включает три этапа.

1. Стоятся карты активных разломов для выбранных регионов. Различные файлы базы по разломам строились по картам различных масштабов, но в базе эти масштабы не указаны. Однако одно из важнейших свойств фрактальных структур – инвариантность относительно масштаба, что отмечалось выше (см. рис. 1.5, 1.7). Это дает некоторые основания полагать, что погрешность наших оценок будет не слишком велика. Пример такого анализа для Кавказа представлен на рис. 4.2а.

Для пространственного распределения разломов вычислялась фрактальная размерность D_f клеточным методом по графическому растровому изображению сети разломов с помощью freeware-программы FractalAnalysis. Пример для Кавказа представлен на рис. 4.2б. Фрактальная размерность вычислялась также клеточным

методом в скользящем окне с помощью созданного автором программного обеспечения FrAnGeo [Захаров, 2011а].

2. Стоятся карты эпицентров землетрясений. С помощью FrAnGeo клеточным методом вычислялась фрактальная размерность D_e распределения эпицентров (рис. 4.2в). При этом размер очагов не учитывался, и источник полагался точечным. Пространственные координаты измерялись в градусах, сферичность Земли не учитывалась. Размерность эпицентрального поля вычислялась также в скользящем окне.

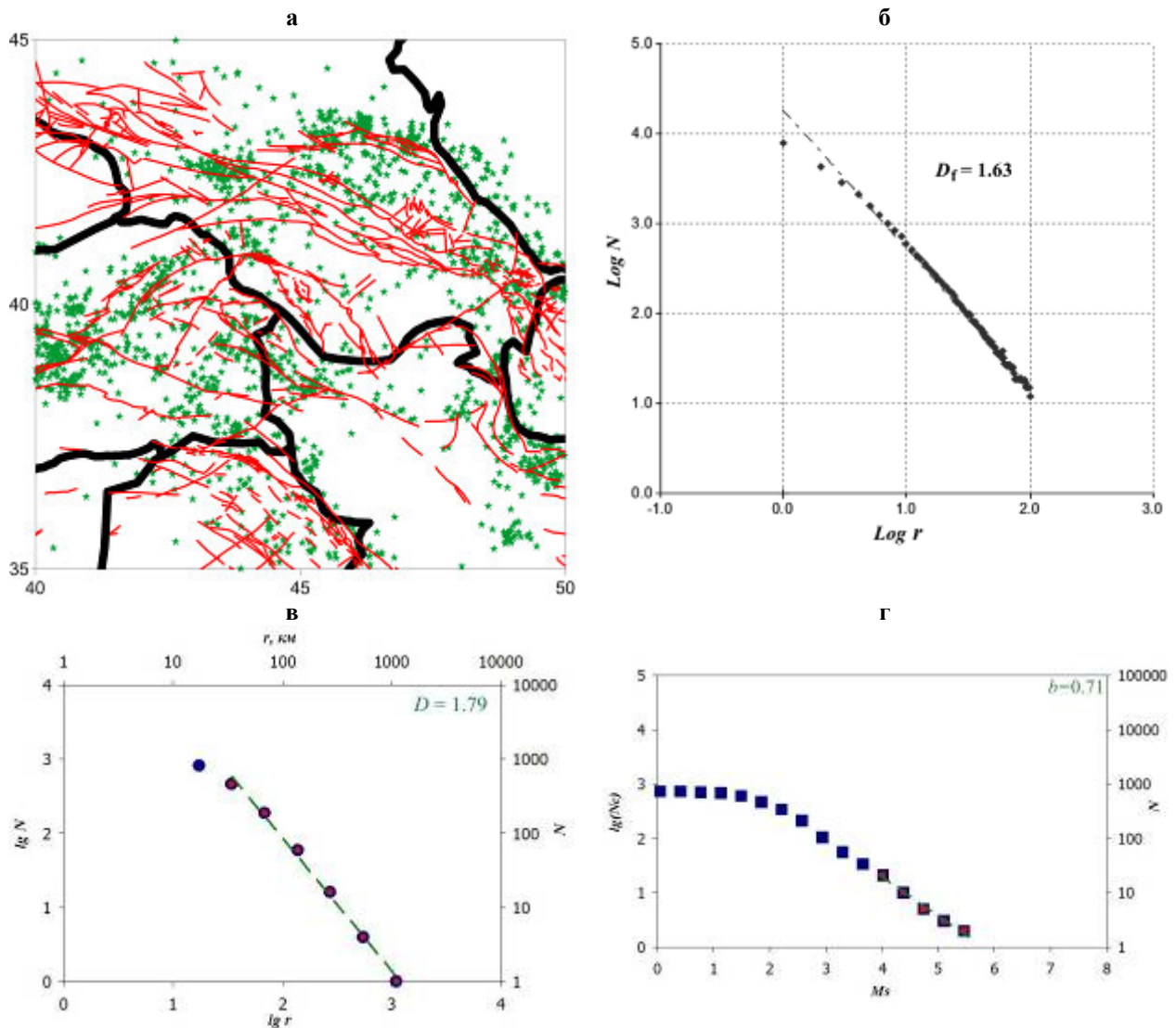


Рис. 4.2. Вычисление исследуемых в работе параметров самоподобия для Кавказа. а– сейсмичность и активные разломы; б– определение фрактальной размерности сети активных разломов ($D_f=1.637$); в– определение фрактальной размерности D_e распределения эпицентров ($D_e=1.79$); г– график повторяемости землетрясений и определение параметра b ($b=0.77$), по каталогу NEIC за период с 1973–2007 год.

3. Затем строились распределения (кумулятивные) землетрясений по магнитудам, и методом наименьших квадратов определялись параметр b закона Гутенберга-Рихтера (1.11) (рис. 4.2г). Полученные результаты сопоставлялись с теоретическим соотношением $D = 2b$ (1.25). Выше было отмечено, что это соотношение связывает фрактальную размерность, определяемую по сети активных разломов (или по эпицентральному полю),

и параметр b , который получается при анализе закона Гутенберга-Рихтера для распределения по магнитудам M_s , определяемым по поверхностным волнам. Однако в каталоге PDE только относительно небольшое количество записей содержит определения M_s . Поэтому и работе осуществлялся пересчет магнитуд по m_b , определяемых по объемным волнам, в магнитуды M_s . При этом использовалось соотношение [Fowler, 2005]

$$m_b = 2.94 + 0.55M_s. \quad (4.1)$$

Отметим, что в литературе приводятся и другие формулы пересчета магнитуд [Касахара, 1985]. Все они получены на основании статистического анализа и носят линейный характер, однако конкретные значения коэффициентов могут отличаться. В силу линейности преобразования (4.1) получить значения b для распределения по магнитудам M_s можно, пересчитав из параметра, полученного по распределения по магнитудам m_b .

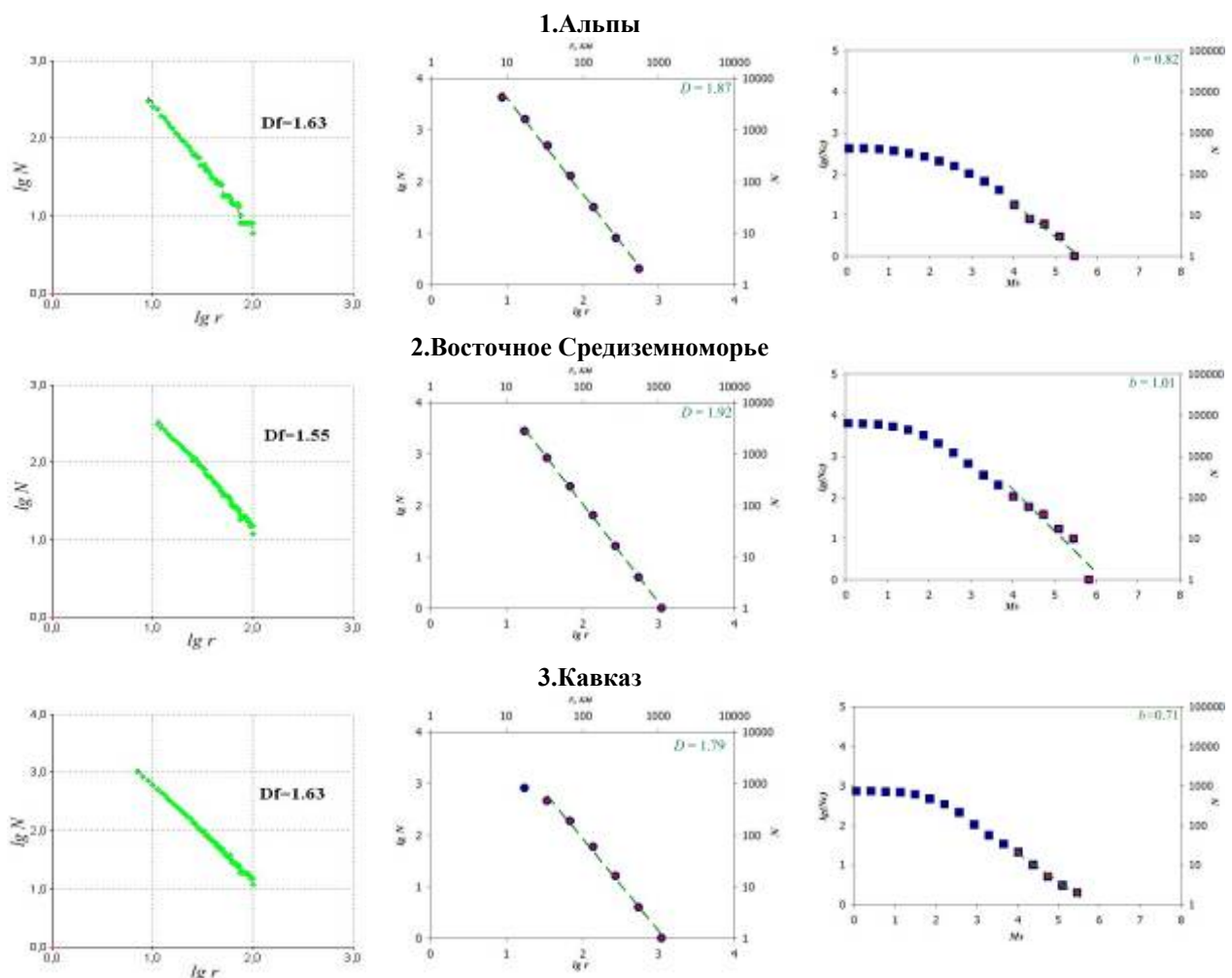
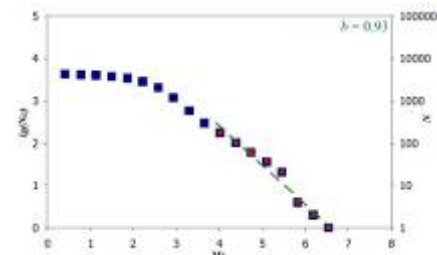
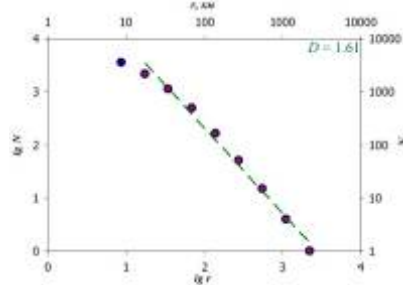
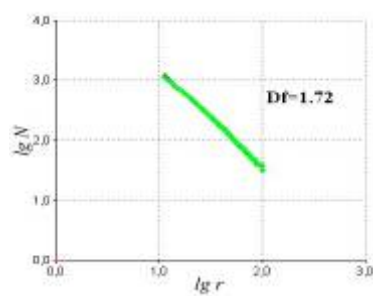
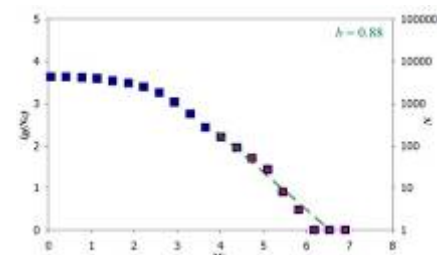
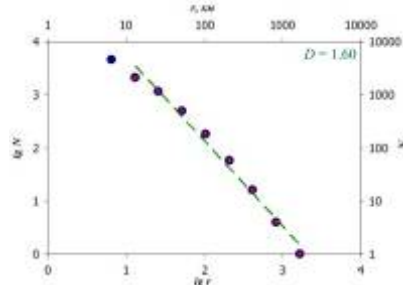
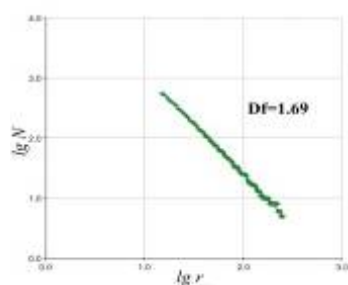


Рис. 4.3. Вычисление параметров самоподобия для исследуемых регионов. Слева – определение фрактальной размерности сети активных разломов D_f , в центре определение фрактальной размерности распределения эпицентров D_e , справа определение b .

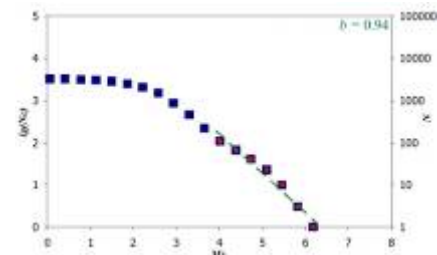
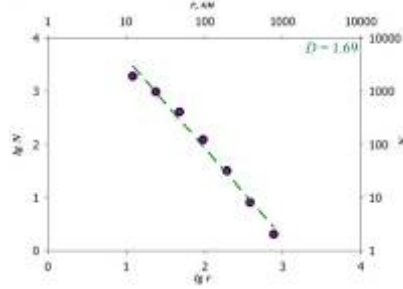
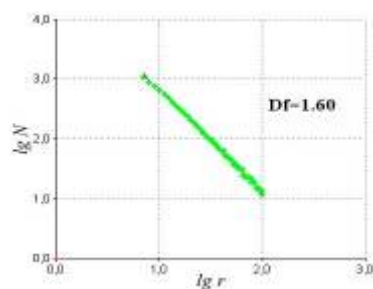
4.Иран



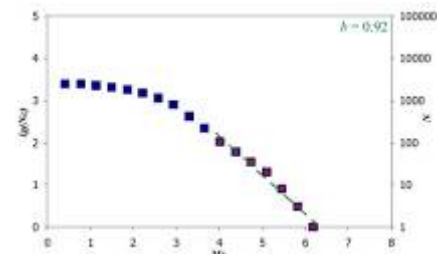
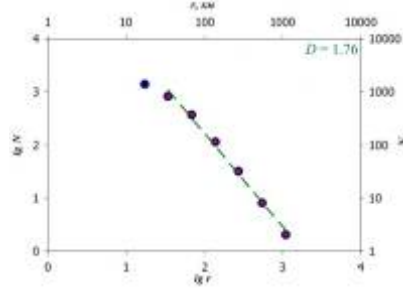
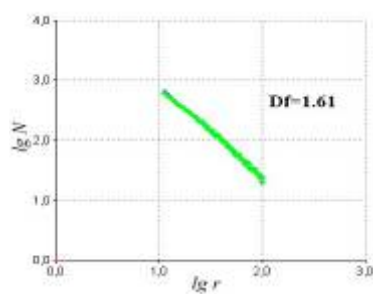
5.Афганистан, Пакистан



6.Памир, Тянь-Шань



7.Гималаи, Тибет



8. Восточный Китай

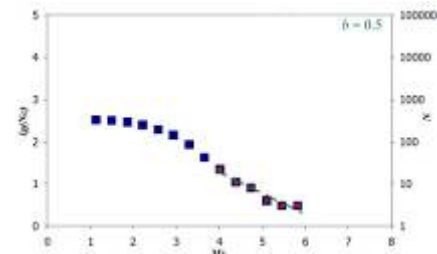
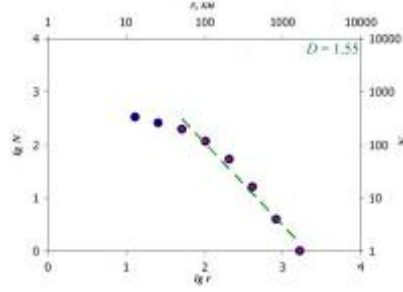
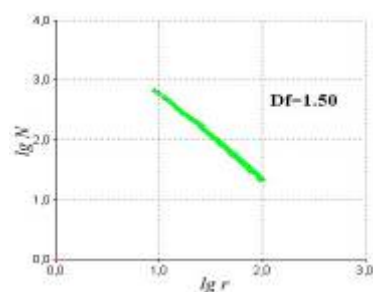


Рис. 4.3. (Окончание).

4.1.2 Результаты исследований самоподобия сейсмичности и систем активных разломов

Приведенная методика применялась для всех анализируемых районов Евразии (см. рис. 4.1). Вычисление исследуемых в работе параметров представлено на рис. 4.3.

Таблица 4.1. Фрактальные характеристики районов Северной Евразии.

Регион	D_f	D_e	b	D_f/b	D_e/b
1.Альпы	1.63	1.87	0.82	2.00	2.29
2.Восточное Средиземноморье	1.55	1.92	1.01	1.53	1.89
3.Кавказ	1.63	1.79	0.71	2.30	2.53
4.Иран	1.72	1.61	0.93	1.85	1.73
5.Афганистан, Пакистан	1.69	1.60	0.88	1.92	1.82
6.Памир, Тянь-Шань	1.60	1.69	0.93	1.71	1.80
7.Гималаи, Тибет	1.61	1.76	0.92	1.74	1.91
8.Восточный Китай	1.50	1.55	0.66	2.29	2.37

В таблице 4.1 приведены значения фрактальных размерностей D_f и D_e , параметр b , определяемый по кумулятивному распределению, а также отношения D_f/b и D_e/b и стандартные ошибки определения этих отношений. Графически эти результаты представлены на рис. 4.4. Полученные результаты сопоставлялись с теоретическим соотношением $D = 2b$ (1.25).

При анализе вычислялись также сопутствующие статистики, такие как коэффициенты корреляции, коэффициенты Стьюдента St и стандартные ошибки определения всех искомым параметров, для подтверждения достоверности получаемых оценок.

4.1.3 Согласованность самоподобия сейсмичности и активных разломов

В результате нашего исследования получены количественные характеристики самоподобия сейсмического процесса и сетей активных разломов, с которыми связано его проявление. Это самоподобие проявляется в диапазоне 2–3 порядков пространственных масштабов и по магнитуде.

Отметим, прежде всего, близость полученных значений фрактальной размерности сети разломов D_f и эпицентрального поля D_e : $(D_f/D_e)_{cp} \approx 1$ (рис. 4.5а,б). Иерархическая структура блоков геологической среды и пространственная структура распределения гипоцентров землетрясений подчиняются одинаковым соотношениям самоподобия. Эти результаты являются количественным свидетельством общей **согласованности сейсмического процесса и разломообразования**. Фрактальное строение разломных сетей определяет особенности фрактальной пространственно-временной динамики

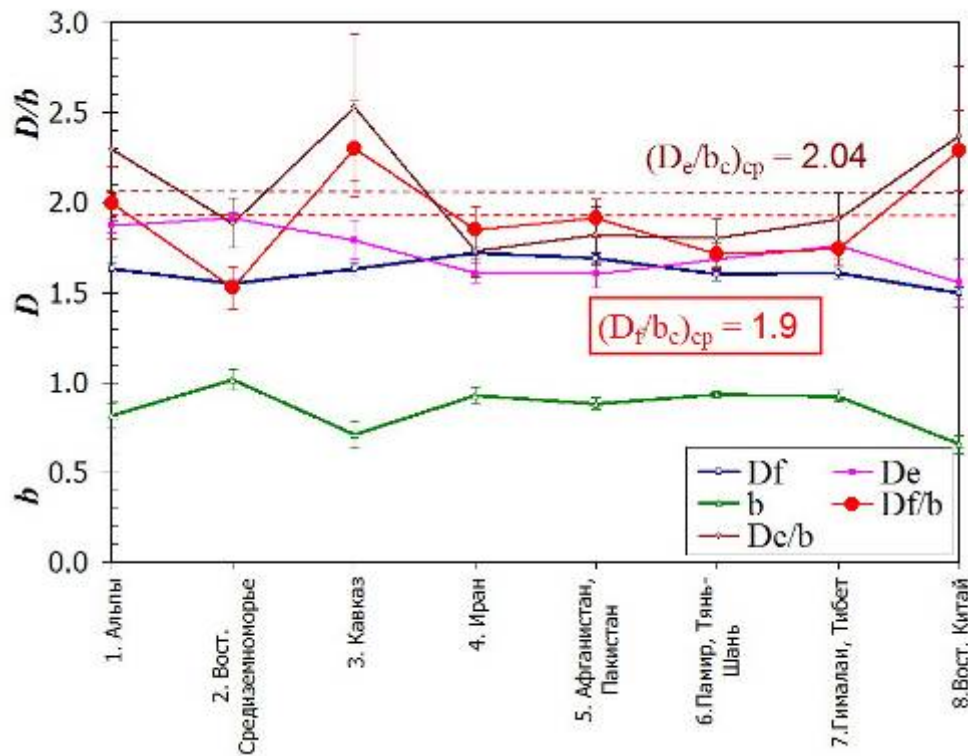


Рис. 4.4. Результаты анализа фрактальных размерностей сети активных разломов D_f , пространственного распределения эпицентров землетрясений D_e и параметра b в законе Гутенберга-Рихтера для исследуемых регионов Евразии. Представлены также отношения D_f/b и D_e/b по регионам и средние значения $(D_f/b)_{cp}$ и $(D_e/b)_{cp}$.

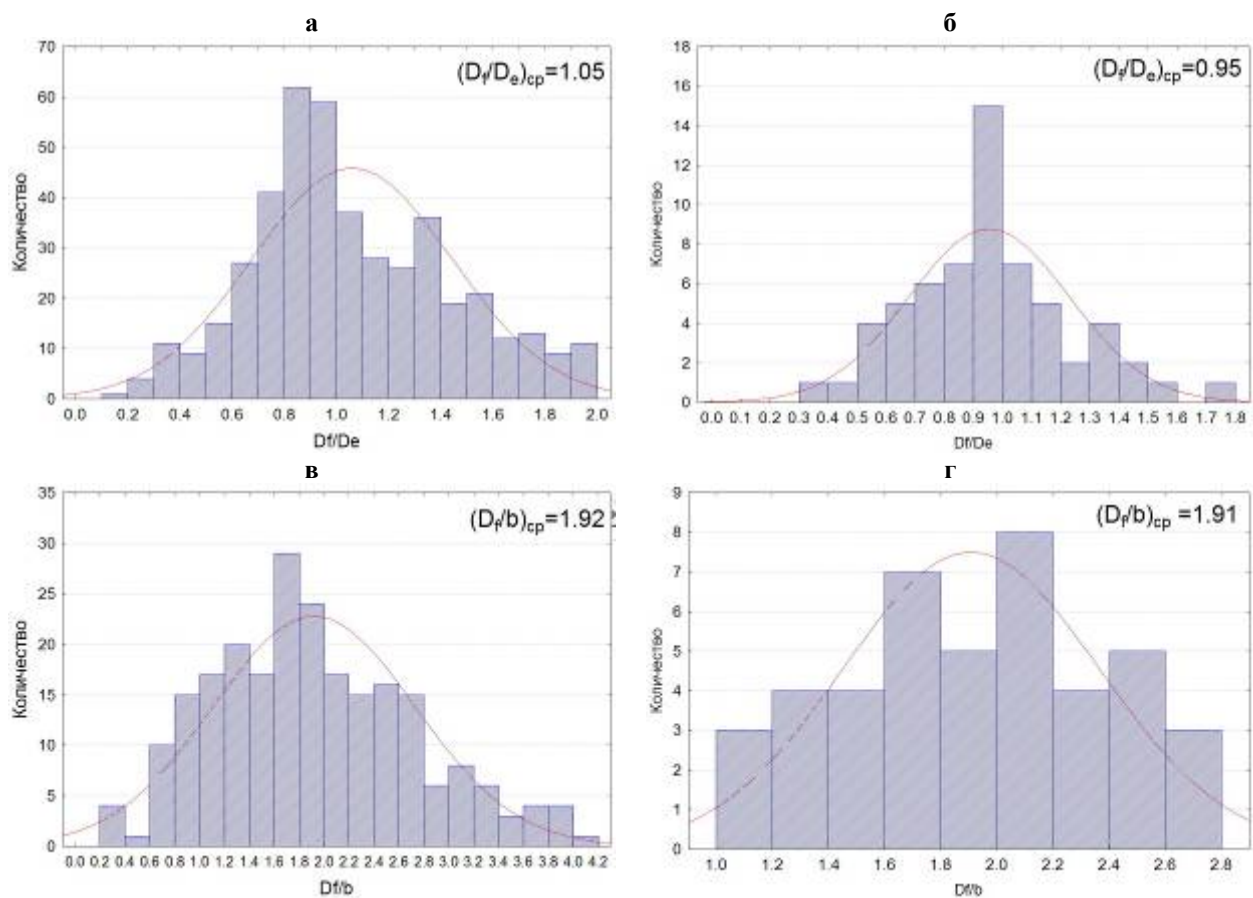


Рис. 4.5. Соотношение фрактальной размерности сети разломов D_f и эпицентрального поля D_e и параметра b . а – гистограмма D_f/D_e для Евразии; б – гистограмма D_f/D_e для Сев.Калифорнии; в – гистограмма D_f/b для Евразии; г – гистограмма D_f/b для Сев. Калифорнии.

землетрясений и наоборот. Это обстоятельство позволяет изучать структуру среды по свойствам происходящего в ней сейсмического процесса, а именно, оценить некоторые топологические характеристики системы разломов и трещин, которые недоступны непосредственному изучению (как в случае, когда афтершоковая область лежит в океане), по аналогичным характеристикам поля очагов землетрясений. Отметим, что наши результаты неплохо согласуются с результатами других исследователей, о которых говорилось выше.

Полученные нами соотношения b , D_f и D_e показывают, что приближенно зависимость ($D=2b$) выполняется (рис. 4.5в,г), хотя наблюдаются довольно значительные отклонения. Согласованность фрактального распределения магнитуды (и, следовательно, энергии) землетрясений и фрактального распределения размеров разрывных нарушений количественно подтверждают иерархические самоподобные свойства сейсмотектонического процесса.

Отметим, однако, что в большинстве регионов и в среднем коэффициент, связывающий D и b несколько меньше 2 и варьируется в диапазоне 1.5–2.3, при этом средние значения $(D_f/b)_{cp} = 1.9$, $(D_e/b)_{cp} = 2.04$. Это отклонение от теоретической зависимости может быть связано с тем, что в нашем исследовании мы использовали пересчет магнитуд, который, как сказано выше, не является однозначным. При использовании другой формулы пересчета магнитуд (например, по [Касахара, 1985]), искомый коэффициент (D/b) ближе к 2. Довольно низкая корреляция в некоторых регионах, скорее всего, получилась из-за недостатка данных, прежде всего по разломам.

Согласованность распределения магнитуды (и, следовательно, энергии) землетрясений и фрактального распределения размеров разрывных нарушений является количественным свидетельством **согласованного самоподобия и самоорганизации** сейсмотектонического процесса.

Литосфера, как открытая система, в процессе эволюции приходит к состоянию самоорганизованной критичности, для которого характерна иерархическая самоподобная организация неоднородностей (фрактальность) и степенные законы распределения параметров [Садовский, Писаренко, 1991; Turcotte, 1997].

4.2 Динамические и фрактальные характеристики временных рядов выделения сейсмической энергии

Рассмотренные выше особенности сейсмичности характеризуют ее главным образом статистически и не включают в рассмотрение динамические, т. е. зависящие от времени, аспекты сейсмического режима. В данном разделе представлены результаты

анализа временных последовательностей выделения сейсмической энергии на базе методов, разработанных в теории динамических систем и фракталов (см. раздел 1.8), для выявления динамических характеристик сейсмотектонической системы [Захаров, 2007, 2008б, 2008г, 2010а].

Для анализа временных рядов выделения сейсмической энергии необходимы качественные и достоверные данные. Поэтому был использован один из лучших в мире каталогов землетрясений – каталогом JMA (за 1992–1996 гг.) Положение эпицентров землетрясений представлено на рис. 4.6.

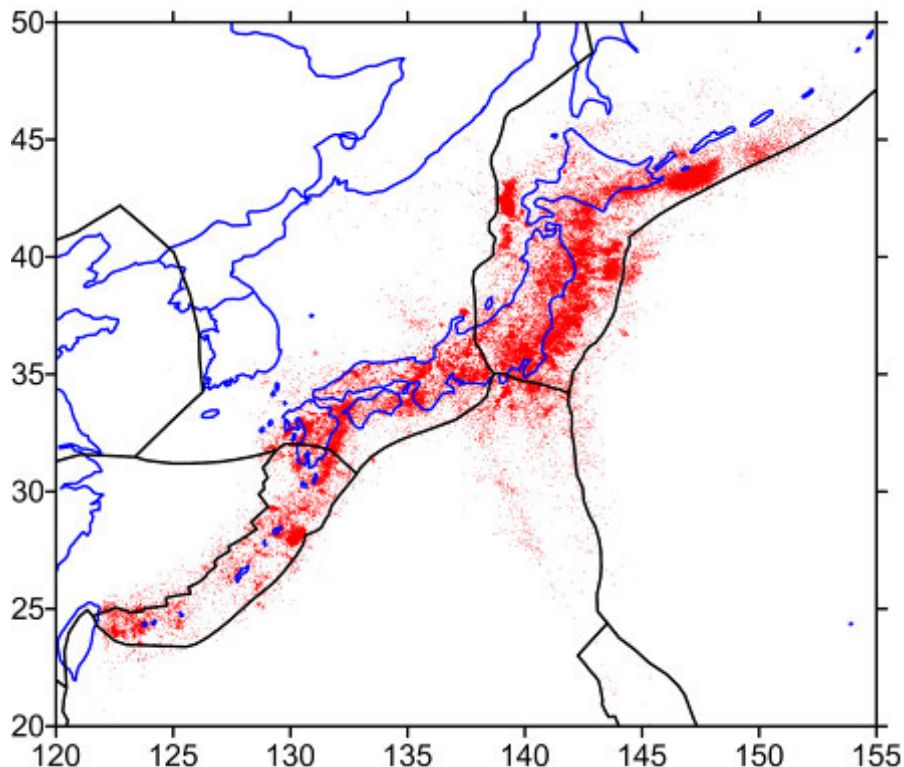


Рис. 4.6. Эпицентры землетрясений для Японии и сопредельных территорий по каталогу JMA за 1992–1996 гг. Показаны также границы плит.

4.2.1 Связь выделившейся сейсмической энергии с магнитудой и сейсмическим моментом

В настоящее время землетрясение рассматривается как итог эволюции процесса трещинообразования в среде в результате воздействия тектонических напряжений, вызванных движениями геологических блоков различного размера.

В промежутках между землетрясениями потенциальная энергия накапливается в среде в виде упругих напряжений. Во время землетрясения происходит резкое высвобождение накопленной энергии, в результате чего происходит:

- разрушение пород,
- выделение тепла,
- излучение сейсмической энергии E_s .

Сейсмический момент M_0 (1.15) является мерой общей суммы энергии, которая выделяется при землетрясении. Только незначительная часть сейсмического момента M_0 преобразуется в излученную сейсмическую энергию E_s , которую регистрируют сейсмографы.

Существуют разные соотношения для оценки этой доли E_s . По Kanamori [Kanamori 1977, 1978; Hanks, Kanamori, 1979; Kanamori, 2004]:

$$E_s = M_0 \cdot 5 \cdot 10^{-5}. \quad (4.2)$$

По [Choy, Boatwright, 1995]:

$$E_s = M_0 \cdot 10^{-4.8} = M_0 \cdot 1.6 \cdot 10^{-5}. \quad (4.3)$$

По [Lomax et al., 2007] для большинства землетрясений:

$$E_s = M_0 \cdot 10^{-4.9}. \quad (4.4)$$

Хотя эти формулы, связывающие сейсмический момент M_0 и излученную энергию E_s , отличаются величиной переводного множителя, все они являются *линейными*. Поэтому, хотя полученные оценки величины энергии могут отличаться более чем в 3 раза, для анализа динамических и фрактальных характеристик процесса выделения сейсмической энергии это не является принципиальным. В данной работе мы будем использовать формулу Kanamori (4.2).

Обычно величину излученной при землетрясении энергии E_s определяют на основании магнитуды M . Существует несколько видов магнитуд [Казахара, 1985; Utsu, 2002], однако общим для всех этих видов является то, что магнитуда пропорциональна логарифму выделившейся энергии (1.12), и, соответственно, пропорциональна логарифму сейсмического момента M_0 (1.16), (1.17).

Для магнитуды M_{JMA} существует уточненное на основании анализа данных по 368 землетрясениям соотношение между магнитудой и моментом [Kawasaki et al., 2007]:

$$\lg M_0 = 1.37 \cdot M_{JMA} + 16.42,$$

где M_0 – в дин·см, или

$$\lg M_0 = 1.37 \cdot M_{JMA} + 9.42, \quad (4.5)$$

где M_0 – в Н·м.

Окончательно, комбинируя (4.2) и (4.5), с учетом того, что $\lg 5 \approx 0.7$, имеем для оценки энергии по каталогу JMA формулу:

$$E_s = 10^{1.37 \cdot M_{JMA} + 12.12},$$

где энергия выражена в эргах, или

$$E_s = 10^{1.37 \cdot M_{JMA} + 5.12} \quad (4.6)$$

где энергия выражена в джоулях.

Для каждого землетрясения на основании формулы (4.7) осуществлялся пересчет магнитуды в энергию, затем для всех землетрясений, происходивших в течении календарных суток энергия суммировалась. В результате получены временные ряды суточного выделения сейсмической энергии для всего диапазона магнитуд, а также для различных поддиапазонов, они представлены на рисунке 4.7. Каждый из полученных временных рядов анализировался в соответствии с описанными в разделе 1.8 методами.

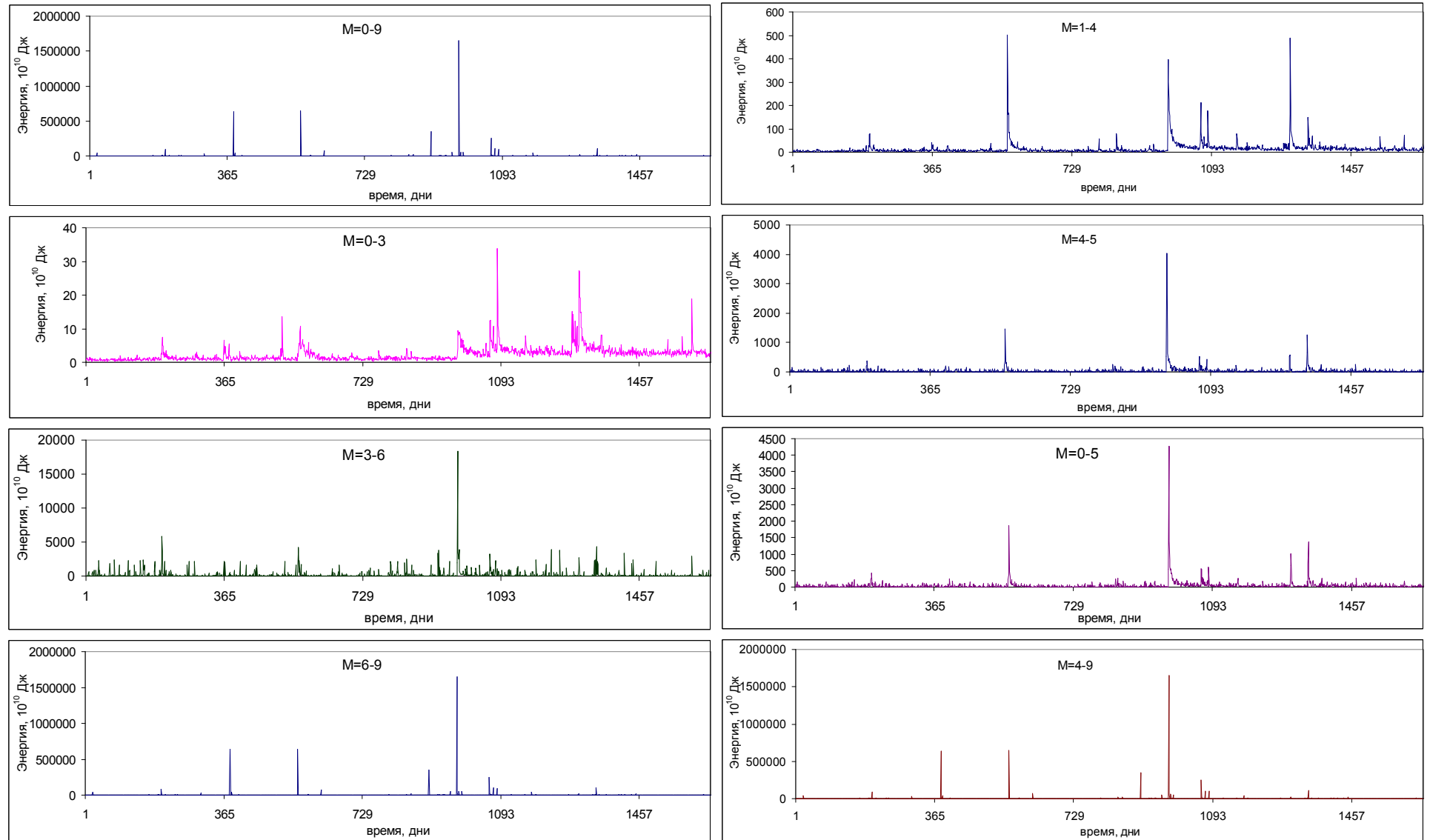


Рис. 4.2. Выделение энергии по дням по каталогу JMA за 1992–1996 гг. в различных диапазонах магнитуд.

4.2.2 Результаты анализа временных рядов выделения сейсмической энергии

На рис. 4.3 приведены зависимости спектральной мощности от частоты и определение спектрального параметра самоподобия β для временного ряда выделения энергии в разных диапазонах магнитуд. Эта характеристика определялась для всех исследуемых диапазонов, но некоторые результаты на рис. 4.3 не приведены для упрощения рисунка. Область скейлинга аппроксимирована линейной зависимостью, что показано пунктирными линиями.

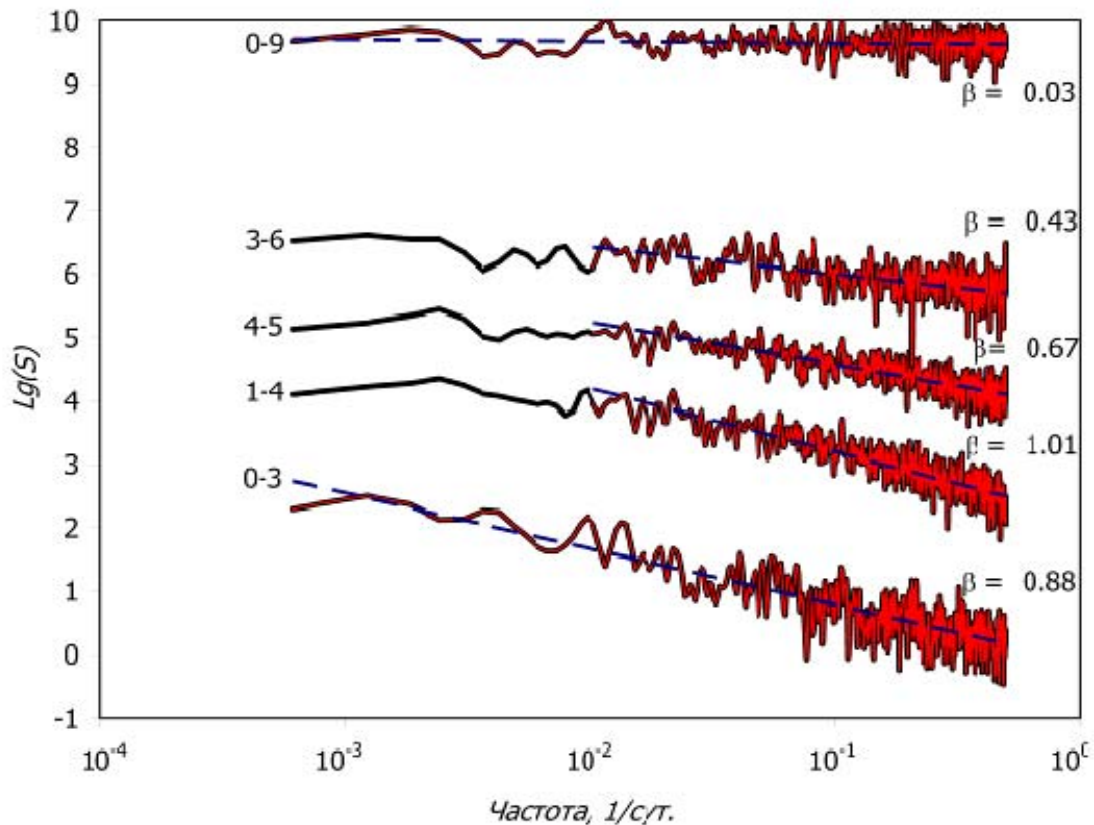


Рис. 4.3. Зависимость спектральной мощности S от частоты в двойном логарифмическом масштабе для рядов в разных диапазонах магнитуд. Область скейлинга аппроксимирована линейной зависимостью, представлены рассчитанные значения параметра β .

Для всех анализируемых временных рядов вычислялся показатель Херста H , при этом использовалась свободно распространяемая программа Fractan 4.4 (автор В.В.Сычев, <http://www.impb.ru/downloads/fractan.zip>). Пример зависимости $\lg(R/S)$ от $\lg(\tau)$, полученный для диапазона магнитуд $M = 4 - 5$ и оценка показателя Херста $H = 0.82$ представлен на рис. 4.4.

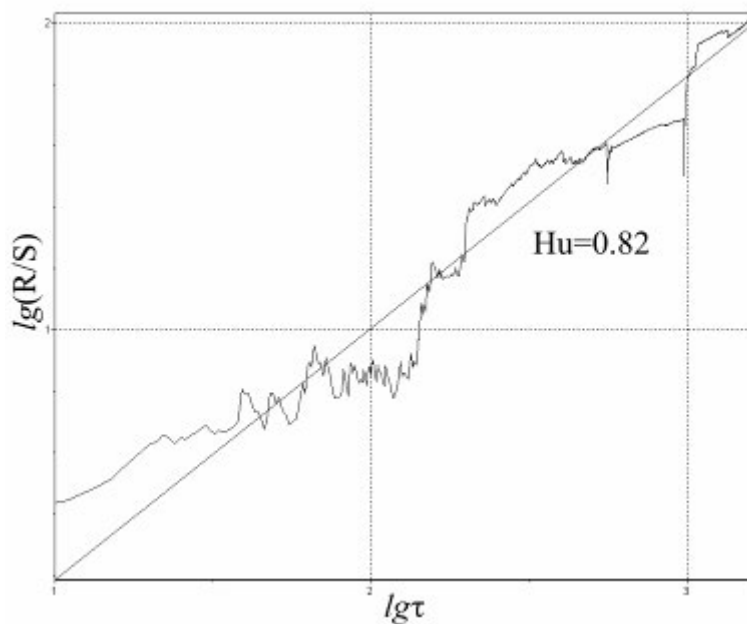


Рис. 4.4. Пример R/S анализа для временного ряда в диапазоне магнитуд $M = 4 - 5$. Величина показателя Херста $H = 0.82$.

Фрактальная размерность ряда D определялась с помощью авторского программного обеспечения. Оценки коэффициента корреляции $R > 0.8$, коэффициента Стьюдента $St > 10$ подтверждают статистическую достоверность полученных характеристик. Стандартные ошибки параметров: $\Delta\beta \leq 0.1$, $\Delta H \leq 0.3$, $\Delta D \leq 0.3$. Скейлинговый параметр ряда h вычислялся по фрактальной размерности D по формуле (1.55). Полученные результаты сведены в таблице 4.2 и представлены на рисунке 4.5.

Таблица 4.2. Фрактальные характеристики временных рядов выделения сейсмической энергии для Японии в разных диапазонах магнитуд.

Диапазон магнитуд	β	$\Delta\beta$	D	h	H	ΔH
0–9	0.03	0.01	1.87	0.13	0.51	0.07
0–3	0.88	0.02	1.82	0.18	1.09	0.24
3–6	0.44	0.03	1.95	0.05	0.71	0.12
6–9	0.02	0.01	1.87	0.13	0.51	0.06
1–4	1.01	0.02	1.79	0.21	0.90	0.18
4–5	0.67	0.02	1.73	0.27	0.82	0.18
0–5	0.73	0.02	1.73	0.27	0.87	0.17
4–9	0.03	0.01	1.87	0.13	0.51	0.07

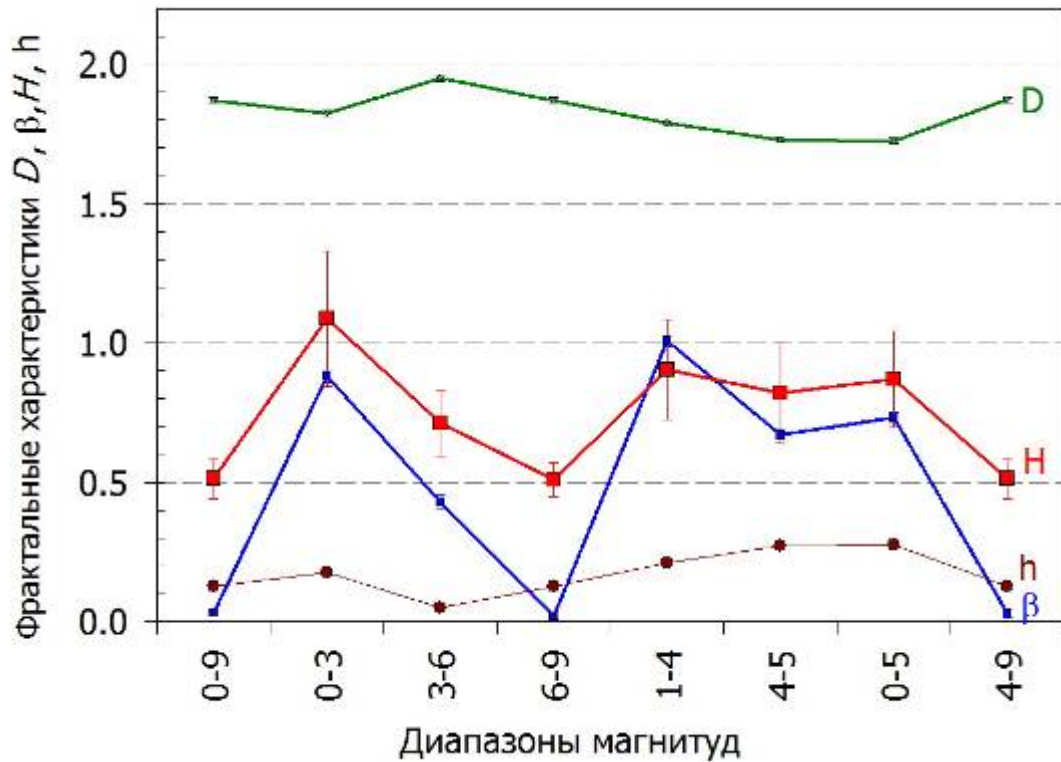


Рис. 4.5. Фрактальная размерность ряда D , спектральный скейлинговый параметр β , показатель Херста H и скейлинговый параметр ряда h , вычисленные для рядов выделения сейсмической энергии в разных диапазонах магнитуд.

Затем к исследуемым рядам применялась процедура Такенса восстановления корреляционной размерности D_c и размерности вложения m . При этом использовалось авторское программное обеспечение FraTiS [Захаров, 2004], программа Fractan 4.4, а также пакет свободно распространяемых прикладных программ TISEAN (http://www.mpi-pks-dresden.mpg.de/~tisean/TISEAN_2.1/docs/indexf.html) На рисунке 4.6а представлен восстановленный аттрактор в пространстве с размерностью $m = 3$, полученный для временного ряда выделения энергий в диапазоне магнитуд от 4 до 5 (определяемых с наибольшей точностью).

В результате установлено [Захаров, 2008б, 2008г, 2010а], что определенную степень детерминизма демонстрирует временной ряд в диапазоне магнитуд 4 – 5 (рис. 6б, $m = 11$, $D_c \approx 4.9$). На рисунке представлены также результаты для диапазонов магнитуд 0 – 3 и 1 – 4. Для них наблюдается некоторая тенденция к насыщению графика $D_c(m)$, однако оно не достигается. Кроме того, велики ошибки полученных оценок D_c . Для других диапазонов магнитуд сколько-нибудь определенных результатов получить не удалось.

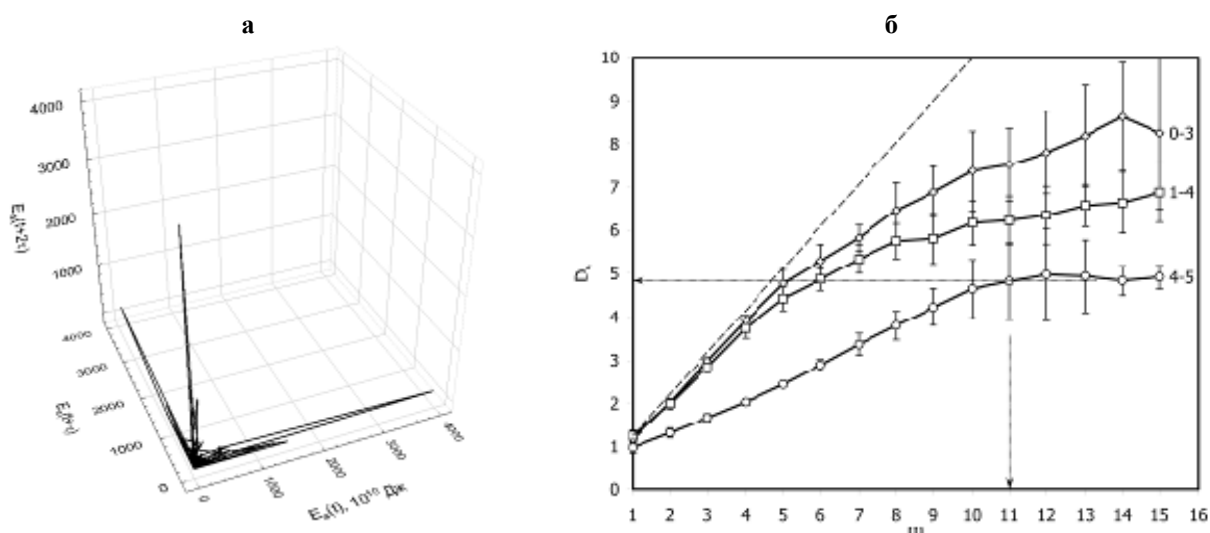


Рис. 4.6. Результаты анализа корреляционной размерности. *а*– восстановленный аттрактор в 3D пространстве для временного ряда выделения энергии в диапазоне магнитуд от 4 до 5; *б*– зависимость $D_c(m)$ для диапазонов магнитуд 0 – 3, 1 – 4, 4 – 5. Для диапазона $M = 4 – 5$ показана оценка $m = 11$, $D_c \approx 4.9$. Штриховая линия - зависимость $D_c(m)$ для стохастического сигнала.

4.2.3 Детерминировано-хаотические свойства сейсмотектонических систем

Анализ полученных результатов определенно показывает, что исследуемые временные ряды выделения сейсмической энергии проявляют фрактальные свойства в диапазоне более одного порядка по частоте ($\sim 10^{-2}$ – 0.5 1/сут.).

По своим характеристикам часть из них (а именно, те ряды, которые включают наибольшие магнитуды) сходны с гауссовым шумом $\beta \approx 0$, $H \approx 0.5$. В то же время ряды, в которые не включены наибольшие магнитуды, сходны по характеристикам с обобщенными броуновскими функциями. Поскольку значения β , D и H рассчитаны в данном исследовании независимо, они позволяют, в пределах ошибок, подтвердить обоснованность применения соотношений (1.53), (1.55), полученных по модельным броуновским функциям, при оценке фрактальных характеристик природных временных рядов. На рисунке 4.7 показана экспериментальная зависимость H от β для рядов выделения сейсмической энергии. Отметим, что она отлично согласуется с модельной зависимостью (1.53), согласно которой

$$H = 0.5\beta + 0.5.$$

Вычисленные количественные характеристики самоподобия исследуемых временных рядов указывают на то, что эти ряды для маленьких и средних магнитуд относятся к классу фликкер-шума (шум мерцания, или перемежаемости). Это означает, что система, генерирующая такие сигналы, не является полностью случайной (стохастической), а характеризуется определенной степенью детерминированности и наличием «памяти» о предыдущих состояниях – тем большей, чем больше β или H (или,

соответственно, чем меньше фрактальная размерность D). Близость значений показателя Херста H к 1 для ряда с $M = 1-4$ указывает на персистентность изучаемых движений.

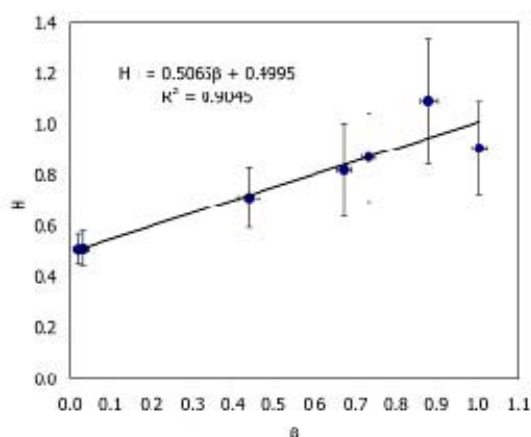


Рис. 4.7. Зависимость показателя Херста H от спектрального скейлингового параметра β для рядов выделения сейсмической энергии.

В то же время включение в рассмотрение сильных землетрясений показывает, что такие временные ряды обладают стохастическими свойствами, близкими к «белому» шуму. Это находится в некотором противоречии с представлениями, согласно которым сильные землетрясения периодически повторяются, и даже даются оценки этих периодов, например в [Касахара, 1985]. Отметим, что длина анализируемых рядов – около 5 лет, – значительно меньше периода повторяемости сильных землетрясений, который может составлять десятки и даже сотни лет. Поэтому никаких заключений о периодических (т. е. детерминированных) характеристиках на больших временах мы не можем дать вследствие недостаточной длины ряда. Возможно, однако, что сейсмический процесс по своим характеристикам действительно близок к фликкер-шуму.

Анализ корреляционной размерности позволил выявить определенную степень детерминизма в исследуемом процессе, однако лишь для средней части диапазона магнитуд. При включении в рассмотрение других, особенно больших, магнитуд не удастся установить характеристик степени детерминизма системы. Возможно, это связано с тем, что магнитуды в диапазоне $M = 4-5$ определяются с наибольшей точностью. Для меньших магнитуд точность определения ниже, а для больших магнитуд – меньше самих событий. Отметим также и относительно небольшую длину рассматриваемых рядов, что при данной методике может привести к погрешностям в анализе.

Другое возможное объяснение состоит в том, что при сильном землетрясении происходит коренная перестройка, бифуркация сеймотектонической системы, при которой она практически «забывает» предыдущие состояния. Это «стирание памяти» разрушает имеющиеся детерминированные связи, что и отражают полученные результаты. Все это дает направление для дальнейших исследований.

Проведенный анализ динамических и фрактальных свойств временных рядов выделения сейсмической энергии позволяет отнести сеймотектоническую систему,

генерирующую землетрясения, к типу **детерминировано-хаотических**. Динамика систем с такими характеристиками предполагает, что на фоне относительно небольших изменений происходят значительные (на один или несколько порядков большие) скачки. При этом величина этих скачков и промежутки времени, их разделяющие, нерегулярны, и **возможности их прогноза ограничены**, или совсем отсутствуют.

4.3 Анализ афтершоковых последовательностей сильных землетрясений

В настоящем разделе рассмотрено определение количественных характеристик самоподобия афтершоковой последовательности сильнейшего землетрясения Тохоку 11 марта 2011 г. [Захаров, 2012], а также ряда других сильных землетрясений.

4.3.1 Землетрясение Тохоку

11 марта 2011 г. в 05 час 46 мин по Гринвичу в 129 км восточнее о. Хонсю (Япония) произошло сильнейшее землетрясение. По данным National Earthquake Information Center (NEIC) USGS магнитуда его составила $M_w = 9.0$, координаты гипоцентра 38.297° с.ш., 142.372° в.д., глубина 30 км. Тектоническая позиция данного землетрясения – зона контакта Тихоокеанской и Североамериканкой (Охотской) плит. Положение главного толчка и афтершоки с $m_b \geq 4$ за период с 11.03 по 17.10.2011 по данным мирового каталога землетрясений NEIC PDE представлено на рис. 4.8. Рассмотрению тектонических и сейсмологических аспектов этого землетрясения посвящен ряд работ [Балакина, 2011; Рогожин, 2011; Рогожин и др., 2011; Тихонов, Ломтев, 2011; Kato, Igarashi, 2013; Tikhonov, 2011].

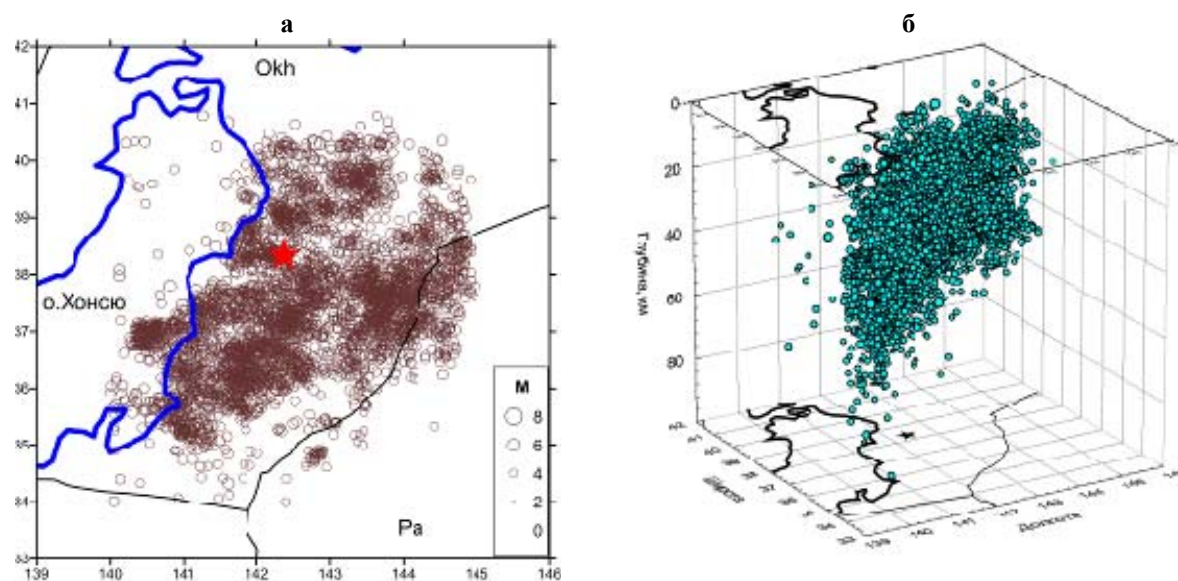


Рис. 4.8. Положение эпицентра главного толчка (звезда) землетрясения 11.03.2011 г. и его афтершоков с $m_b \geq 4$ (круги) за период с 11.03 по 17.10.2011 по данным оперативного каталога NEIC USGS. а– в плане; б– 3D вид. Жирная линия – контуры береговой линии, тонкая линия – границы плит (Pa – Тихоокеанская, Okh – Охотская).

Развитие афтершокового процесса во времени. По данным NEIC USGS афтершоковая область имеет протяженность около 650 км с поперечным размером примерно 350 км от о. Хонсю до глубоководного желоба и немного восточнее. Большинство число гипоцентров афтершоков находилось в интервале глубин 20–50 км.

Общий характер афтершоковой последовательности с 11.03 по 17.10.2011 (4459 событий) показан в виде гистограммы на рис. 4.9а. Количество событий затухает с течением времени. Выделяются также всплески сейсмической активности на 12, 32, 61 и 122-е сутки, связанные, по-видимому, с сильными афтершоками ($m_b=6.1-6.3$).

Попробуем выяснить, можно ли отнести происходящие в этой области события к афтершокам того же землетрясения. Для этого используем закон Омори (1.17), дающий эмпирическое описание спада афтершоковой активности.

Построение афтершоковой последовательности в двойном логарифмическом масштабе (рис. 4.9б) позволяет определить параметра p по наклону аппроксимирующей прямой: $p=1.06\pm 0.04$ для всего рассмотренного ряда данных. При анализе здесь и далее вычислялись также сопутствующие статистические характеристики для подтверждения достоверности получаемых оценок. Нами были определены также значения параметра p по афтершоковым последовательностям 30, 60 и 90 дней после главного события. Их значения составили $p=0.95\pm 0.03$, $p=0.96\pm 0.04$, $p=0.99\pm 0.04$, соответственно, коэффициенты корреляции при аппроксимации не меньше 0.9. Устойчивость полученных оценок позволяют говорить о том, что весь рассматриваемый набор данных может, с некоторой погрешностью, рассматриваться как единая афтершоковая последовательность.

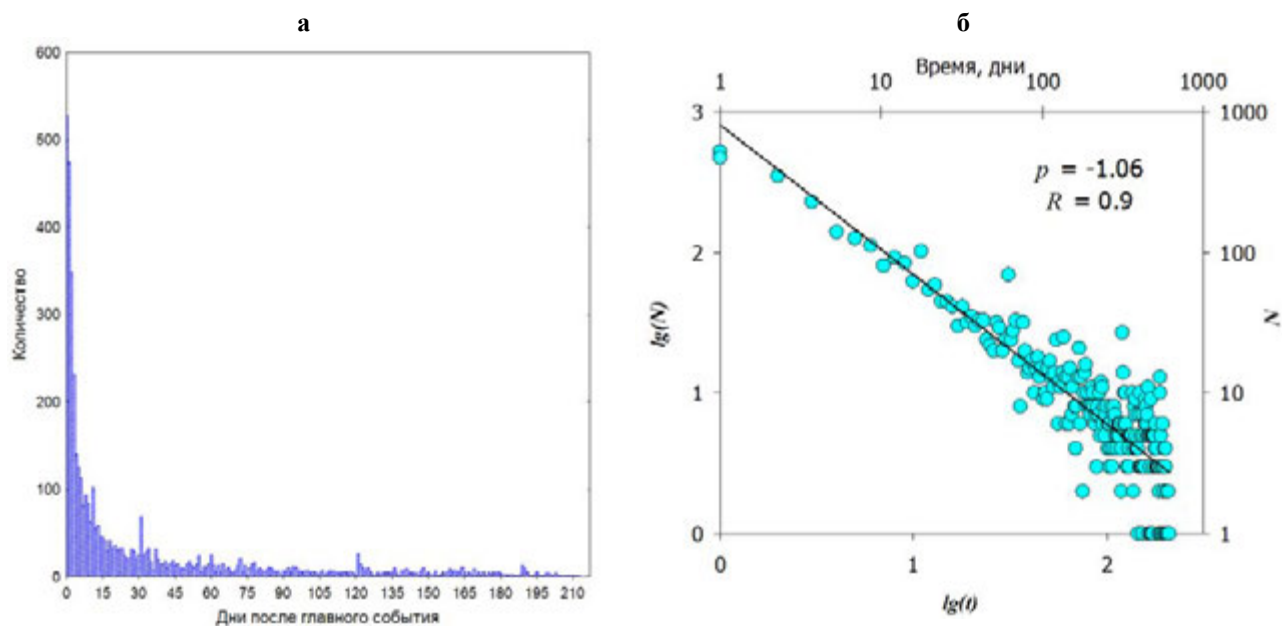


Рис. 4.9. Афтершоковая последовательность ($m_b \geq 4$) землетрясения Тохоку с 11.03 по 17.10.2011. а– в линейном масштабе; б– в двойном логарифмическом масштабе. Показана также оценка параметра p в законе Омори ($p=1.06$).

Распределение по магнитудам и закон Гутенберга-Рихтера. При анализе распределений землетрясений по магнитудам были использованы два вида магнитуд (m_b в M_S). Для получения последней мы, как это описано выше, пересчитывали m_b в M_S , используя среднемировую зависимость (4.1) между ними, а затем строили распределения. На рис. 4.10а показано распределение афтершоков по магнитудам M_S и определение параметра b для всей совокупности исследуемых событий ($b = 0.61 \pm 0.02$, коэффициент корреляции $R = 0.98$).

На рис. 4.10б представлено рассчитанное поле параметра b . Видно, что параметр b довольно значительно варьируется в афтершоковой области: максимум ($b = 0.9\text{--}1.1$) находится в районе глубоководного желоба, а область главного события характеризуется **пониженным** значением этого параметра. Вероятно, это объясняется тем, что этой зоне расположено также относительно много сильных афтершоков, наличие которых при анализе приводит к уменьшению наклона графика повторяемости.

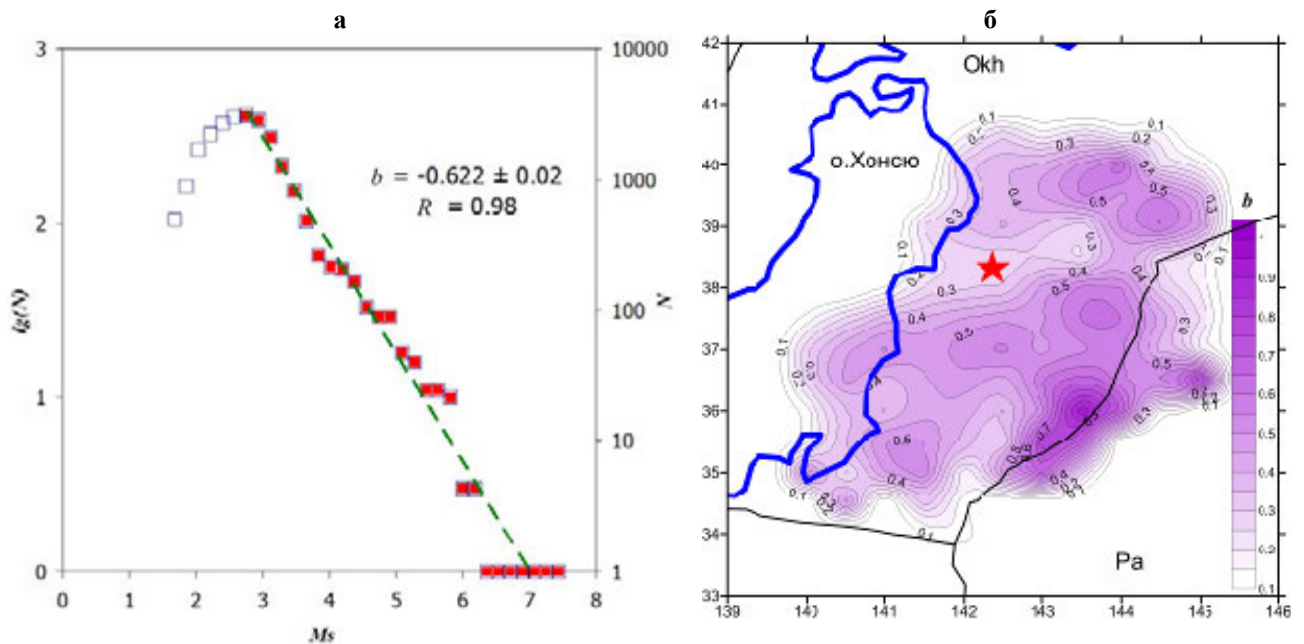


Рис. 4.10. Параметры распределения по магнитудам для афтершоковой последовательности. а– распределение афтершоков по магнитудам M_S и определении параметра b ($b = 0.62$); б– рассчитанное поле параметра b .

Фрактальные свойства эпицентрального поля афтершоков. Для определения фрактальной размерности в программе FrAnGeo v.1.0 реализован метод подсчета клеток и вычисление клеточной размерности (box dimension) [Turcotte, 1997, Мандельброт, 2002].

На рис. 4.11а показано вычисления фрактальной размерности D для эпицентрального поля всей совокупности исследуемых событий ($D = 1.52 \pm 0.04$, коэффициент корреляции $R = 0.998$).

На рис.4.11б представлено рассчитанное поле D . Видно, что параметр D довольно значительно варьируется в афтершоковой области ($D = 0.6\text{--}1.9$). Зона максимума ($D = 1.8\text{--}$

1.9) вытянута с юго-запада на северо-восток, вероятно, она соответствует проекции области концентрации очагов в наклонной сейсмофокальной зоне. Для подробного изучения этой зависимости необходим трехмерный анализ (в том числе и фрактальной размерности) гипоцентрального поля, а также изучение изменчивости поля D во времени.

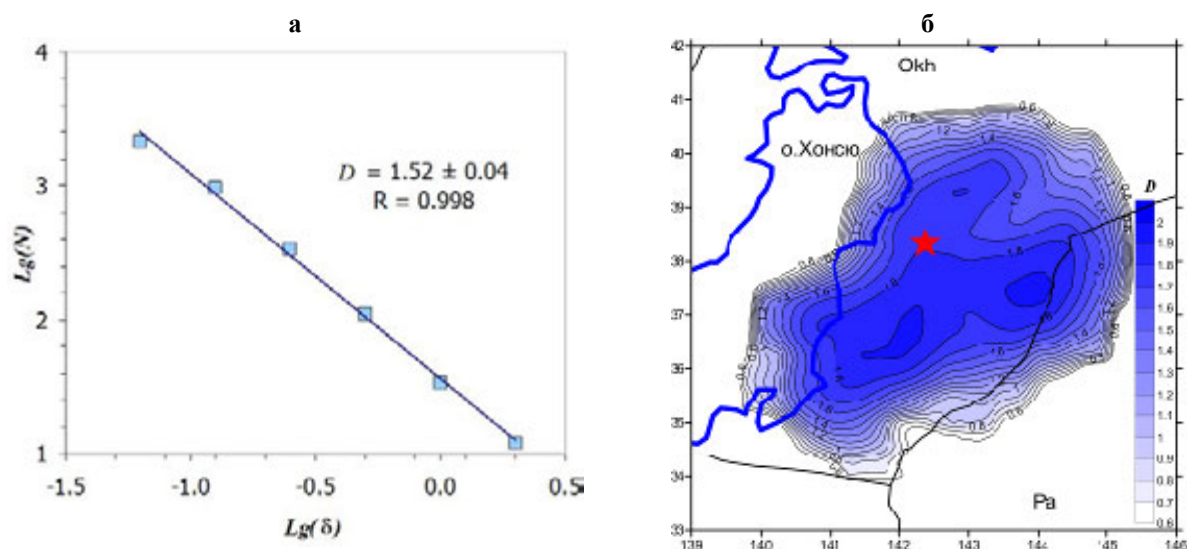


Рис.4. Вычисление фрактальной размерности. *а*– вычисления клеточной размерности D для всего эпицентрального поля афтершоков ($D = 1.52$); *б*– рассчитанное поле D .

Таким образом, получены количественные характеристики самоподобия афтершокового процесса землетрясения Тохоку: параметра p в законе Омори, параметра b в законе Гутенберга-Рихтера, и фрактальная размерность D эпицентрального поля. Это самоподобие проявляется в диапазоне, по крайней мере, двух порядков временного масштаба, почти двух порядков пространственного масштаба и в диапазоне четырех единиц по магнитуде (около 6 порядков по энергии). Выявлена устойчивость полученных оценок параметра p в законе Омори, что позволяет говорить о том, что весь рассматриваемый набор данных **может рассматриваться как единая афтершоковая последовательность**. Получены также пространственные вариации параметров b и p , которые указывают на неоднородность исследуемой области и позволяют выявить ее структуру.

4.3.2 Анализ афтершоков сильных землетрясений 2001–2011 гг.

Выше отмечалось, что эпицентр землетрясения Тохоку лежит в области пониженных значений параметра b . В целом ряде работ, посвященных анализу сейсмичности, и, в частности, характеристик афтершоковых последовательностей высказывается мнение, что такое пониженное значение не случайно. Так, в работах [Смирнов, Пономарев, 2004; Смирнов и др., 2010] отмечается, что начальная стадия афтершокового процесса характеризуется пониженными (по сравнению с так называемой «фоновой» сейсмичностью) значениями параметра наклона графика повторяемости b . Это

указывает на относительно бóльшую долю сильных событий в афтершоковых последовательностях (или на относительно меньшую долю слабых событий).

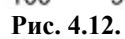
В большинстве проанализированных в указанных работах случаев наклон графика повторяемости, кроме того, испытывает характерные изменения и во времени: сразу после главного события он минимален и увеличивается по мере развития афтершокового процесса до своих фоновых значений. Результаты, полученные в работе [Смирнов и др., 2010] указывают, что и в случае роеподобной активизации, без выраженного главного события, возбуждение и релаксация развиваются, вероятно, по таким же сценариям. В то же время в работах [Родкин, 2008; Rodkin, 2012] отмечается большой разброс значений параметра b после сильных землетрясений, однако не выявлено общего понижения средних значений.

Для прояснения этого вопроса нами были проанализированы афтершоковые последовательности ряда сильных землетрясений (в дополнение к землетрясению Тохоку), произошедших в 2001–2010 гг. в различных районах мира. Для анализа использовался каталог NEIC. Критерием отбора событий являлась сила землетрясений ($M > 8$) и наличие «хорошего» афтершокового процесса, т.е. количества афтершоков, достаточного для статистического анализа. Все исследованные события представлены в таблице 4.3. Размер очага оценивался по формуле (1.15) (см. раздел 1.5).

Для афтершоков всех отобранных землетрясений вычислялось поле параметра b . Поскольку в данном исследовании нас интересовали относительные пространственно-временные вариации данного параметра, то для его оценки использовалось распределение по магнитудам m_b , в без пересчета в M_s , из-за этого значения b относительно низкие. Результаты представлены на рисунке 4.12 и в таблице 4.3. Значения параметра b для всех землетрясений тут рассчитаны по афтершокам за период 6 месяцев после главного события. Для Суматринского землетрясения 2004 г. значение рассчитано за 3 месяца, поскольку в марте 2005 в этом районе произошло еще одно сильное землетрясение, которое проанализировано отдельно.

Таблица 4.3. Результаты анализа афтершоков сильных землетрясений

Регион	Дата	Широта	Долгота	Глубина	M_w	Размер очага, км	b в эпицентре
Перу	23.06.2001	-16.264	-73.641	33	8.4	200	0.28
о.Хоккайдо	25.09.2003	41.775	143.904	27	8.3	178	0.44
Суматра	26.12.2004	3.316	95.854	30	9.1	447	0.35
Суматра	28.03.2005	2.074	97.013	30	8.6	251	0.82
Суматра	12.09.2007	-4.52	101.374	34	8.5	224	0.51
о-ва Самоа	29.09.2009	-15.509	-172.03	18	8.1	141	0.26
Чили	27.02.2010	-35.909	-72.733	35	8.8	316	0.98
Тохоку	11.03.2011	38.297	142.372	30	9.0	398	0.49



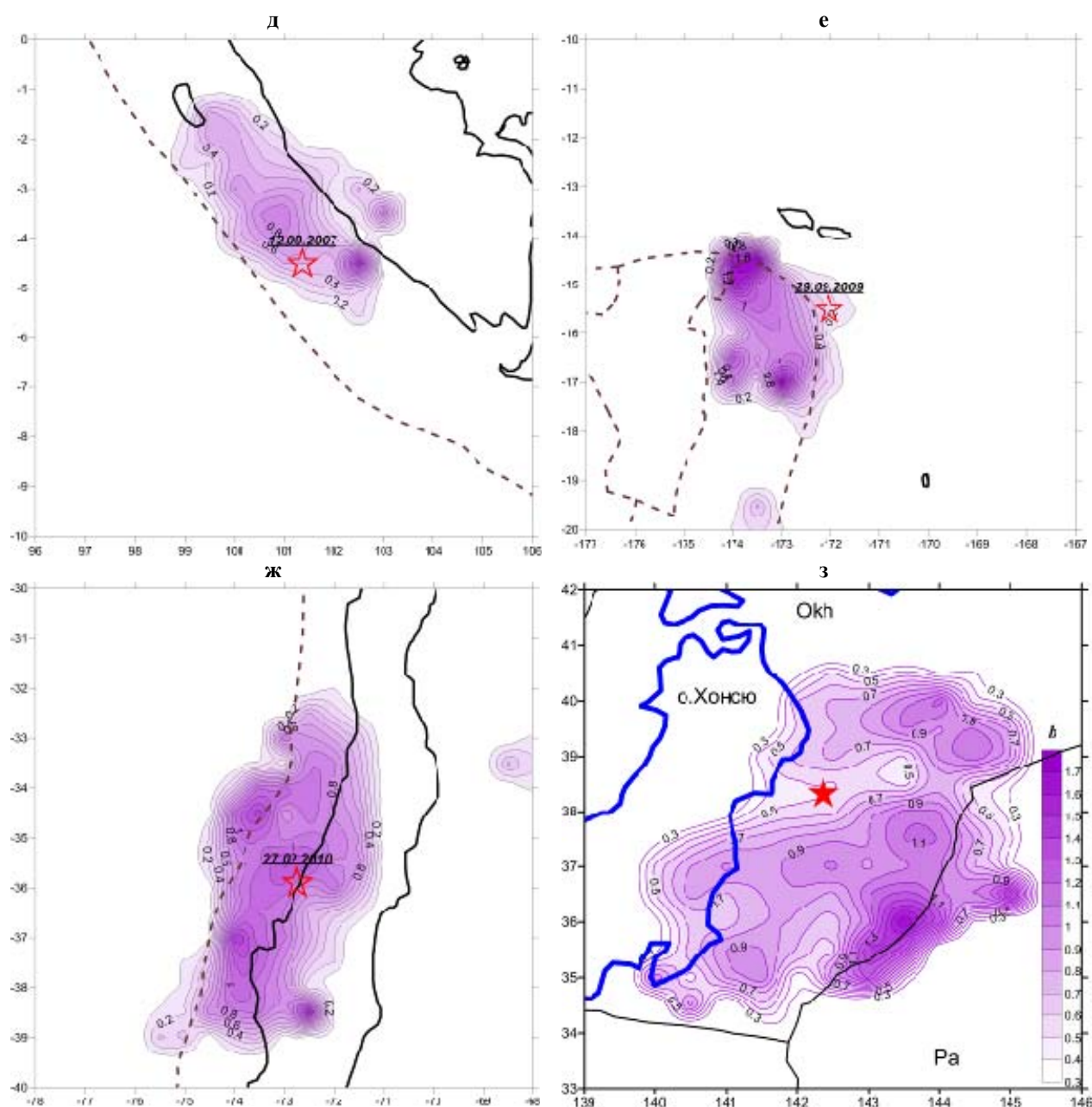


Рис. 4.12. Анализ поля параметра b афтершоков сильных землетрясений. а– Перу, 2001 г.; б– о.Хоккайдо, 2003 г.; в– Суматра, 2004 г.; г– Суматра, 2005 г.; д–Суматра, 2007 г.; е– о-ва Самоа, 2009 г.; ж– Чили, 2010 г.; з– Тохоку, 2011 г. Показаны также границы плит.

Анализ позволяет выявить пониженные относительно соседних областей значения в зонах эпицентров сильных землетрясений для 6 из 8 проанализированных афтершоковых последовательностей. Исключение составляет землетрясение в районе Северной Суматры 28.03.2005 и Чилийское землетрясение 27.02.2010. Возможно, дело в том, что Суматринское землетрясение 2005 г. произошло всего через 3 месяца и в том же районе (на расстоянии около 190 км), что и сильнейшее землетрясение 26.12.2004. Поэтому достаточно сложно разделить и проанализировать «наложенные» афтершоковые процессы (что и без того является неоднозначной задачей) этих сопоставимых по силе событий.

Проанализирована также временная изменчивость поля параметра b . Для этого оно рассчитывалось для моментов 1, 6 и 12 месяцев после главного события. В результате установлено, что пониженное значение параметра b в районе эпицентра сохраняется длительное время – до года после события. При этом наблюдается также тенденция к постепенному повышению величины b с течением времени. Пример такого роста для афтершоков землетрясения на Хоккайдо 25.09.2003 представлено на рис. 4.13. Значения b через 1, 6, 12 месяцев после землетрясения составляли 0.37, 0.44 и 0.47, соответственно. Отметим, что для землетрясений в районе северной Суматры 2005 г. и для Чилийского землетрясения 2010 наблюдается обратная тенденция: значения b не только повышены, но растут с течением времени. Возможно, это связано с какими-то особенностями этих событий, выяснение чего требует дальнейшего анализа.

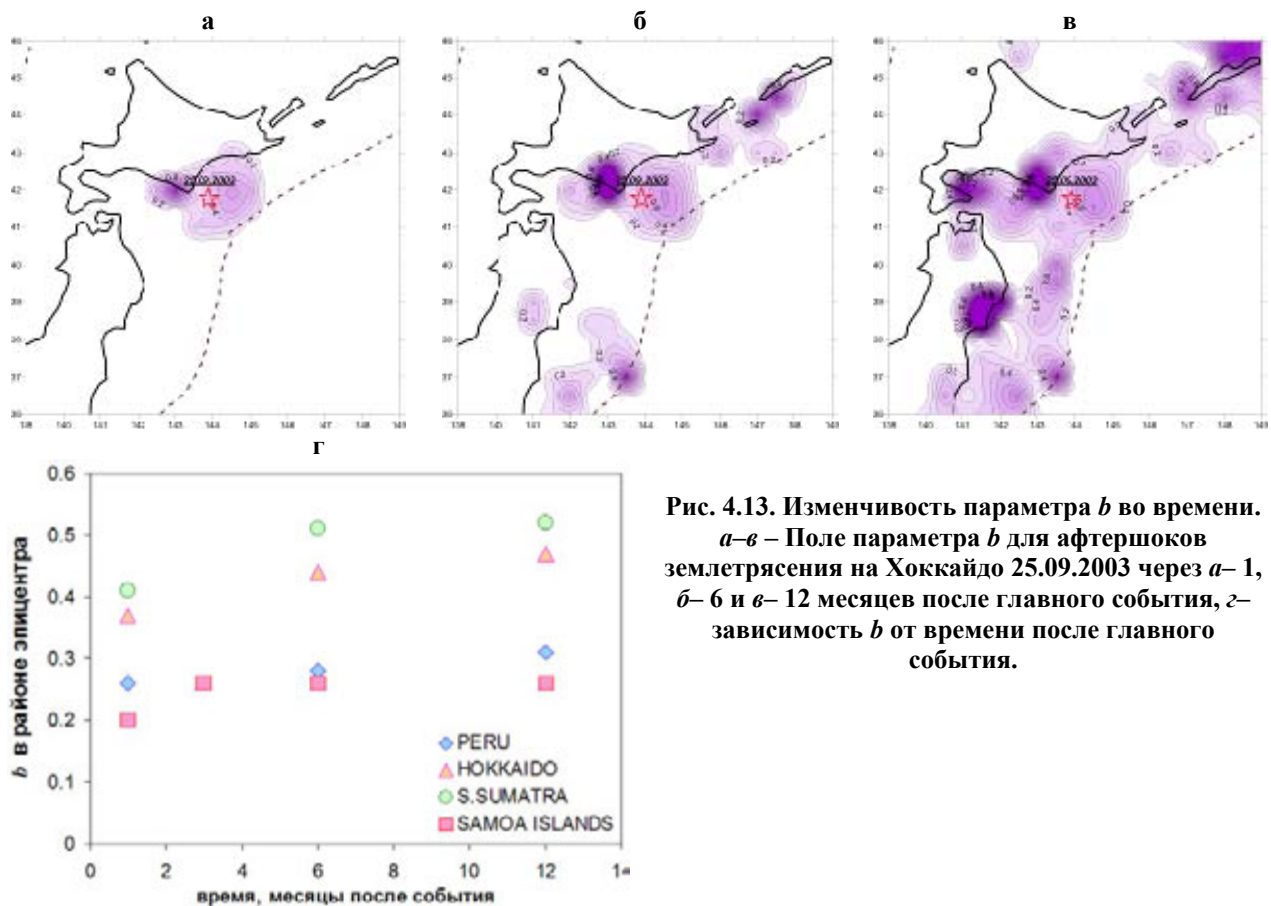


Рис. 4.13. Изменчивость параметра b во времени. $a-v$ – Поле параметра b для афтершоков землетрясения на Хоккайдо 25.09.2003 через a – 1, b – 6 и v – 12 месяцев после главного события, g – зависимость b от времени после главного события.

Таким образом, наше исследование в основном согласуется с результатами [Смирнов, Пономарев, 2004; Смирнов и др., 2010]. Пониженная величина b сразу после сильного события и его постепенное увеличение с течением времени является типичным при релаксации сейсмической активности в афтершоковых последовательностях. Это свидетельствует о том, что при релаксации сеймотектонической системы после сильных событий не только уменьшается сейсмическая активность, но и происходит **перераспределение процесса разрушения по масштабам**. Сразу после главного события

процесс разрушения больше затрагивает относительно большие масштабы, что выражается в относительно крупных событиях. По мере **релаксации** разрушение постепенно **переходит на меньшие масштабы**, что выражается в увеличении доли относительно слабых событий. Распределение по магнитудам при этом становится более крутым, наклон графика повторяемости увеличивается, возвращаясь к значениям, характерным для обычного («фоновому») сейсмического режима. В статье [Смирнов и др., 2010] отмечается, что лабораторные эксперименты показывают сходные результаты для модельной «сейсмичности» на совсем других пространственно-временных и энергетических масштабах.

4.3.3 Фоновая сейсмичность и «основные» события

Отметим, что термин «фоновая сейсмичность», хотя и широко распространен, является довольно неопределенным. Обычно полагают, что полная сейсмичность может быть представлена в виде суммы трех компонент: фоновой сейсмичности (шума), основных событий и группирующихся событий (форшоков и афтершоков, роев). Однако провести между ними границу довольно сложно: все они происходят в одной и той же среде и зачастую одновременно. Кроме того понятие «фона» предполагает наличие некоторых выделенных уровней. Однако закон повторяемости указывает на самоподобие (иерархичность) сейсмического процесса, когда на событие некоторой магнитуды (энергетического класса) приходится определенное количество событий более низкого энергетического уровня, причем это в широком диапазоне магнитуд и без каких-либо выделенных уровней. О том же свидетельствуют и другие степенные законы, установленные для сейсмического процесса и для среды, в которой он происходит.

Поэтому о выделении фор-, афтершоков и роев землетрясений, не содержащих фона или основных событий другого уровня иерархии, строго говорить не приходится: каждое из этих событий вписано в общий иерархический сейсмический процесс, каждое событие может стать началом роя или афтершоковой последовательности, просто их масштаб может быть разным и не всегда инструментально фиксируемым.

В то же время в каждом конкретном случае можно определить некоторый средний уровень, который принять за отсчет (фон). Его задает сейсмичность с магнитудами, близкими к моде распределения, где оно (распределение) близко к нормальному (рис. 1.8): таких землетрясений много, их и считают фоном - для более сильных землетрясений из «тяжелого хвоста» распределения. Но в главе 1 обсуждалась ограниченность применения «среднего» для систем и процессов со степенными распределениями. Из общих представлений и моделей структуры геосреды и, соответственно, о структуре

геомеханических полей, проявления этой фоновости должны быть крайне неустойчивы в пространстве и во времени.

Представляется, что речь надо вести не о фоновой сейсмичности и катастрофах, происходящих на ее фоне, а о едином процессе, порождающем и то и другое.

Проблема основных событий и фоновой сейсмичности сродни обсуждавшейся в главе 2 проблеме размера террейнов, континентов, микро- и суперконтинентов: если закон распределения единый степенной, то классификация по величине (размеру, силе, энергии) невозможна.

4.4 Особенности и механизмы генерации субвертикальных кластеров очагов землетрясений (сейсмических «гвоздей»)

Данный раздел посвящен исследованию и анализу субвертикальных, изометричных в плане, короткоживущих скоплений гипоцентров землетрясений (сейсмических «гвоздей») и подобных им скоплений гипоцентров землетрясений в различных районах мира, поиск их связи с сейсмическим процессом, тектоникой и геодинамикой, а также возможных механизмов их генерации.

4.4.1 Субвертикальные кластеры очагов землетрясений – сейсмические «гвозди»

При исследовании В.Н. Вадковским [Вадковский, 1996, 2006, 2012; Вадковский, Веселовский, 2000] пространственного распределения гипоцентров землетрясений в районе Японских островов по данным каталога JMA за 1983–1990 гг. были обнаружены почти вертикальные, изометричные в плане, короткоживущие скопления гипоцентров землетрясений, которые были им названы сейсмическими «гвоздями». В этих работах было установлено, что сейсмические «гвозди» образуются как в породах висячего крыла, так и в континентальной земной коре. Они состоят, главным образом, из очагов слабых землетрясений (с магнитудой 2–3). Протяженность «гвоздя» по вертикали составляет от 10 до 50 км, глубина образования не превосходит 90 км. Эпицентральная проекция «гвоздя» имеет размер $0.05\text{--}0.1^\circ$ (5–10 км) в диаметре. Верхняя часть «гвоздя» может выходить, а может и не выходить на поверхность Земли (рис. 4.14). Отмечено также, что субвертикальные зоны концентрации очагов землетрясений имеют место и в других районах.

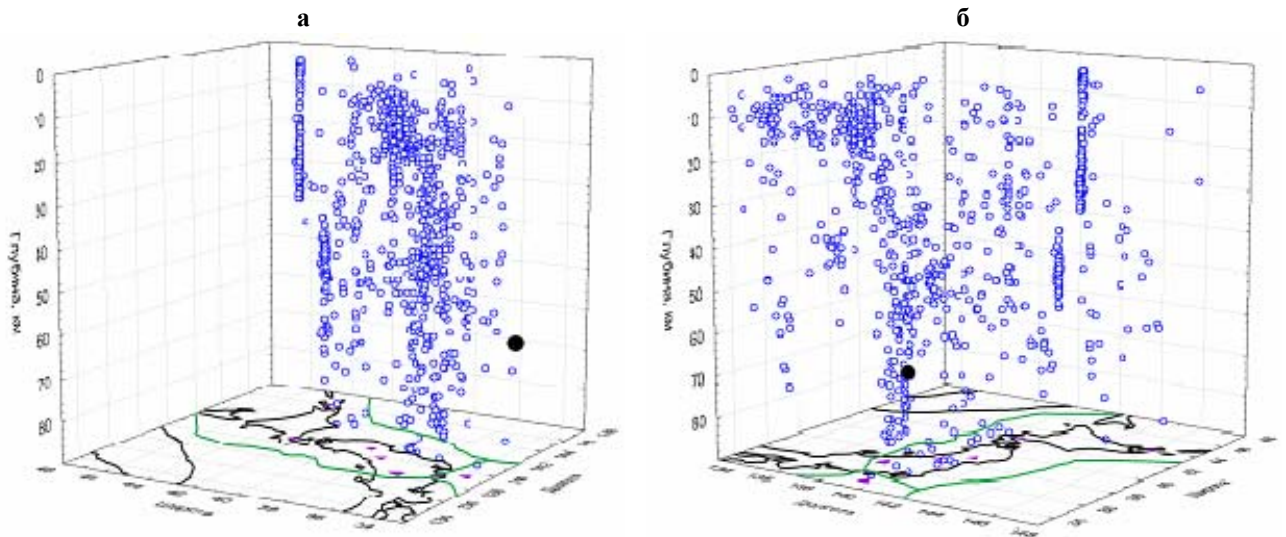


Рис. 4.14. Изображение в двух проекциях сейсмического «гвоздя» в районе о. Хоккайдо с координатами 43.5° с.ш., 142° в.д., сформировавшегося из 194 слабых землетрясений в январе-марте 1989 г. Закрашенный круг – землетрясение с $M_{JMA}=5.5$ [Вадковский, 2012].

В литературе не так уж много упоминаний о выделении сейсмофокальных структур, подобных сейсмическим «гвоздям». В разных источниках приводятся свидетельства того, что они могут быть приурочены к разломным структурам (как в связи, так и без связи с сильными землетрясениями), к вулканам и вулканической деятельности, а также не иметь явной связи с тектонической структурой. В нескольких работах высказывается предположение о роли флюидов в образовании этих субвертикальных скоплений гипоцентров.

Связь с разломами. В работе [Crosson, Creager, 2003] приводится пример выявления субвертикальных кластеров гипоцентров в Каскадии (рис. 4.15, кластер С). На рисунке справа – результат переопределения координат гипоцентров по методике двойной разности (double-difference, DD, [Waldhauser, Ellsworth, 2000]). В данном кластере (214 событий) выделяются структуры, похожие на сейсмические «гвозди». Авторы предполагают, что такая конфигурация связана с наличием двух параллельных субвертикальных разломов.

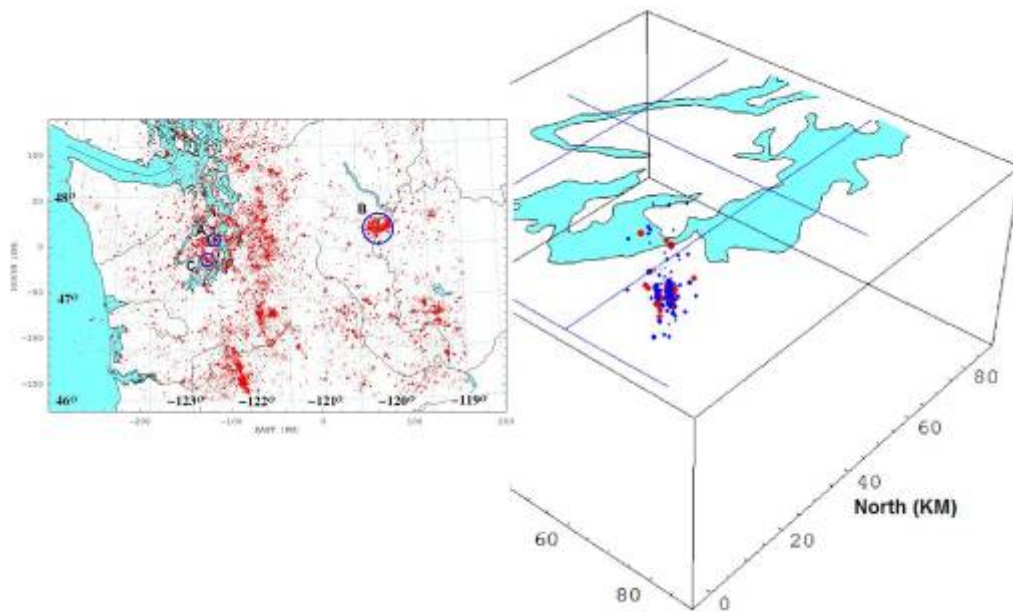


Рис. 4.15. Карта эпицентров землетрясений с 1969 по 2001 гг. по каталогу PNSN (слева). Выделение структур, похожих на сейсмические «гвозди», в результате применения методики двойной разности (double-difference). По [Crosson, Creager, 2003], с изменениями.

Связь с сильными землетрясениями. В работе [Papadimitriou et al., 2006] в районе о.Лейфа (Ионическое море) выявлено субвертикальное скопление гипоцентров, связанное с землетрясением 24.11.1994, $M_W=5.1$. Время образования «гвоздя» – 3 недели, глубины 0–12 км. Фокальные механизмы – правый сдвиг движения по ССВ-ЮЮЗ направлению с погружением нодальной плоскости на восток, в соответствии с направлением наблюдаемых косейсмических трещин на поверхности (т.е. «гвоздь» связан с также и с разломами).

В работе [Wang, Zhao, 2006] представлена картина распределения афтершоков сильного землетрясения Фукоку 20.03.2005, $M=7.0$. Гипоцентры не равномерно распределены вдоль предполагаемого разлома, а группируются в структуры типа «гвоздей». Глубины очагов – до 20 км. В статье высказывается мнение о значительной роли флюидов в процессе триггерного механизма генерации главного события.

В работе [Padhy et al., 2011] представлены афтершоки землетрясения Ното-Ханто 25.03.2007 ($M_W=6.6$) в Японии. Распределение гипоцентров имеет характер «гвоздя» и не связано прямо с разломами, глубины очагов – до 13 км. В работе высказывается мнение о значительной роли флюидов в процессе о механизма генерации главного события и вообще сейсмичности.

Связь с вулканами. В работе [Kilburn, 2003] говорится о «цилиндрических» кластерах гипоцентров, которые приурочены к вулканам и возникновение которых предшествует извержению. Диаметр «цилиндра» – первые километры, глубины – до 5–7 км, магнитуды 0–2, иногда до 5–6. В работах [McNutt, 1996, 2000, 2002] приводятся

данные по таким кластерам, в связи с извержением вулкана Св. Елены и другими. В качестве механизма предлагается разномасштабный процесс разрушения, объединения трещин.

В работе [Yukutake et al., 2010] в результате применения методики двойной разности выявлены структуры типа «гроздей», приуроченные к вулкану Хаконе (рис. 4.16). На рисунке с тремя проекциями очагов видно субвертикальное скопление гипоцентров, вытянутое в направлении С–Ю, которое, в свою очередь, состоит из отдельных «гвоздей». Поверхностные размеры – не более 1 км, глубины до 6 км.

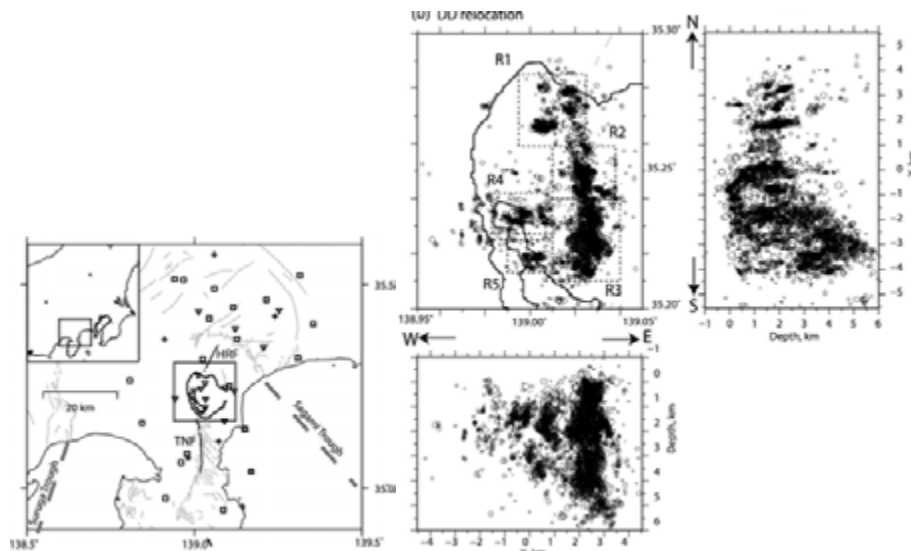


Рис. 4.16. Карта района вулкана Хаконе, центральная Япония. Карта эпицентров землетрясений и двух вертикальных сечений (С–Ю и 3–В), по [Yukutake et al., 2010].

Отсутствие связи с элементами тектонической структуры. В работе [Шевченко и др., 2011] установлено существование столбообразного близвертикального скопления очагов землетрясений в центральной части территории Гармского геодинамического полигона (Таджикистан). Близкие по морфологии и положению в земной коре скопления очагов афтершоков выявлены в связи с Алтайским (2003 г., $M_w=7.3$) (рис. 4.17), Нефтегорским (1996 г., $M_w=7.1$), Култукским (2008 г., $M_w=6.3$), Дагестанским (1970 г., $M_s=6.6$) землетрясениями. Кроме того, предполагается, что к образованиям сходного типа можно отнести некоторые другие, так называемые “гнездовые” скопления очагов землетрясений – Вранчское, Гиндукушское. При этом отсутствует связь этих скоплений с какими-либо элементами тектонической структуры регионов. В указанной работе также делается предположение, что эти структуры связаны с поступлением глубинных флюидов.

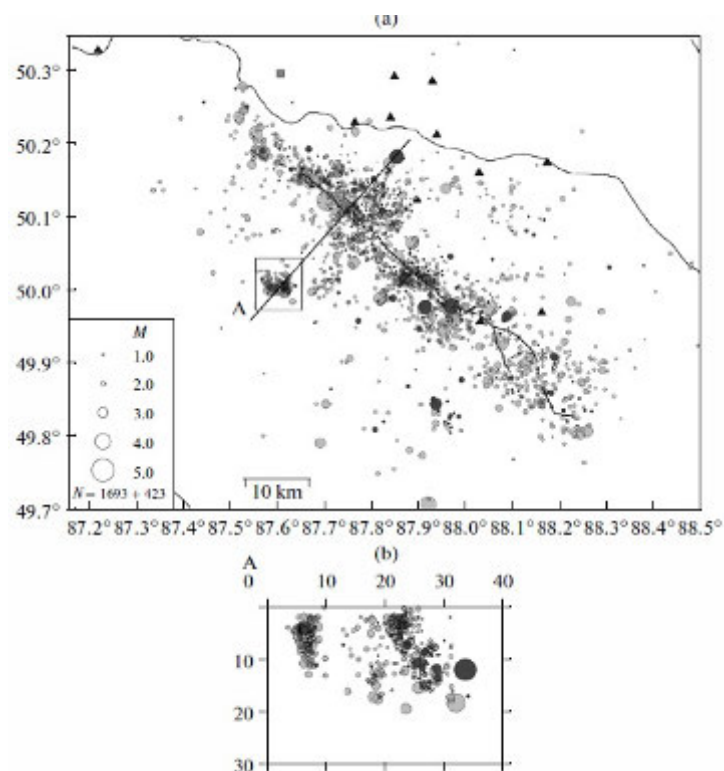


Рис. 4.17. Афтершоки Алтайского землетрясения 2003 г., $M_w=7.3$. Вверху – эпицентральное поле, внизу – сечение по линии А, по [Шевченко и др., 2011].

4.4.2 Материалы и методика исследования

Нами использованы следующие каталоги землетрясений: каталог NEIC PDE за 1973–2011 гг.; каталог Японского метеорологического агентства (JMA); каталоги Южно-Калифорнийского (Southern California Earthquake Data Center, SCEDC) и Северо-Калифорнийского (Northern California Earthquake Data Center, NCEDC) центров за 1967–2010 гг.; каталог камчатского филиала Геофизической службы РАН за 1962–2011 гг.

Поскольку предметом нашего исследования является тонкая структура сейсмичности, большую роль играет точность определения координат землетрясений. Погрешность определения координат в каталоге NEIC PDE и в камчатском каталоге составляет 5–10 км. В Японском каталоге JMA погрешность определения координат меньше 5 км (рис. 4.18) (в большинстве случаев не превосходит 3 км). В калифорнийских каталогах SCEDC и NCEDC – погрешность определения горизонтальных координат 1–2 км, погрешность определения глубин меньше 5 км (в большинстве случаев не превосходит 2 км) (рис. 4.19).

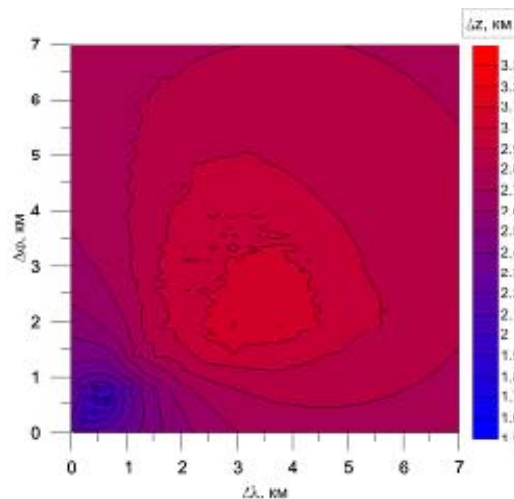


Рис. 4.18. Погрешности определения координат землетрясений для каталога JMA за 1989–1990 гг.

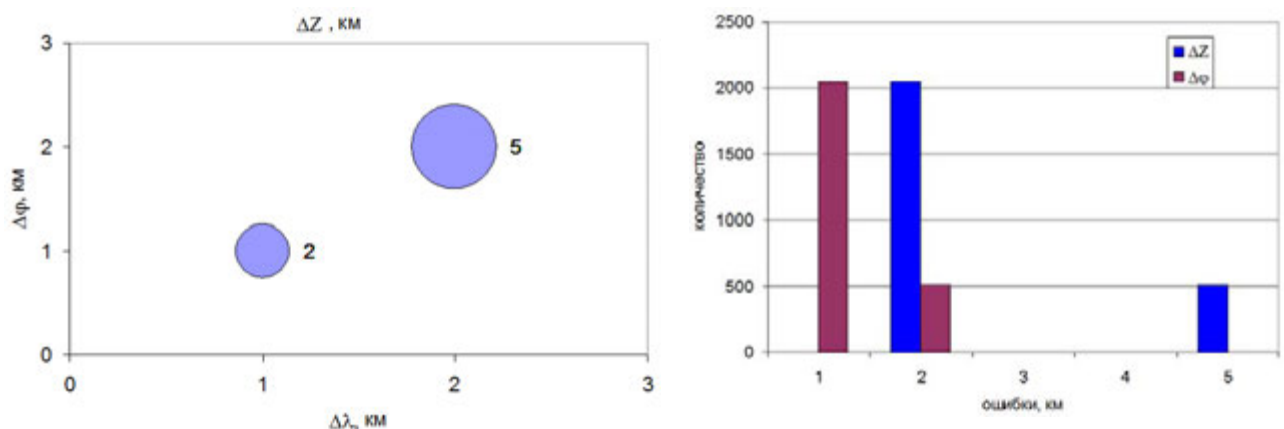


Рис. 4.19. Погрешности определения координат землетрясений для каталога SCEDC. *а*– величины погрешностей; *б*– статистика погрешностей определения горизонтальных координат ($\Delta\phi$) и глубины (ΔZ) для "гвоздей" в Иньо, Калифорния (см. рис. 4.28).

Отметим, что в разных каталогах используются разные виды магнитуд, поэтому в каждом случае мы указываем их тип.

При сопоставлении с тектоническими и геологическими структурами использованы также: границы литосферных плит [Bird, 2003], карты активных разломов Евразии [Trifonov, 2004; Соболева и др., 2002], карта четвертичных разломов США, карта вулканов мира по данным Глобальной программы Вулканизма (GVP).

Поскольку в задачи данного исследования не входит изучение процессов в очаге землетрясения, то размер очага мы не учитываем и считаем его точкой с заданными пространственными координатами и магнитудой. Учет пространственной протяженности источника, который зависит от силы землетрясения и механизма очага, оставляем для следующих исследований. Это тем более оправдано, что сейсмические «гвозди» состоят, главным образом, из слабых землетрясений, размер очагов которых незначителен. Так, для землетрясений с $M=5$ (достаточно редких в структуре «гвоздей») протяженность очага не превосходит 4 км [Касахара, 1985], для более слабых событий она еще меньше и находится в пределах погрешности определения координат.

Для обнаружения сейсмических «гвоздей» было создано программное обеспечение, позволяющее автоматически, по заданным начальным параметрам осуществлять их поиск по каталогам землетрясений (автор – А.И. Карпенко). Алгоритм поиска основан на следующих критериях поиска сейсмических «гвоздей»:

- малый период формирования «гвоздя» (10–90 дней);
- изометричность в плане и небольшой размер (0.005° – 0.5°);
- минимальное количество землетрясений в «гвозде» (100–200);
- вертикальный размер «гвоздя» превосходит горизонтальный не менее чем в 2 раза.

Указанное ПО осуществляет предварительный поиск «кандидатов» в «гвозди», окончательное выделение происходит в ручном режиме.

4.4.3 Выявленные сейсмические «гвозди»

В результате проведенного анализа нами выявлено [Захаров, 2013б; Захаров, Карпенко, 2012а, 2012б; Захаров и др., 2013] несколько структур в различных районах мира, которые можно по конфигурации отнести к типу сейсмических «гвоздей» (рис. 4.20, таблица 4.4). Соотношение горизонтальных и вертикальных размеров выявленных структур с учетом погрешностей определения координат в использованных каталогах, дает основание утверждать высокую достоверность большинства выявленных «гвоздей». Далее приводим характеристики этих кластеров.

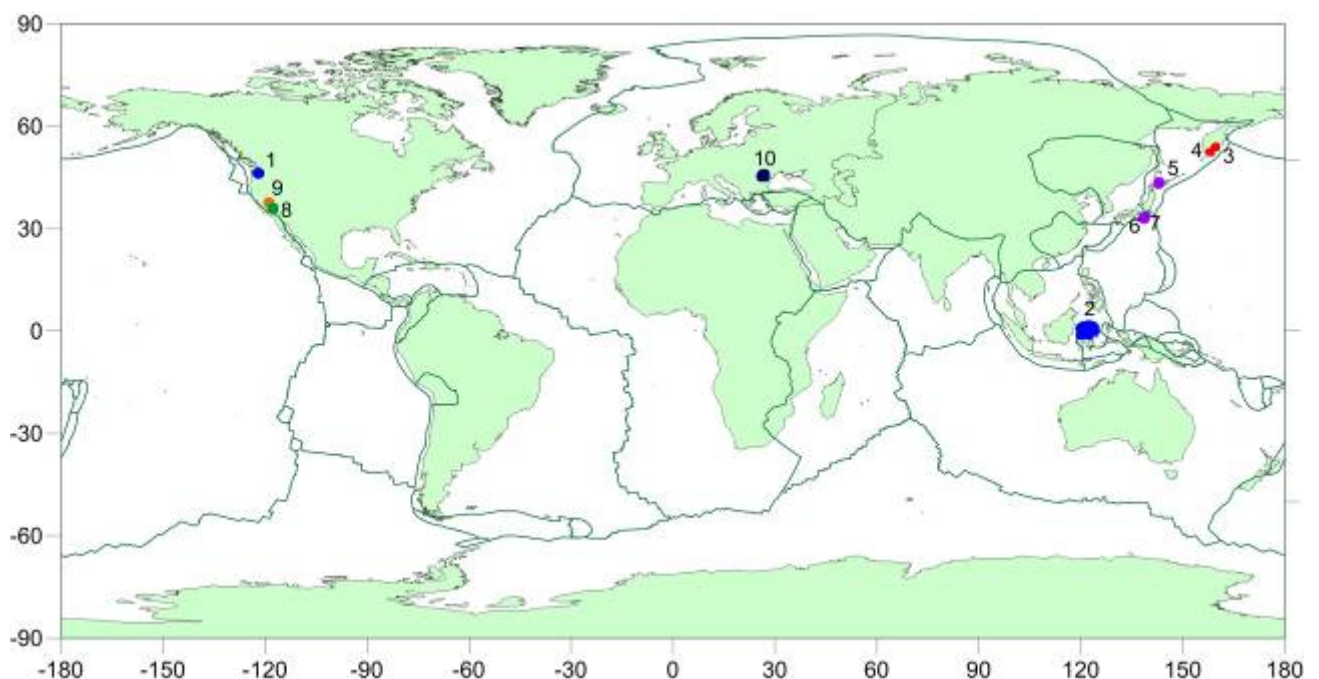


Рис. 4.20. Сейсмические «гвозди», выявленные в ходе нашего исследования. Числа – номера «гвоздей» в порядке их описания; линии – границ плит, по [Bird, 2003].

1. 46.2° с.ш., 122.2° з.д., район вулкана Св. Елены, Каскадия (рис. 4.21). Время образования март–май 1980 г., глубины очагов 0–15 км, положение приурочено к вулканической дуге «молодой» зоны субдукции Каскадия. Формирование этого скопления

предшествовало катастрофическому извержению вулкана Св. Елены, которое началось 18.05.1980 г. Четыре события, распределенные достаточно равномерно во времени, имеют $m_b=5$.

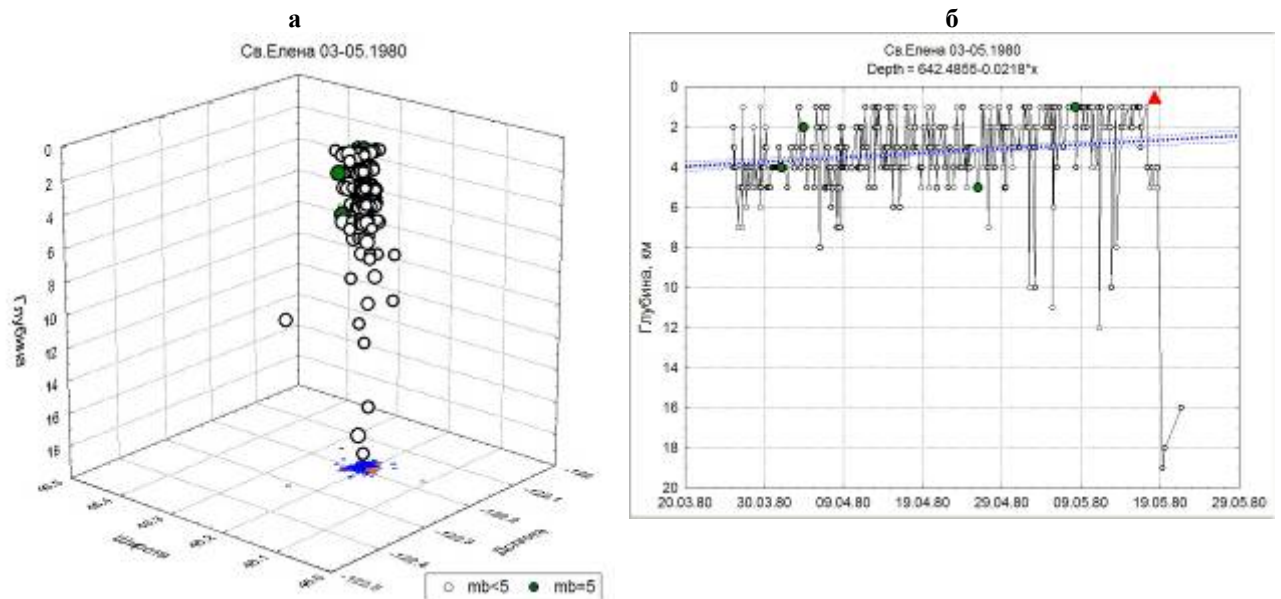


Рис. 4.21. Сейсмофокальная структура, связанная с извержением вулкана Св.Елены в мае 1980 г. Закрашенные круги – землетрясения с $m_b=5$, незакрашенные круги – землетрясения с $m_b<5$. а– 3D вид «гвоздя». Показаны также эпицентральная проекция очагов и положение вулкана (треугольник); б– временная последовательность глубин очагов землетрясений при формировании «гвоздя». Показан также тренд (жирная штриховая линия) и 95% доверительный интервал (тонкие штриховые линии). Треугольник – начало катастрофического извержения 18.05.1980 г.

2. 0.3° с.ш., 121.8° в.д., район вулкан Коло, залив Томини, о.Сулавеси (рис. 4.22). Время образования июль 1983 г., глубины очагов 20–90 км. «Гвоздь» окружен границей плит сложной конфигурации, состоящей из участков различных типов (конвергентных, дивергентных и трансформных). Положение приурочено к вулканической дуге зоны субдукции Сев.Сулавеси (North-Sulawesi). Формирование гвоздя практически точно совпало с извержением вулкана Коло (Уна Уна), которое началось 18.07.1983 г. Обращает внимание, что, несмотря на вероятную приуроченность образования «гвоздя» к извержению, очаги землетрясений лежат достаточно глубоко. Довольно много событий, распределенные достаточно равномерно во времени, имеют магнитуду $m_b \geq 5$.

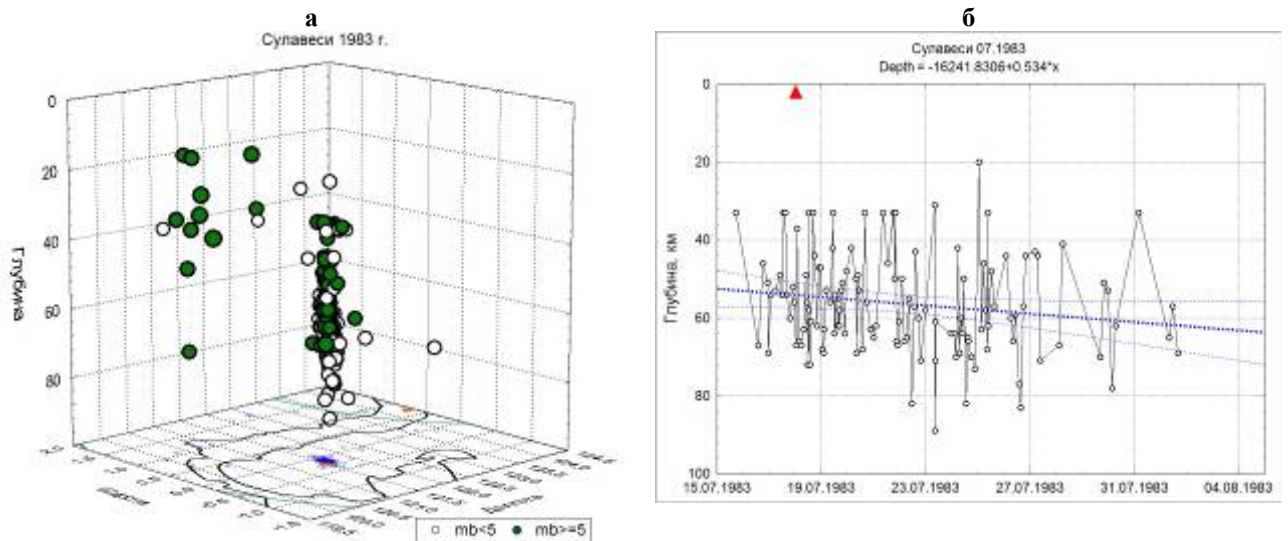


Рис. 4.22. Сейсмофокальная структура, связанная с извержением вулкана Коло, залив Томини, о.Сулавеси, в 1983 г. *а*– 3D вид «гвоздя». Закрашенные круги – землетрясения с $m_b \geq 5$, незакрашенные круги – землетрясения с $m_b < 5$. Показаны также эпицентральная проекция очагов, положение вулканов (треугольники), контуры береговой линии (черные линии) и границы плит (зеленые линии); *б*– временная последовательность глубин очагов землетрясений при формировании «гвоздя». Показан также тренд (жирная штриховая линия) и 95% доверительный интервал (тонкие штриховые линии). Треугольником показано начало извержения 18.07.1983 г.

3. 53.9° с.ш., 159.4° в.д., район вулкана Карымского, Камчатка (рис. 4.23). Время образования январь 1996, глубины очагов 0–60 км, положение приурочено к вулканической дуге Камчатской зоны субдукции. Это скопление связано с сильным Карымским землетрясением 1.01.1996 ($M_L=6.4$, $M_S=7$), являясь его афтершоками, а также, возможно, с последующими извержениями вулканов Карымского и Академии Наук. Во время формирования «гвоздя» произошло довольно много событий с $M_L \geq 5$.

4. 52.3° с.ш., 157.9° в.д., Южная Камчатка (рис. 4.24). Время образования март 1983 г., глубины очагов 0–20 км, положение приурочено к вулканической дуге Камчатской зоны субдукции. Не прослеживается явной связи эпицентральной проекции «гвоздя» с разломами. Рядом есть недействующие вулканы. Во время формирования «гвоздя» произошло землетрясение с $M_L=5.3$, которое находится примерно посередине временного интервала его формирования, однако несколько в стороне от основного «тела гвоздя». До этого события землетрясения происходят в диапазоне 0–10 км, после него очаги лежат во всем диапазоне 0–20 км.

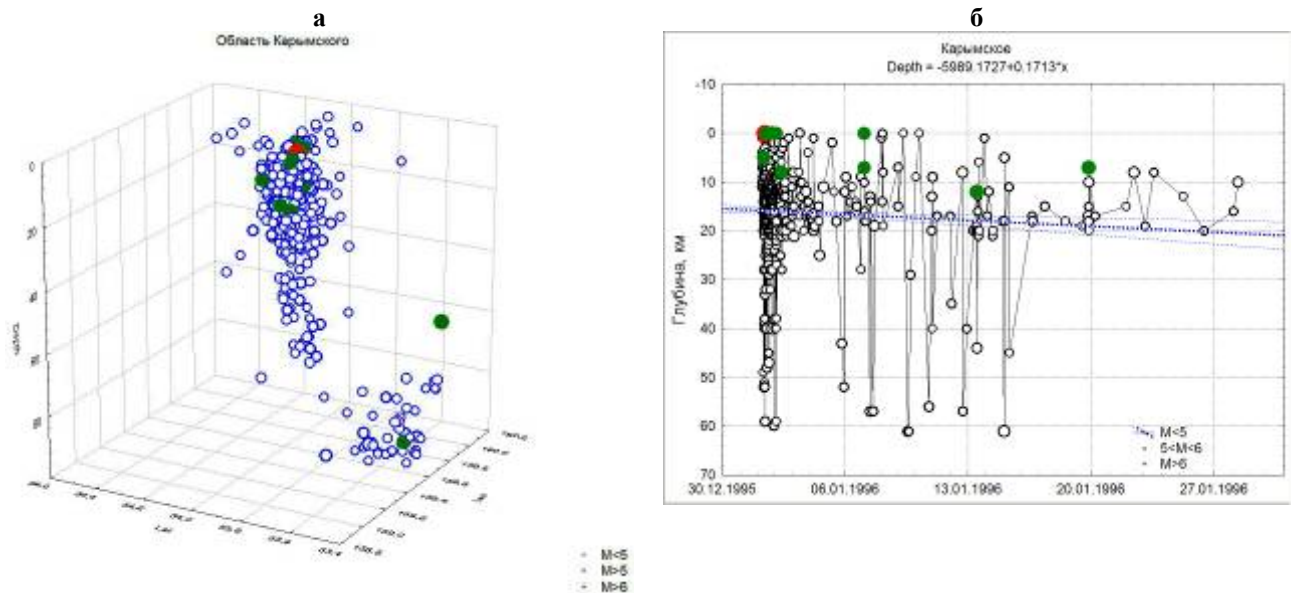


Рис. 4.23. Сейсмофокальная структура, связанная с Крымским землетрясением 1.01.1996 ($M_s = 7$). а– 3D вид «гвоздя»; б– временная последовательность глубин очагов землетрясений при формировании «гвоздя». Показан также тренд (жирная штриховая линия) и 95% доверительный интервал (тонкие штриховые линии). Красный круг – главное событие, зеленые круги – землетрясения с $5 < M_L < 6$.

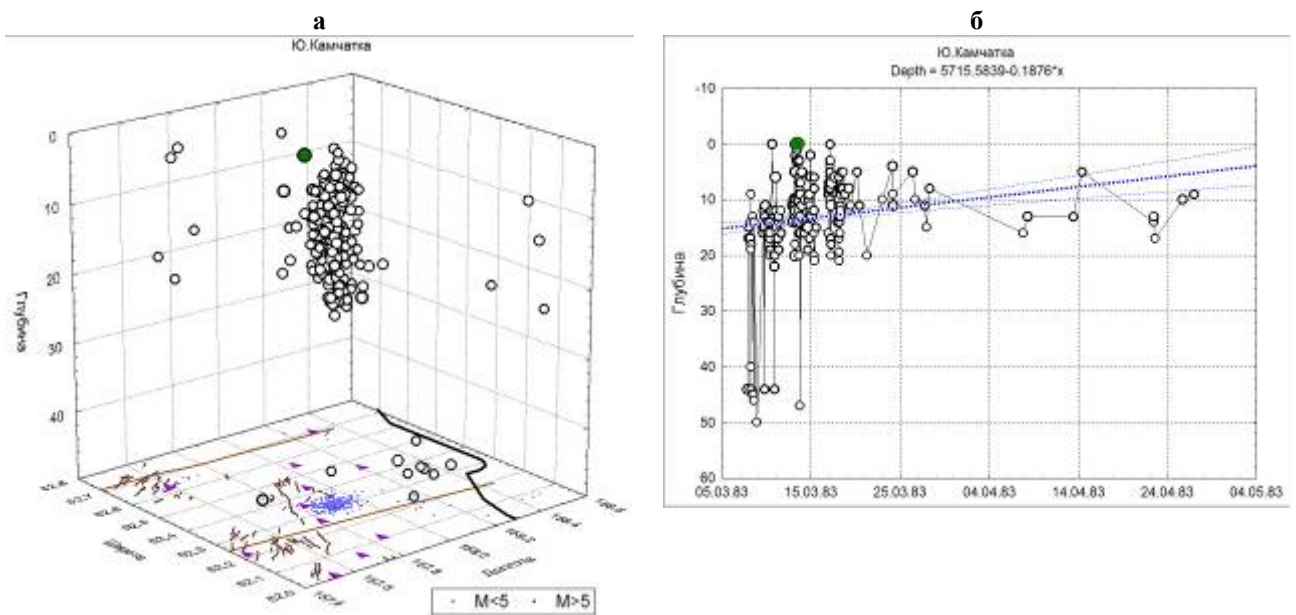


Рис. 4.24. Сейсмический «гвоздь» в южной Камчатке, образовавшийся в марте 1983 г. а– 3D вид «гвоздя». Показаны также эпицентральная проекция очагов, положение вулканов (треугольники), контуры береговой линии (черные линии) и активные разломы (коричневые линии); б– временная последовательность глубин очагов землетрясений при формировании «гвоздя». Показан также тренд (жирная штриховая линия) и 95% доверительный интервал (тонкие штриховые линии). Закрашенный круг – землетрясение с $M_L = 5.3$, незакрашенные круги – землетрясения с $M_L < 5$.

Три сейсмических гвоздя, выявленные для Японии, представлены на рис. 4.25, где также нанесены разломы Японии, по [Sagiya et al., 2000].

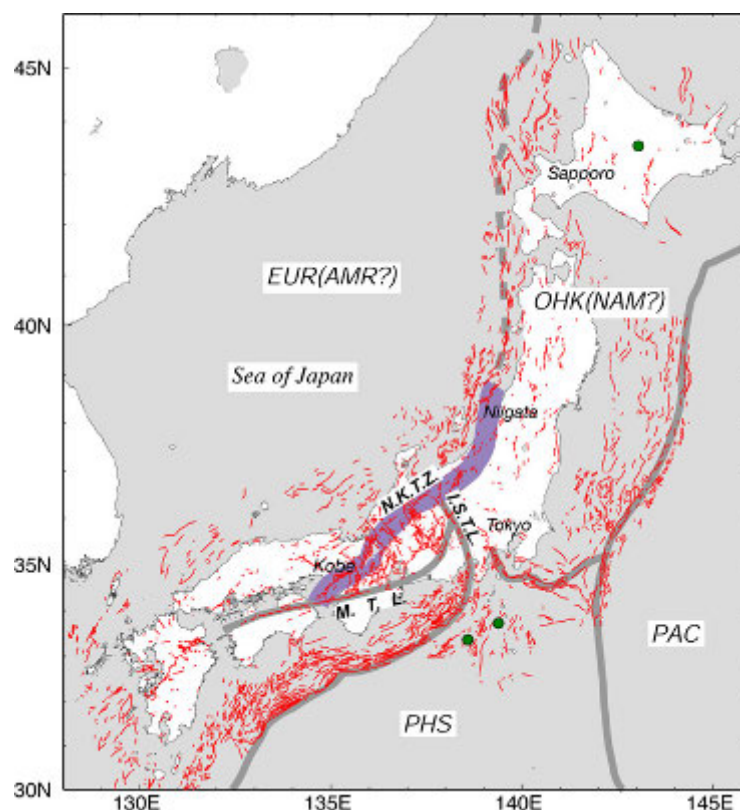


Рис. 4.25. Тектоническая схема Японии, по [Sagiya et al., 2000] и положение сейсмических «гвоздей», выделенных в настоящем исследовании (зеленые точки). Серые линии – границы плит, красные линии – активные разломы, фиолетовая линия – тектоническая зона Ниигата–Кобе.

5. 43.5° с.ш., 143.0° в.д., о.Хоккайдо (рис. 4.25, 4.26). Время образования январь–март 1989 г., глубины очагов 0–40 км, положение приурочено к вулканической дуге Курильской зоны субдукции, рядом есть недействующие вулканы [Вадковский, 2012]. Эпицентры не связаны явно с разломами. Тело «гвоздя» состоит из слабых землетрясений $M < 5$.

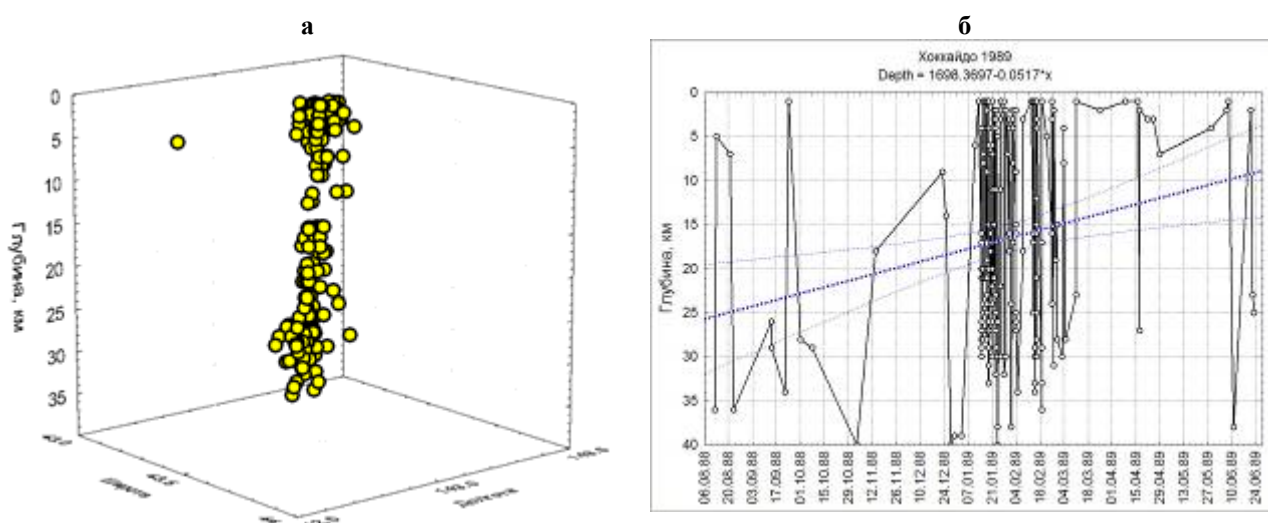


Рис. 4.26. Сейсмический «гвоздь» в районе о.Хоккайдо, образовавшийся в январе–марте 1989 г. а– 3D вид «гвоздя»; б– временная последовательность глубин очагов землетрясений при формировании «гвоздя». Показан также тренд (жирная штриховая линия) и 95% доверительный интервал (тонкие штриховые линии).

6. 33.2° с.ш., 138.6° в.д., южнее о.Хонсю, перед желобом Нанкай (рис. 4.25, 4.27). Время образования сентябрь–ноябрь 1990 г., глубины очагов 30–80 км. Эпицентральное поле расположено в районе подводной горы (возможно, в прошлом вулкан). В начале формирования произошло землетрясение с $M=6.6$ (глубина 60 км), а затем с $M=6.0$ (глубина 42 км), остальные события – с $M<5$. Данный гвоздь является проявлением афтершокового процесса указанного сильного землетрясения.

7. 33.7° с.ш., 139.4° в.д., южнее о.Хонсю, за вулканической дугой зоны субдукции Изу-Бонин (рис. 4.27). Время образования октябрь 1990 г., глубины очагов 0–35 км. «Гвоздь» состоит из слабых землетрясении $M \leq 4.2$.

Сопоставление с тектонической схемой Японии [Sagiya et al., 2000] указывает на возможную связь этих двух сейсмофокальных структур с разломами.

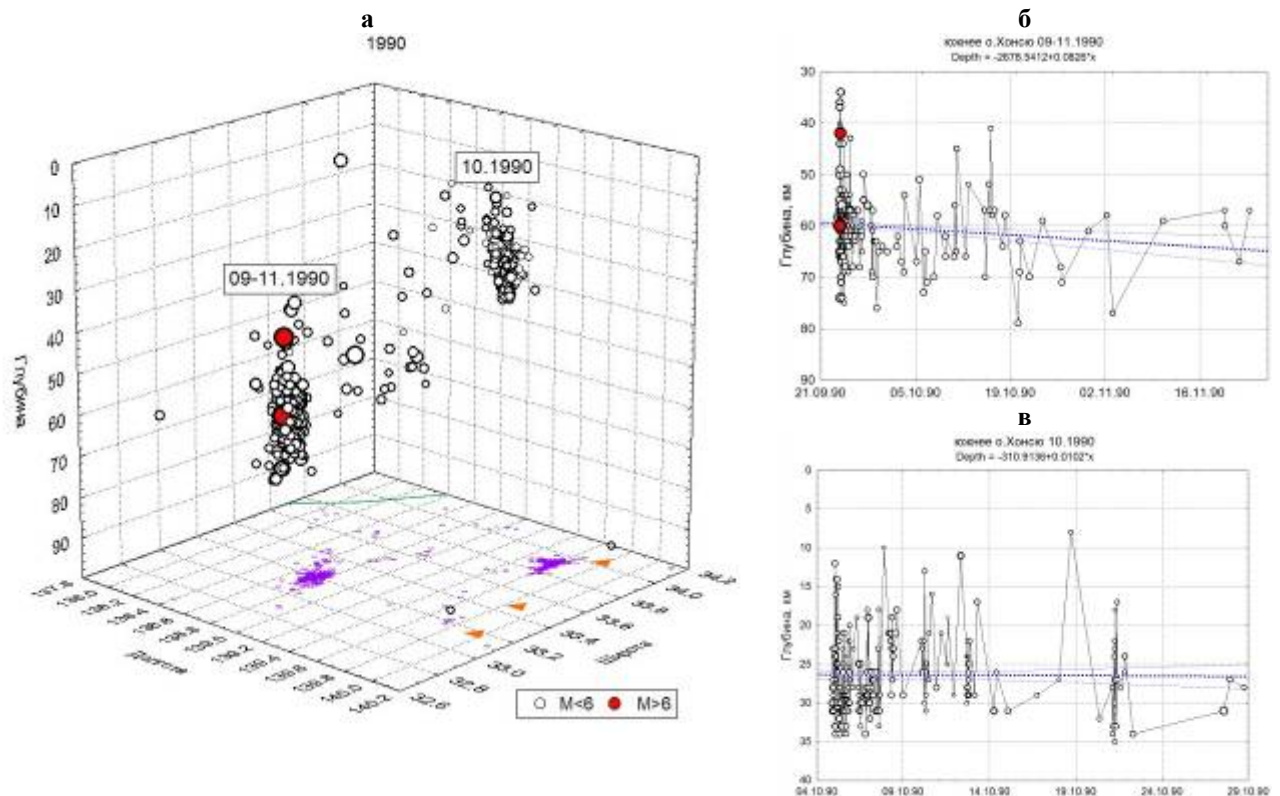


Рис. 4.27. Сейсмические «гвозди» южнее о.Хонсю, образовавшиеся в сентябре–ноябре 1990 г. а– 3D вид «гвоздей». Показаны также эпицентральная проекция очагов, положение вулканов (треугольники), границы плит (зеленые линии). Временные последовательности глубин очагов землетрясений при формировании: б– «гвоздя» в сентябре–ноябре 1990 г., в– «гвоздя» в октябре 1990 г. Показан также тренд (жирная штриховая линия) и 95% доверительный интервал (тонкие штриховые линии). Закрашенные круги – землетрясения с $M \geq 6$, незакрашенные круги – землетрясения с $M < 6$.

8. В районе 35.7° с.ш – 36.2° с.ш., $117.5 - 118$ з.д., Иньо, Калифорния (рис. 4.28) обнаружено четыре сейсмических «гвоздя» с небольшими глубинами очагов и горизонтальными размерами не более 2 км. Перечислим их:

- время образования август 1984 г., глубины очагов 0–7 км, все землетрясения слабые;

- время образования февраль 1992 г., повторная активизация в июле 2001 г., глубины очагов 0–9 км, все землетрясения слабые;
- время образования февраль июль, повторная активизация в сентябре 1995 г., глубины очагов 0–16 км, все землетрясения слабые;
- время образования март 1998 г., глубины очагов 0–11 км., образование «гвоздя» последовало за землетрясением с $M=5$, и является его афтершоковым процессом.

В данном районе выделяется ряд разломов, однако приуроченность «гвоздей» к ним не очевидна.

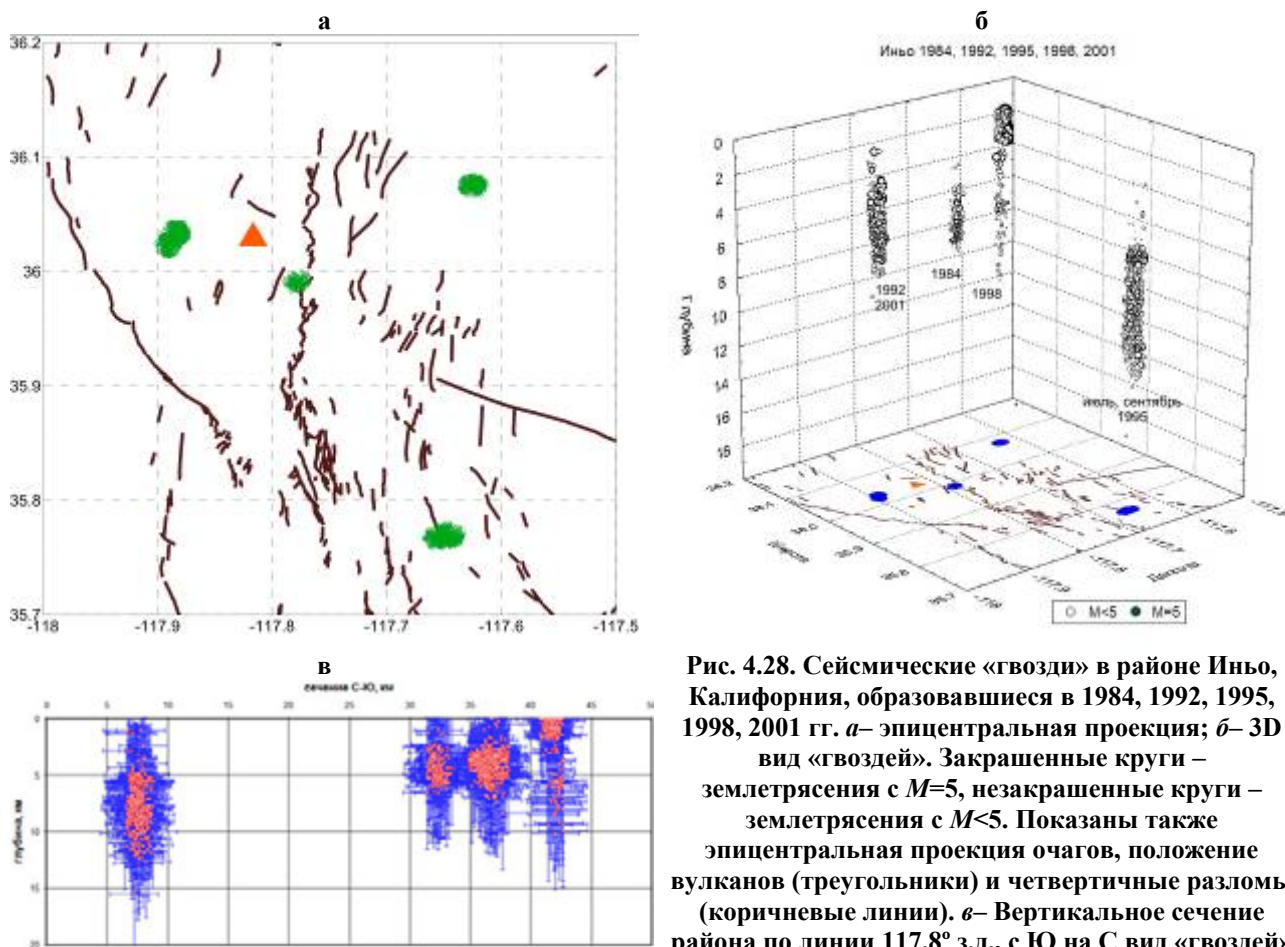


Рис. 4.28. Сейсмические «гвозди» в районе Иньо, Калифорния, образовавшиеся в 1984, 1992, 1995, 1998, 2001 гг. а– эпицентральная проекция; б– 3D вид «гвоздей». Закрашенные круги – землетрясения с $M=5$, незакрашенные круги – землетрясения с $M<5$. Показаны также эпицентральная проекция очагов, положение вулканов (треугольники) и четвертичные разломы (коричневые линии). в– Вертикальное сечение района по линии 117.8° з.д., с Ю на С вид «гвоздей» и погрешности определения координат.

9. В районе 37.6° – 37.8° с.ш., 118.8 – 119 з.д., кальдера Лонг Вели, Калифорния (рис. 4.29) выявлены четыре сейсмических «гвоздя» с глубинами очагов 0–10 км, по которым в 1984, 1990, 1991, 1996–1998 проходили повторные активизации. Все землетрясения слабые, максимальная магнитуда $M=4.8$. Данные скопления находятся внутри кальдеры, и связаны, по всей видимости, с гидротермальной деятельностью. В то же время в кальдере есть ряд разломов, так что вопрос о генезисе остается открытым.

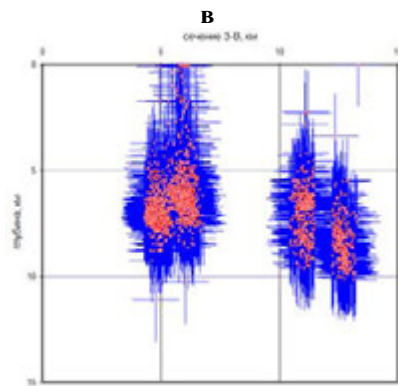
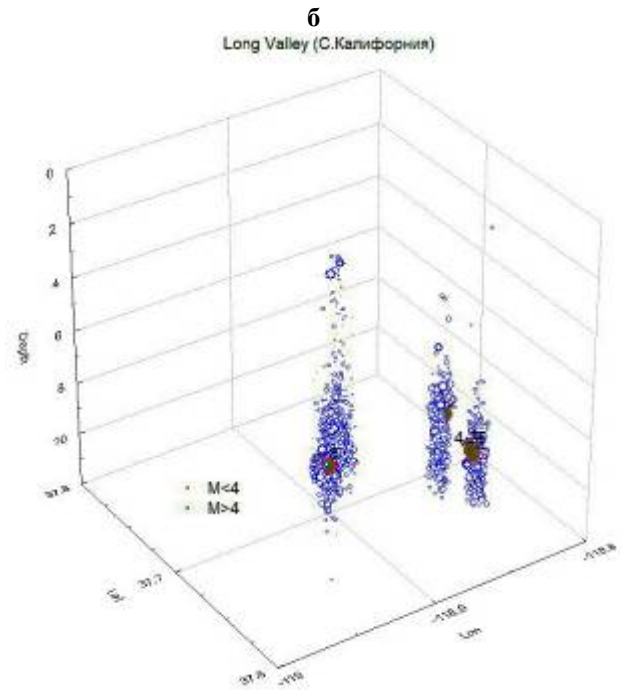
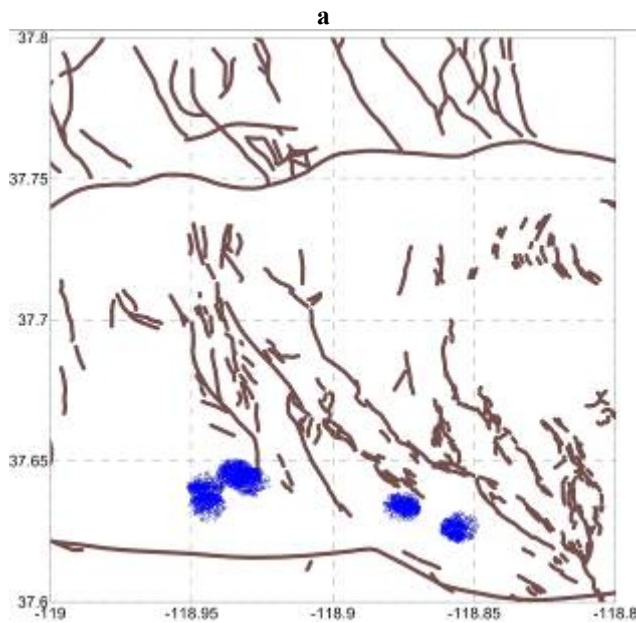


Рис. 4.29. Сейсмические «гвозди» в районе кальдеры Лонг Велли, Калифорния, образовавшиеся в 1984, 1992, 1995, 1998, 2001 гг. *а*– эпицентральная проекция; *б*– 3D вид «гвоздей». Закрашенные круги – землетрясения с $M \geq 4$, незакрашенные круги – землетрясения с $M < 4$. Показаны также эпицентральная проекция очагов и четвертичные разломы (коричневые линии); *в*– Вертикальное сечение района по линии 37.65° с.ш., вид «гвоздей» и погрешности определения координат.

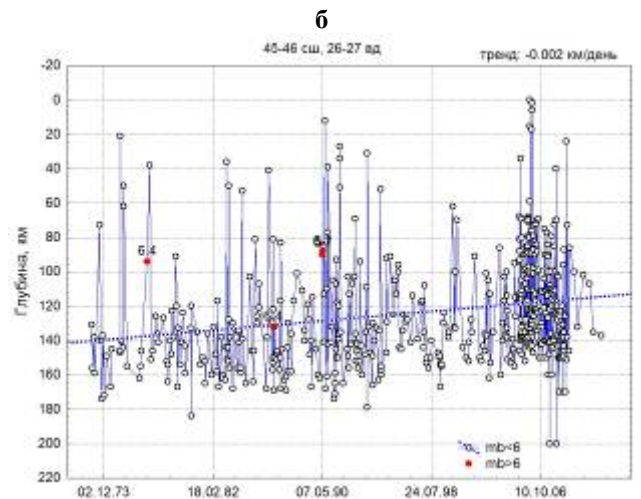
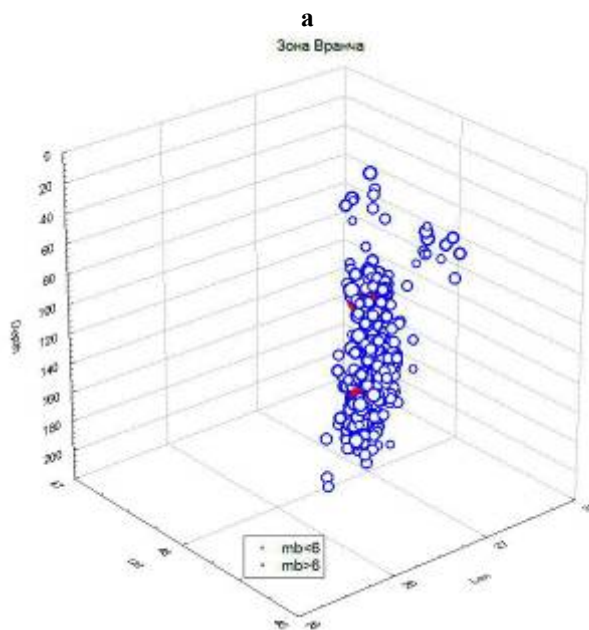


Рис. 4.30. Сейсмофокальная структура в зоне Вранча, образовавшийся в 1973–2011 гг. *а*– 3D вид «гвоздя»; *б*– временная последовательность глубин очагов землетрясений при формировании «гвоздя». Показан также тренд (жирная штриховая линия). Закрашенные круги – землетрясения с $m_b \geq 6$, незакрашенные круги – землетрясения с $m_b < 6$.

10. 45.5° с.ш., 25.5° в.д., зона Вранча (рис. 4.30). Здесь было множество активаций за время наблюдений, что отличает данное скопление от всех других, рассмотренных в ходе данного исследования. Глубины очагов 0–200 км, но большая часть сосредоточена в диапазоне 60–160 км. За время наблюдений произошло несколько землетрясений с $m_b > 6$.

4.4.4 Особенности формирования сейсмических «гвоздей» во времени

Главным и общим свойством для всех обнаруженных сейсмических «гвоздей» является небольшое время их формирования (10 дней – 2 месяца) [Вадковский, 1996; 2012; Захаров, 2013б; Захаров, Карпенко, 2012а, 2012б; Захаров и др., 2013].

Установлено, что для некоторых «гвоздей» инициатором формирования может выступать сильное (с $M > 5$) землетрясение и/или извержение вулкана. В других случаях относительно сильные землетрясения происходят не в начале, а в ходе формирования «гвоздя» и, по всей видимости, представляют собой этап развития данной сейсмофокальной структуры. При этом около половины рассмотренных субвертикальных очаговых структур состоят только из слабых землетрясений.

Выявление трендов в последовательности глубин. В предыдущих работах [Вадковский, 1996; 2012; Захаров, 2013б; Захаров, Карпенко, 2012а, 2012б; Захаров и др., 2013] отмечалось, что анализ временных последовательностей глубин очагов $Z(t)$ для всех исследованных сейсмофокальных структур не позволяет выделить какие-либо тренды изменения глубины событий с течением времени. В работе [Захаров, 2013б] проведена оценка линейных трендов в этих последовательностях, результаты представлены на рис. 4.21, 4.22, 4.23, 4.24, 4.26, 4.27, 4.30 и в таблице 4.4. Результаты показывают, что для большинства последовательностей значения наклона линейной регрессии близко к 0. Коэффициенты корреляции при аппроксимации везде имеют значения значительно меньше 0.5 (в основном 0.1–0.2), а стандартные ошибки полученных значений наклонов по абсолютной величине сопоставимы с самими значениями (или даже их превосходят). Это в основном подтверждает сделанный ранее вывод об отсутствии явных трендов. Однако для нескольких сейсмических «гвоздей» значения наклона заметно отличаются от 0. В частности, «гвозди», образовавшиеся после начала извержений вулканов Коло и Карымского, имеют довольно заметный тренд нарастания глубины событий. Возможно, это связано с процессами, сопровождающими извержения. Интересно, что при этом для «гвоздя», предшествующего извержению вулкана Св.Елены, напротив, слабо выделяется тренд уменьшения глубин, что, возможно, связано с генерацией сейсмичности при поднятии магмы и реализацией механизма, описанного в статье [Kilburn, 2003].

Отметим, что для большинства «гвоздей» (4 из 6), расположенных в районе вулканических дуг, критерий Стьюдента при выявлении трендов $St \geq 2$, что говорит о

достоверности выявленных трендов (с $p=0.95$), несмотря на низкие значения коэффициента корреляции. Для двух остальных «гвоздей» $St \geq 1.6$ и достоверность выделенных трендов $p=0.9$. В таблице 4.4 красным шрифтом выделены тренды с $p=0.95$, малиновым цветом – тренды с $p=0.9$

Это, по мнению автора, указывает на связь этих сейсмических «гвоздей» с вертикальным движением вещества (флюидов, расплава). Однако разнонаправленность трендов нуждается в объяснении. Достоверны также некоторые тренды, выявленные для «гвоздей» в Калифорнии. Этот результат также нуждается в объяснении.

Анализ Херста и выявление устойчивых тенденций. Проведенный по методике, описанной в разделе 1.8, анализ Херста позволяет выявить некоторые скрытые закономерности временных последовательностей глубин очагов [Захаров, 2013б; Захаров, Карпенко, 2012а, 2012б; Захаров и др., 2013]. На рис. 4.31 представлены примеры определения показателя Херста H для порядковой последовательности глубин гипоцентров, составляющих описанный «гвозди»: в Ю.Камчатке в 1983 г., полученное значение $H=0.68$ (рис. 4.31а) и на о.Хоккайдо в 1989 г., $H=0.69$ (рис. 4.31б). Подобный анализ проводился для всех остальных рассмотренных сейсмических «гвоздей». Установлено, что значения H для аналогичных последовательностей также достоверно превышают 0.5 и находятся в диапазоне 0.57–0.69. При этом ошибки определения H не превосходят 0.05, коэффициент корреляции при линейной регрессии не меньше 0.98, критерий Стьюдента ($St \geq 12$) указывает на высокую достоверность аппроксимации. Все результаты представлены в таблице 4.4. Как указано выше, такие значения H означают наличие устойчивой тенденции в этих последовательностях. В этом значении используемых фрактальных методов, в частности, анализа Херста.

Пока в ходе наших исследований не удалось выявить какого-либо явной связи между относительно сильными сейсмическими и вулканическими событиями и количественными характеристиками формирования сейсмических «гвоздей» во времени (показателем Херста H).

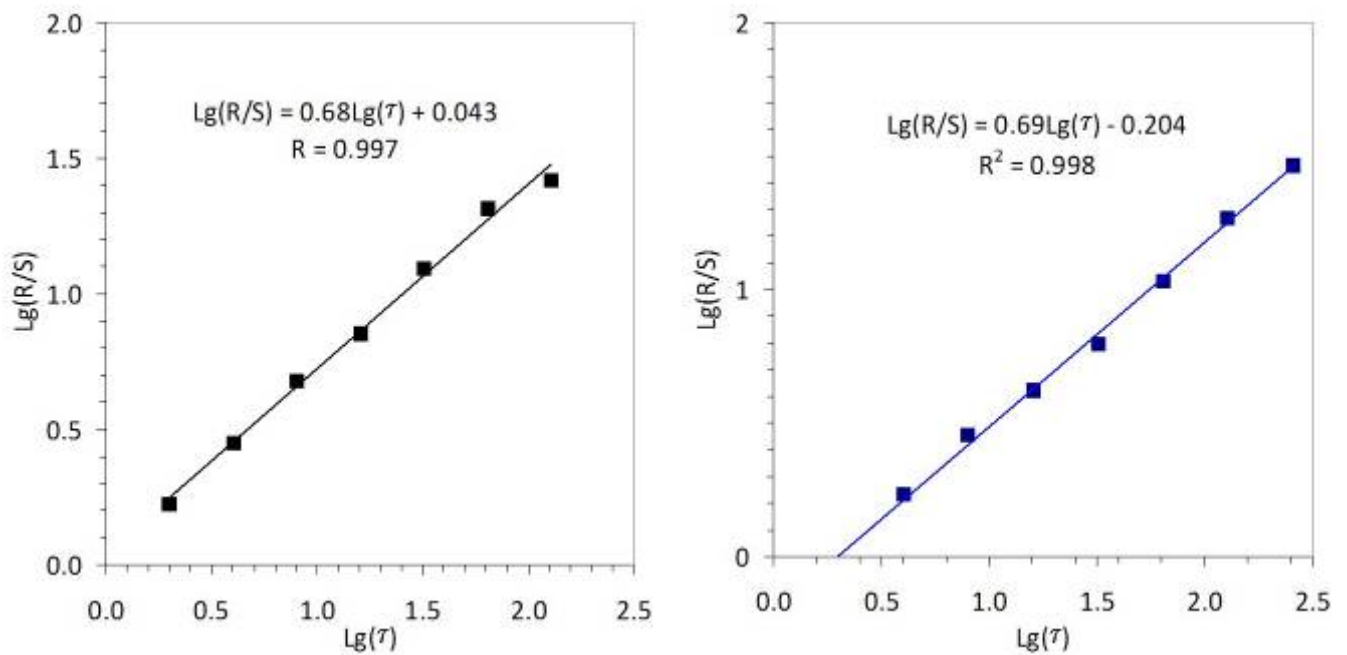


Рис. 4.31. Определение показателя Херста H для порядковой последовательности глубин гипоцентров, составляющих «гвоздь». а– в Ю. Камчатке, $H=0.68$; б– на о.Хоккайдо, $H=0.69$.

Изменение числа землетрясений в день при формировании «гвоздей». Было выявлено, что характер распределений числа землетрясений в день различается для сейсмических «гвоздей», связанных с извержениями, сильными землетрясениями, и не связанных с этими событиями [Захаров, 2013б].

На рис. 4.32а представлено распределение во времени числа событий в день при формировании сейсмического «гвоздя», следующего за сильным Карымским землетрясением 1.01.1996 ($M=7$). Такая картина типична для «гвоздей», в начале формирования которых происходят сильные события: для «гвоздя» южнее о.Хонсю в 1990 г., следующего за землетрясением ($M=6.6$) (рис. 4.32б), в районе Инью в 1998 г. ($M=5$). По-видимому, эти «гвозди» представляют собой афтершоковый процесс сильных землетрясений и для них наблюдается степенной спад числа событий, который описывается законом Омори (1.17) [Kanamori, Brodsky, 2004].

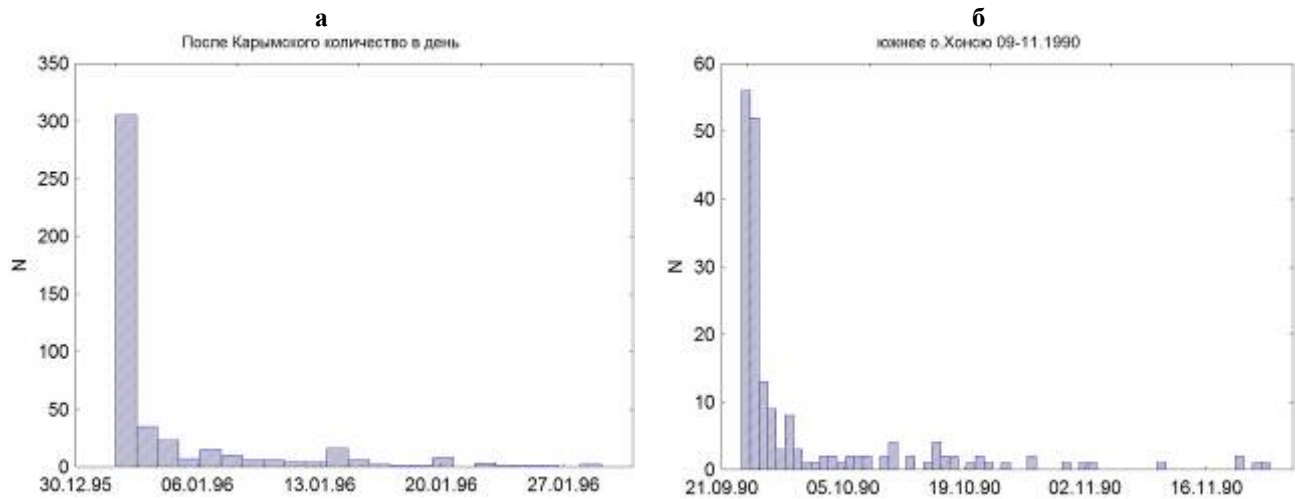


Рис. 4.32 Изменение во времени числа землетрясений в день при формировании сейсмического «гвоздя», следующего за сильным землетрясением: *а*–в «гвозде», следующем за Крымским землетрясением 01.01.1996 с $M=7$; *б*–в «гвозде» 9–11.1990, следующим за землетрясением южнее о.Хонсю 24.09.1990 с $M=6.6$.

Для сейсмических «гвоздей», в начале формирования которых не было сильного землетрясения, вид распределения числа событий в день во времени другой. На рис. 4.33 показано изменение числа землетрясений в день для «гвоздя» 1989 г. на о.Хоккайдо (рис.4.33*а*) [Вадковский, 2012; Захаров, Карпенко, 2012*а*, 2012*б*; Захаров и др., 2013] и для «гвоздя» 1998 г. в районе кальдеры Лонг Велли (рис. 4.33*б*). Аналогичные зависимости наблюдаются для других «гвоздей» (но для всех) [Захаров, 2013*б*]. Анализ этих распределений не позволяет выделить единый степенной спад числа землетрясений с течением времени. Обращает на себя внимание наличие промежуточных максимумов в этих распределениях. Возникновение сейсмических «гвоздей» – процесс затухающий, но, по-видимому, отличающийся по характеру от затухания афтершоков сильных землетрясений.

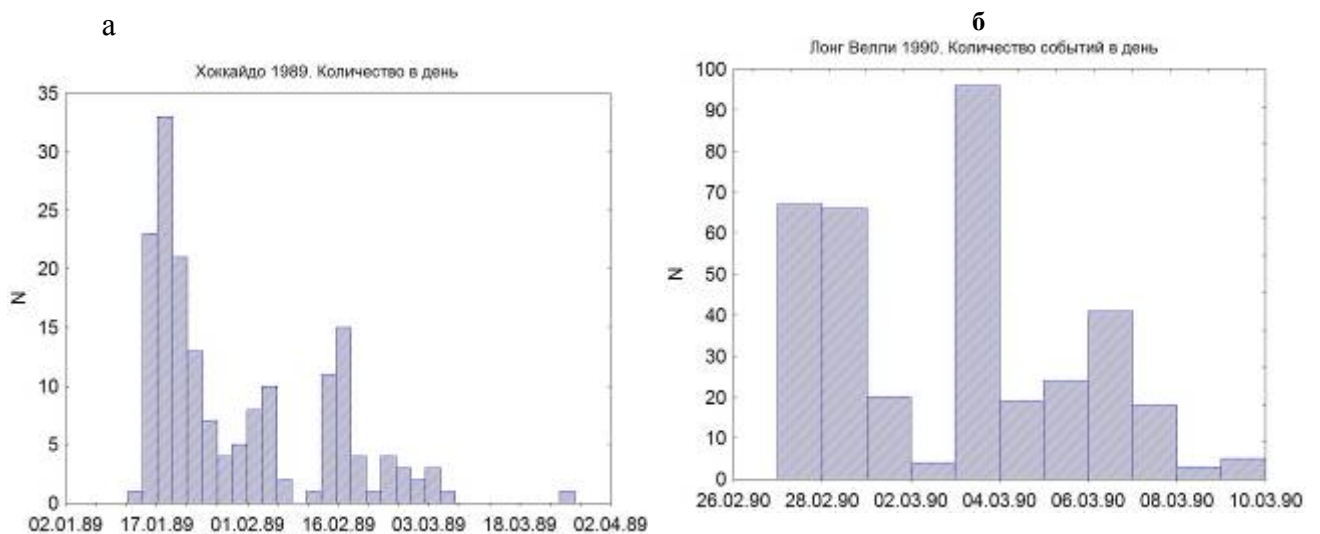


Рис. 4.33. Изменение во времени числа землетрясений в день при формировании сейсмических «гвоздей», не связанных с сильными землетрясениями. *а*–на о.Хоккайдо в 1989 г.; *б*–в районе кальдеры Лонг Велли в 1990 г.

Для сейсмических «гвоздей», связанных с извержением вулкана, распределение числа событий по дням носит нерегулярный характер [Захаров, 2013б], однако также можно выделить промежуточный максимум. Пример такой зависимости для «гвоздя», связанного с извержением вулкана Св.Елены в 1980 г., представлен на рис. 4.34.

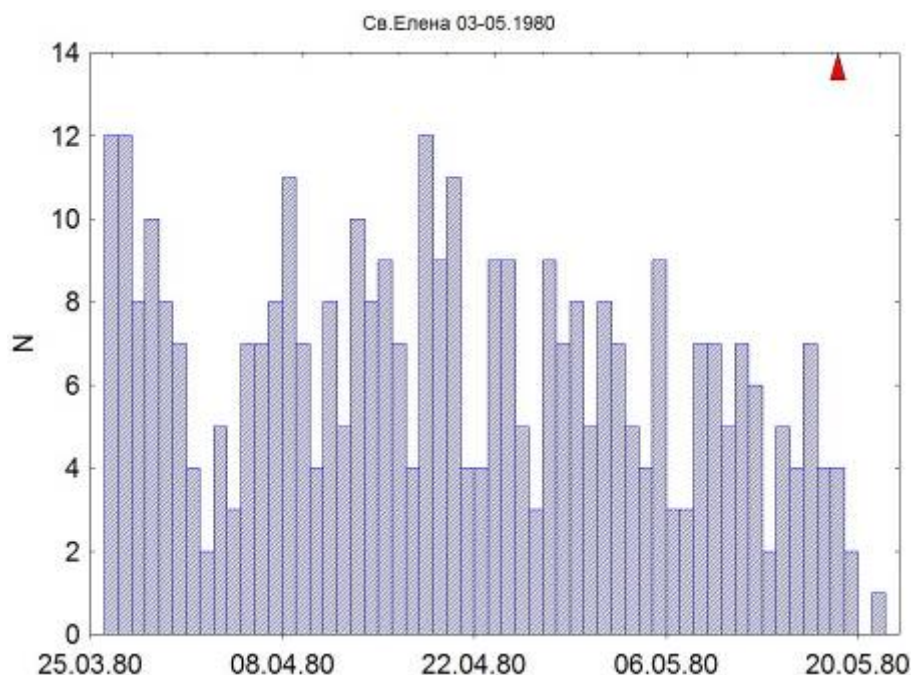


Рис. 4.34. Изменение числа землетрясений в день при формировании сейсмического «гвоздя» связанного с извержением вулкана Св.Елены в 1980 г. Треугольником отмечено начало катастрофического извержения 18.05.1980 г.

4.4.5 Характеристики и возможные механизмы генерации сейсмических «гвоздей»

В результате нашего исследования при анализе мирового NEIC PDE, японского JMA, калифорнийских SCEDC, NCEDC и Камчатского каталогов землетрясений выявлены изометричные в плане ориентированные почти вертикально скопления землетрясений (сейсмические «гвозди») в различных районах мира (тихоокеанское побережье Северной Америки, Камчатка, Японские о-ва, о. Сулавеси). Вертикальная протяженность «гвоздя» составляет от 10 до 50 км (иногда до 90 км), большинство землетрясений в них слабые, их магнитуды не превышают 4.5–5. Общим для всех обнаруженных сейсмических «гвоздей» является **небольшое время** формирования (10 дней–2 месяца).

Установлено, что некоторые из таких сейсмофокальных структур **связаны с извержениями вулканов** (предшествуют и следуют за ними), а также с **гидротермальной деятельностью**. Для некоторых «гвоздей» сильное ($M > 5$) землетрясение может выступать инициатором формирования, а некоторые содержат такие землетрясения в своем «теле». Для ряда сейсмических гвоздей **не выявлена явная приуроченность** положения сейсмических «гвоздей» к разломным зонам и другим тектоническим структурам. Возможно, в этом случае их образование связано с движением

флюидов. Столбообразное скопление гипоцентров в зоне Вранча отличается от всех других масштабом и продолжительностью существования.

В таблице 4.4 сведены результаты исследования всех рассмотренных в нашей работе сейсмофокальных структур. В таблице приведено положение и время формирования сейсмических «гвоздей», их количественные характеристики (диапазон глубин очагов, максимальные магнитуды, показатель Херста). «Гвозди» тут сгруппированы по выявленной приуроченности к извержениям вулканов и сильным землетрясениям, а также приведены дополнительные сведения об их тектоническом положении.

В работе [Вадковский, 2012] на основе анализа Марковских свойств последовательностей глубин очагов в «гвозде» сделан вывод, что формирование «гвоздя» происходит сразу во всем интервале глубин и не наблюдается предпочтительного направления его развития – вверх или вниз. Детальный анализ, проведенный автором, позволяет уточнить эти выводы [Захаров, 2013б; Захаров, Карпенко, 2012а, 2012б; Захаров и др., 2013]. Выявлены слабые, но достаточно достоверные тренды во многих рассмотренных последовательностях. Результаты определения параметра Херста указывают на наличие устойчивой тенденции (персистентность) в порядковой последовательности глубин гипоцентров, составляющих «гвоздь». Эта последовательность **не случайна**, а обладает определенной **степенью детерминизма** и своего рода «памятью».

«Память» процесса проявляется в том, что текущее состояние обуславливается величинами управляющих переменных (характеристик) не только в текущий момент времени, но и в предыдущие моменты. Наличие памяти в природных процессах (эффекта Херста) объясняется наличием медленной релаксации. Память возникает, когда реакция системы на внешнее воздействие не мгновенна, а имеет вид переходного процесса, растянутого во времени. В этом случае происходит интегрирование (накапливание) воздействия, являющегося причиной изменений [Лукк и др., 1996].

Таблица 4.4. Результаты исследования сейсмических «гвоздей»

Место	Количество <i>N</i>	Время формиро- вания	Продол- жительность, дней	Макси- мальная магнитуда	Глубины, км	Горизон- тальный размер, км	Показа- тель Херста <i>H</i>	Тренд <i>Z(t)</i> , км/день	ст.ош. тренда	Критерий Стьюдента <i>St</i>	Дополнитель- ная информация	Тектоническое положение
Связаны с извержениями вулканов												
Вулкан Св.Елены	361	03–05.1980	56	5.0	0–15	4	0.63	-0.02	0.007	2.7	до извержения	Вулканическая дуга зоны субдукции
Вулкан Коло (Сулавеси)	135	07.1983	17	5.8	20–90	25	0.57	0.53	0.29	1.8	после извержения	Вулканическая дуга зоны субдукции
Следуют за сильными землетрясениями												
Вулкан Карымский	471	01.1996	33	7	0–60	20	0.64	0.17	0.1	1.6	после извержения	Вулканическая дуга зоны субдукции
Хонсю	204	09–11.1990	60	6.6	30–80	15	0.62	0.08	0.02	3.76	Связь с разломами (?)	Перед желобом
Иньо	341	03.1998	11	5.0	0–11	3	0.67	0.08	0.04	2.99	Связь с разломами (?)	Сдвиговая зона (?)
Содержат сильные землетрясения												
Ю.Камчатка	195	03.1983	50	5.3	0–20	10	0.68	-0.18	0.07	2.72		Вулканическая дуга зоны субдукции
Не связаны с сильными землетрясениями												
Хоккайдо	194	01–03.1989	60	4.4	0–35	14	0.69	-0.05	0.02	2.15		Вулканическая дуга зоны субдукции
Хонсю	192	10.1990	26	4.2	0–35	15	0.69	0.01	0.02	0.7	Связь с разломами (?)	За вулканической дугой зоны субдукции
Иньо	320	08.1984	9	2.5	0–7	3	0.58	-0.02	0.04	0.23	Связь с разломами (?)	Сдвиговая зона (?)
	648	02.1992	12	4.0	0–9	3	0.69	0.07	0.01	5.49		
	370	08.1995	12	3.5	0–16	3	0.60	0.03	0.03	0.91		
	371	09.1995	12	4.0	0–16	3	0.62	0.13	0.03	4.08		
	503	07.2001	12	3.9	0–9	3	0.67	0.1	0.02	4.41		
Лонг Велли	304	1984	11	3.2	0–10	2	0.53	0.015	0.02	0.66	Гидротер-мальная активность (?)	
	363	1990		3.0			0.59	0.05	0.03	1.60		
	408	1991		3.7			0.59	0.04	0.04	1.05		
	311	1996		4.3			0.66	-0.13	0.03	4.45		
	413	1997		4.8			0.65	-0.003	0.003	0.93		
	258	1998		4.2			0.75	0.07	0.04	1.90		
Зона Вранча				6.7	0–180	40	0.75	-0.002	0.0004	5.19		

Выявленные с помощью анализа Херста особенности формирования сейсмических «гвоздей» могут помочь в поиске механизмов их генерации. В работах [Вадковский, 1996, 2012; Захаров, 2013б; Захаров и др., 2013; Шевченко и др., 2011] говорится, что указанные особенности (геометрия и скорости формирования) проявления сейсмических «гвоздей» позволяют предположить возможную роль флюидов в процессе их образования. В этом случае эффект «памяти» может быть вызван релаксацией вязкой жидкости в пористой среде, которая характерна для большинства задач нестационарной и нелинейной фильтрации. В качестве альтернативного объяснения рассматривалась релаксация накопленных напряжений на разломе (разломах) в виде серии слабых землетрясений. При этом поверхностные проявления этих разломов могут отсутствовать, особенно если учесть небольшие магнитуды большинства землетрясений, составляющих сейсмические «гвозди».

Представляется, что нет необходимости противопоставлять данные механизмы. Современные представления о роли флюидов в генерации землетрясений позволяют рассматривать их как единый механизм.

В работах [Киссин, 2009а, 2009б] приводится механизм самоорганизации с положительной обратной связью («автокатализом») при взаимодействии флюидных потоков и тектонических деформаций для объяснения механизма генерации землетрясений. Важнейшие взаимные связи между флюидными потоками и разрывными деформациями в земной коре, предлагаемые в указанной работе, показаны на рис. 4.35. Предлагается следующая модель: под воздействием флюидов снижается прочность пород (прежде всего сдвиговая). Это происходит как за счет механических (согласно дилатантно-диффузионной модели подготовки землетрясения [Scholz et al., 1973]), так и физико-химических эффектов. В последнем случае важнейшую роль играет эффект Ребиндера – адсорбционное понижение прочности [Ребиндер, 1957; Ребиндер, Щукин, 1972]. Вследствие понижения прочности активизируются тектонические подвижки, что, в свою очередь, способствует дополнительному экстрагированию флюидов. В результате подвижек выделяется тепло и повышается температура, что приводит к еще большему усилению метаморфической дегидратации пород. Выделение воды и повышение флюидного давления сопровождаются снижением эффективного напряжения, что создает условия для дальнейшего развития сдвиговых деформаций. При этом отмечается, что описанные процессы возможны и в изначально сухих породах, если по Р-Т условиям выделение воды при реакциях дегидратации может происходить непосредственно в зоне сдвига.



Рис. 4.35. Схема взаимных связей между флюидными потоками и разрывными деформациями, по [Киссин, 2009а].

Таким образом, по Киссину [Киссин, 2006, 2009а, 2009б], тесные связи тектонических процессов и флюидных потоков определяются механизмом самоорганизации, который реализуется за счет **взаимного возбуждения**: флюидные потоки активизируют тектонические процессы, а последние приводят к усилению миграции флюидов, причем инициирующим может быть каждый из этих факторов. При этом «зарождение субвертикального элемента флюидной системы обусловлено наличием ослабленной зоны, которая образовалась под действием растягивающих или сдвиговых напряжений и деформаций. Такая ослабленная зона ... может служить каналом восходящей миграции глубинных флюидов и областью развития подвижек» [Киссин, 2009а, стр. 95].

При этом важно отметить, что взаимодействие флюидных потоков и тектонического деформирования носит выраженный нелинейный характер, причем нелинейность определяется, прежде всего, именно воздействием флюидов. Для нелинейных систем характерна сильная зависимость поведения от параметров системы (например, от Р-Т условий). В таких системах, как отмечалось в разделе 1.7, возможно развитие лавинообразных процессов, приводящих к катастрофам. Такой подход применяется для объяснения генерации землетрясений, особенно вызванных так называемым триггерным (спусковым) механизмом. Подобный же механизм, по нашему мнению [Захаров, 2013б], может реализовываться при генерации сейсмических «гвоздей»: поступление флюида в ослабленную зону при достижении его концентрации или давления критических значений может спровоцировать землетрясение или целый быстрый каскад землетрясений «гвоздевой» конфигурации.

В статье [Гуфельд, 2012] высказывается близкое по смыслу предположение об инициировании кажущихся «глубокофокусных разрывов» и быстрой «гвоздевой» сейсмичности потоками водорода: «...наиболее активное взаимодействие со средой может быть связано с восходящими потоками водорода и уже подготовленными особенностями структуры». Предполагается, что выше границы Мохо «зона «гвоздя» находится на начальной стадии образования будущей разрывной структуры за счет взаимодействия среды с локализованным восходящим потоком водорода».

Близка к приведенным выше флюидометаморфическая модель сеймотектогенеза, предложенная М.В. Родкиным [Родкин, 2006; Левин и др., 2010]. Согласно этой модели, превращения в литосфере, которые сопровождаются снижением прочности, происходят при «каталитическом воздействии» глубинного водного флюида. В этой модели важную роль играет **метастабильное** состояние флюида, распределенного по границам зерен.

Представляется, что модели такого типа хорошо объясняют особенности сейсмических «гвоздей» как во времени, так и в пространстве.

Приведенные выше соображения о роли флюидов подкрепляются и результатами лабораторных экспериментов. В работах [Соболев, Пономарев, 2011; Соболев и др., 2006, 2010; Ponomarev et al., 2010] рассматривается динамика акустической эмиссии при ее инициировании водой по результатам длительных экспериментов. Вливания небольшого (меньше 0.1% от объема модели) количества воды приводили к активизации акустической эмиссии, которая происходила с задержкой во времени. По мнению авторов, инициирование акустической эмиссии связано с локальным понижением прочности (вероятно, из-за эффекта Ребиндера) и возрастанием напряжений возле метастабильных трещин, что не противоречит триггерному механизму. Большие по энергии импульсы возникали во времени между слабыми событиями, что имеет аналогию с роями землетрясений. Отмечается, что характер нарастания и затухания акустической эмиссии во времени существенно различается при разных условиях эксперимента: после ступенчатой механической подгрузки и при инициировании вливанием воды. В первом случае происходит степенное затухание количества событий во времени по закону Омори (рис. 4.36а). Во втором – интенсивность акустической эмиссии проходит через ярко выраженный максимум» (рис. 4.36б).

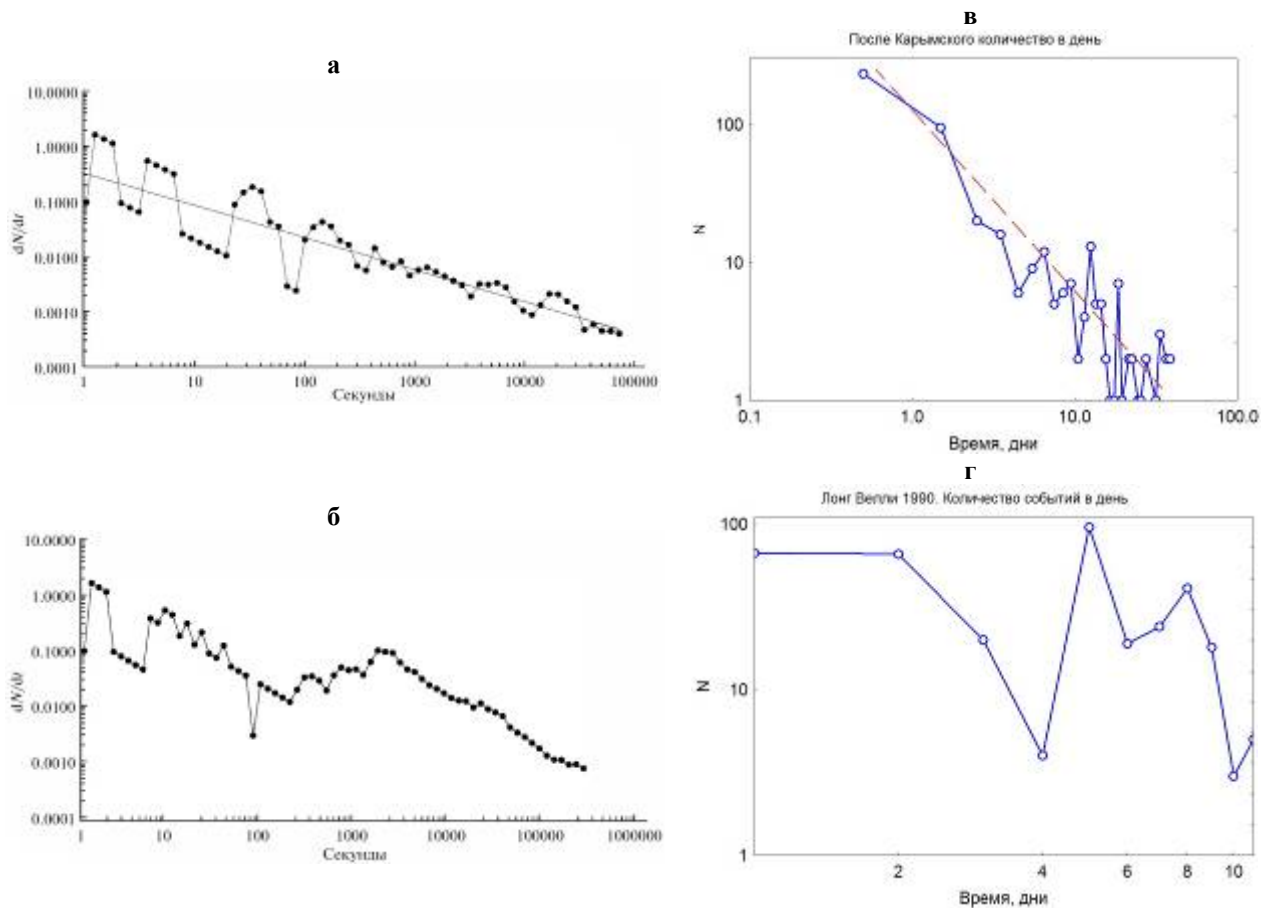


Рис. 4.36. Сопоставление результатов экспериментов по акустической эмиссии и развитию сейсмических «гвоздей» во времени. Слева – изменение числа акустических импульсов dN/dt в секунду в опыте с инициированием: *а*–реакция на механическую подгрузку; *б*–на вливание воды, по [Соболев и др., 2010]. Справа – изменение числа землетрясений при формировании сейсмического «гвоздя»: *в*–следующего за сильным Карымским землетрясением, штриховая линия – закон Омори; *г*– в районе кальдеры Лонг Велли в 1990 г., по [Захаров, 2013б].

Сопоставим результаты этих экспериментов с результатами исследования временных закономерностей формирования сейсмических «гвоздей» [Захаров, 2013б]. Выше показано, что для «гвоздей», следующих за сильными землетрясениями, происходит спадание числа событий по степенному закону. На рис. 4.36*в* эта зависимость для «гвоздя», следующего за Карымским землетрясением 1996 г. показана в двойном логарифмическом масштабе. Видно, что она хорошо соответствует закону Омори и результатам по акустической эмиссии без добавления воды (рис. 4.36*а*).

В то же время для «гвоздей», не имеющих в начале формирования сильных землетрясений, число событий в день имеет довольно заметный максимум. На рис. 4.36*г* показана подобная зависимость для «гвоздя» в районе кальдеры Лонг Велли в 1990 г. в двойном логарифмическом масштабе. Сходные распределения количества событий в единицу времени (в день) выявлены для многих сейсмических «гвоздей» (рис. 28). Сходство этих распределений с результатами экспериментов по акустической эмиссии с

вливанием воды свидетельствует в пользу «флюидного» механизма генерации сейсмических «гвоздей».

Таким образом, наиболее вероятным **механизмом генерации сейсмических «гвоздей»**, не связанных с сильными землетрясениями, является **активизация сейсмичности под действием флюидов**. Ключевую роль в выявлении этих механизмов играет применение анализа самоподобия (анализ Херста, анализ закона Омори), исследуемых временных последовательностей, а также применение моделей, использующих подходы теории самоорганизации и нелинейных систем.

4.5 Выводы по главе 4

Итак, рассмотрены проявления сейсмического процесса различной продолжительности: десятки лет при анализе сейсмичности и разломов, годы при анализе динамики выделения сейсмической энергии, месяцы при анализе афтершоковых процессов и от нескольких дней до десятков дней при формировании сейсмических «гвоздей». Во всех случаях проявляется иерархическое самоподобие сейсмического процесса, выражающееся в степенных законах, его характеризующих.

- Иерархическая структура блоков геологической среды и пространственная структура распределения эпицентров землетрясений подчиняются одинаковым соотношениям самоподобия.

- Соотношение параметров ($D/b \approx 2$) распределения магнитуды землетрясений и фрактального распределения размеров разрывных нарушений количественно подтверждают согласованные иерархические самоподобные свойства сейсмотектонического процесса.

- Устойчивость полученных оценок параметра p в законе Омори для землетрясения Тохоку указывает на единую афтершоковую последовательность в течении 03-10.2011.

- Выявлено длительное (до года после главного события) пониженное значение параметра b в зонах эпицентров сильных землетрясений, с последующим повышением, что является проявлением перераспределения разрушения в афтершоковых процессах от больших масштабов к меньшим.

- Временные ряды $Es(t)$ для малых и средних магнитуд ($M \leq 6$) относятся к классу фликкер-шума (шума перемежаемости).

- Подтверждение обоснованности применения соотношений между β , D и H , полученных по модельным броуновским функциям, при оценке фрактальных характеристик природных временных рядов

– На основании вычисления показателя Херста установлено наличие устойчивой тенденции в порядковой последовательности глубин гипоцентров, составляющих «сейсмический гвоздь», что согласуется с моделями самоорганизации с положительной обратной связью при взаимодействии флюидных потоков и тектонических деформаций, используемыми для объяснения механизма генерации землетрясений.

– Особенности изменения числа землетрясений в день при формировании сейсмических «гвоздей» хорошо согласуются с динамикой акустической эмиссии при ее инициировании водой по результатам длительных экспериментов [Соболев и др., 2010].

– Наиболее вероятным механизмом генерации сейсмических «гвоздей», не связанных с сильными землетрясениями, является активизация сейсмичности под действием флюидов.

Таким образом, наше исследование показывает, что анализ динамики сейсмотектонических и геодинамических систем (землетрясения, сильные движения и т.д.) должен осуществляться адекватными методами, которые разрабатываются в теории динамических систем и фракталов. Применение этих методов позволяет не просто констатировать, что сейсмотектонические процессы «сложные», но и **дает количественную оценку** (меру) этой сложности.

Полученные характеристики указывают, что сейсмотектоническая система относится к классу систем с самоорганизованной критичностью, в которой реализуется **детерминировано-хаотическое** поведение. Поэтому **возможности прогноза** поведения сейсмотектонических систем **сильно ограничены** или совсем отсутствуют.

ГЛАВА 5. ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ СМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ GPS И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМОТЕКТОНИКОЙ

В данной главе свойства сейсмотектонических систем определяются на основании динамического анализа временных рядов смещений земной поверхности по данным GPS. Такое рассмотрение проходит примерно на тех же пространственно-временных масштабах, что и изучение сейсмичности, но вследствие того, что методы независимы, мы получаем возможность рассмотреть сейсмотектонический процесс с разных сторон.

5.1 Временные ряды смещений пунктов GPS

Как отмечалось выше, данные Глобальной системы позиционирования (GPS) в геодинамике позволяют определить «мгновенные» (т.е. усредненные за относительно небольшой, порядка нескольких лет, период наблюдений) относительные смещения и скорости движения литосферных плит и блоков, которые достигают нескольких десятков миллиметров в год. Скорости смещений определяются по трендам во временных рядах измерений GPS. Эти результаты являются инструментальным подтверждением важных положений тектоники литосферных плит. Кроме того, во временных рядах проявляются смещения, связанные с сильными землетрясениями (косейсмические, постсейсмические) [Стеблов и др., 2010; Vigny et al., 2005].

Однако, помимо этого, из записей этих временных рядов можно получить информацию о динамических свойствах сейсмотектонической системы. Для этого надо обратить внимание на короткопериодное «дрожание» (шум), наложенное на общий тренд и сезонные колебания, и проанализировать его динамические свойства [Захаров, 2004, 2013a]. Это дает возможность рассмотреть своего рода «тонкую структуру» современных движений в литосфере.

Рассмотрению шума во временных рядах GPS посвящен ряд работ. В [Zhang et al., 1997; Bock et al., 1997] анализируются спектральные характеристики ежедневных смещений GPS по Ю.Калифорнии. Выявлено, что временные ряды характеризуются комбинацией белого шума и фликкер-шума, усредненный показатель спектра β имеет значение около 0.4. В [Mao et al., 1999] анализировались временные ряды смещений различных пунктов GPS продолжительностью около 3 лет. Здесь также выявлен фликкер-шумовой характер шумовой компоненты измерений. Спектральный показатель β варьируется в пределах 0.6–2 со средним значением около 1. В этих статьях, а также в ряде других [Prawirodirdjo, Bock, 2004; Williams et al., 2004; Wang et al., 2012; Khelifa et al.,

2013] делается вывод о том, что в «дрожание» во временных рядах GPS наилучшим образом описывается комбинацией белого шума и фликкер-шума. Во всех этих работах определении свойств шумовой составляющей нужно главным образом для того, чтобы наилучшим образом выделить тренды смещений, т.е. подобрать модель для определения скоростей.

В настоящей главе исследуются динамические характеристики шума во временных рядах GPS, и их сопоставление с геотектоническими и геодинамическими особенностями регионов. При этом анализе используются методы и подходы, разработанные в теории динамических систем и фрактальных множеств, описанные в разделе 1.8.

В качестве исходных данных нами использованы ряды ежедневных смещений участков земной поверхности в 19 пунктах GPS (<http://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html>). Выбор этих пунктов определялся, во-первых, наибольшей длиной анализируемых рядов, а во-вторых, желанием проанализировать ряды, относящиеся к разным континентам и геодинамическим обстановкам: принадлежность пунктов наблюдения к сейсмическим или асейсмическим регионам, близость к границам плит и т.д. На рис. 5.1 представлены измеренные горизонтальные скорости для 19 пунктов GPS, по [Sella et al., 2002], временные ряды которых анализировались в нашей работе.

На рис. 5.2а в качестве примера представлен временной ряд ежедневных смещений участков земной поверхности (широтная, долготная и вертикальная компоненты) для пункта YELL (Сев. Америка) за 1992-2003 гг. На графиках хорошо виден общий тренд, по которому вычисляются скорости для геодинамических исследований, и сезонные вариации. Кроме этого видны значительные колебания, имеющие хаотический, «шумовой» вид. На рис. 5.2б и 5.2в, где представлен трехмерная картина смещений этого же пункта, видно, что движение земной поверхности носит весьма сложный пространственный характер.

Все исследуемые временные ряды имеют схожий характер – в них присутствует значительная хаотическая компонента. На рис. 5.3, где показана 3D картина для нескольких пунктов, видно, что такой характер смещений присущ всем исследуемым районам. Для сопоставления положения пунктов GPS с сейсмичностью использован каталог землетрясений NEIC PDE (<http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>).

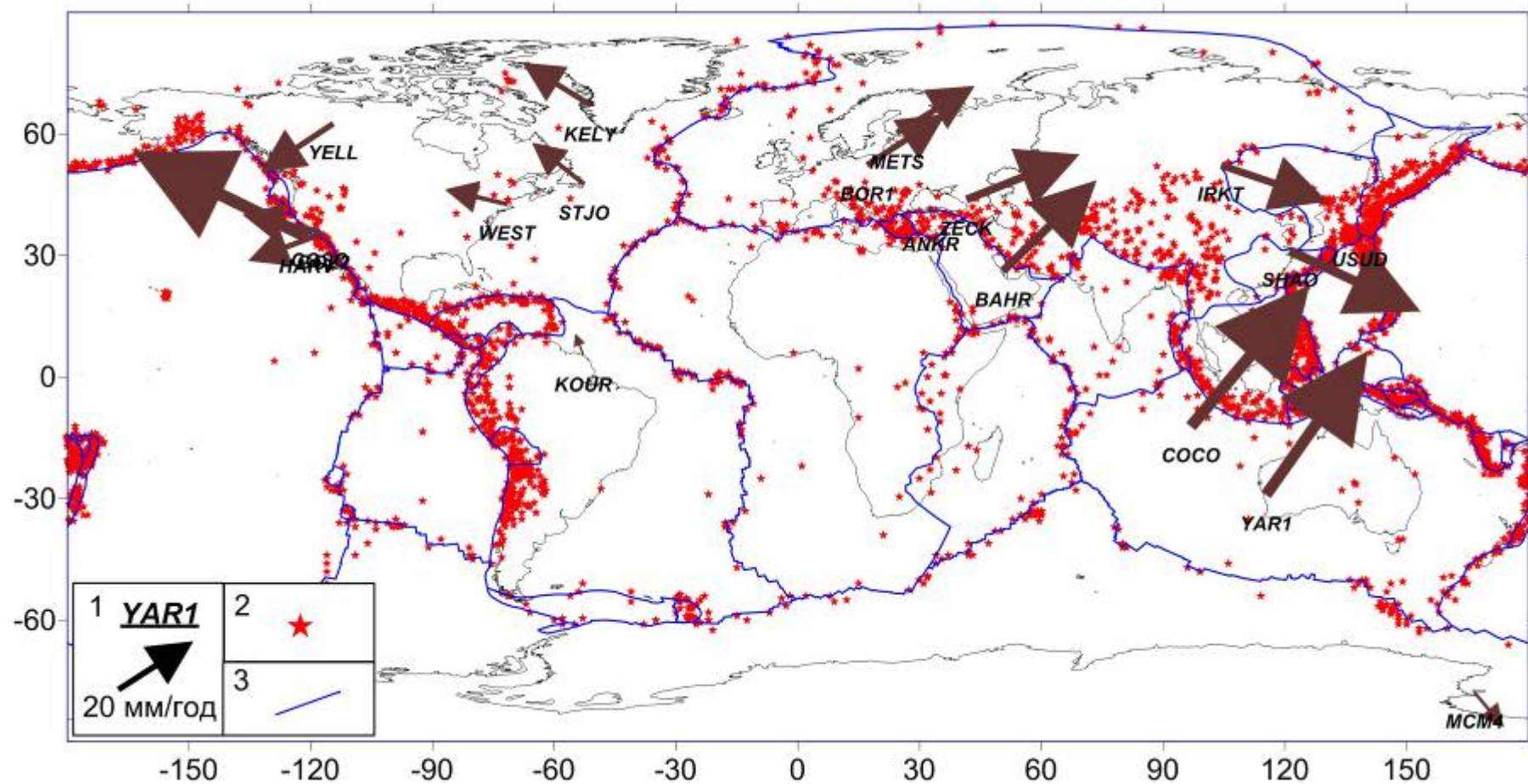


Рис. 5.1. Расположение анализируемых пунктов GPS и скорости их горизонтального движения (система отсчёта ITRF-2000). 1 – названия пунктов и их скорости; 2 – эпицентры землетрясений по данным каталога PDE; 3 – границы литосферных плит.

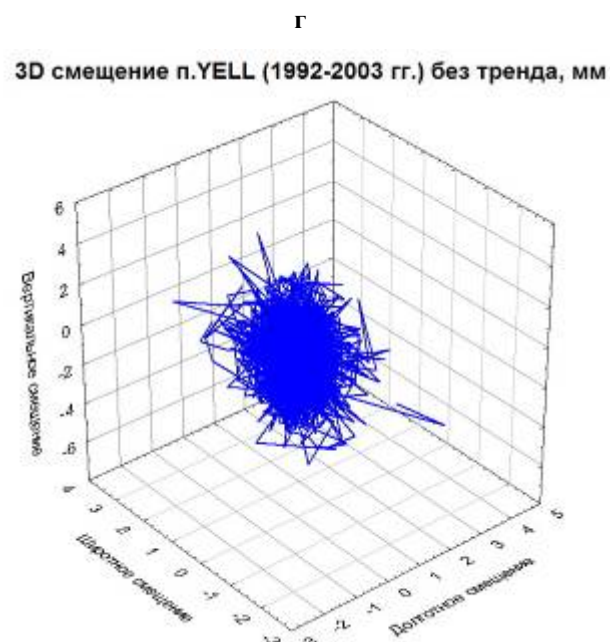
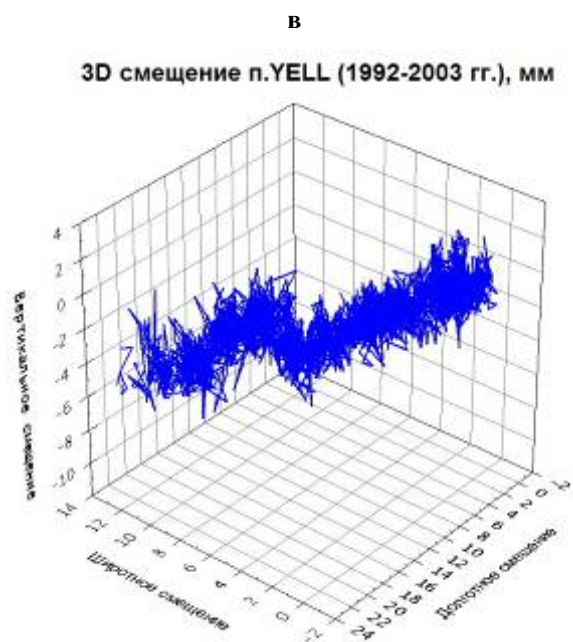
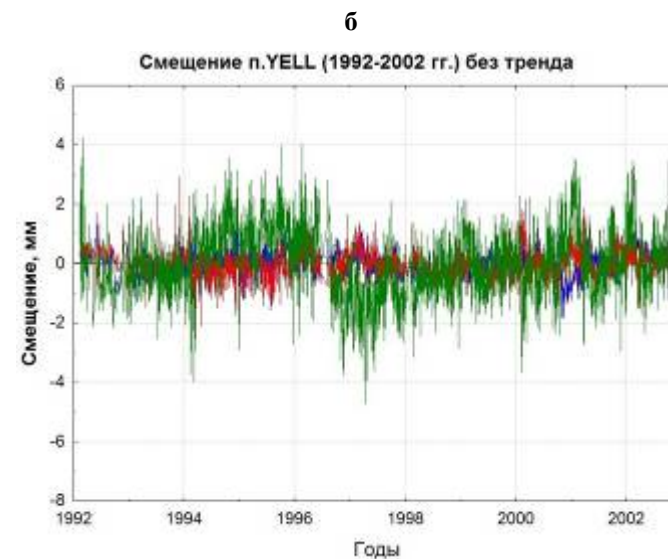
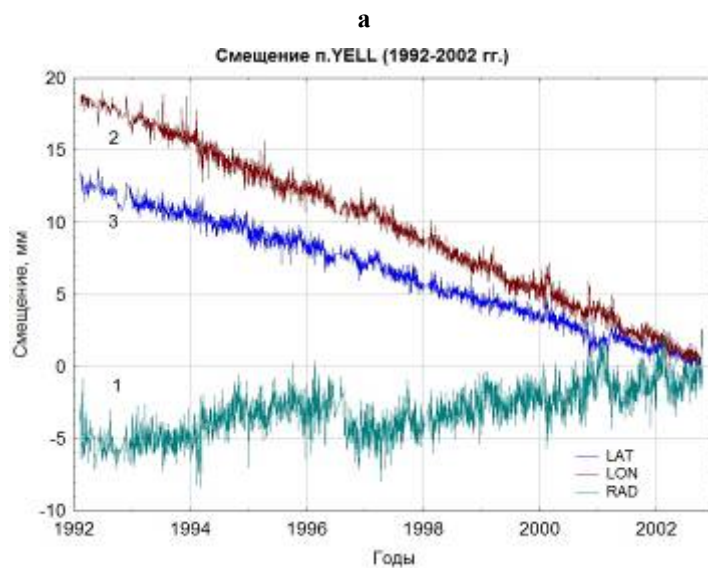


Рис. 5.2. Смещения земной поверхности по данным GPS для пункта YELL (С.Америка). *а*–ряды ежедневных измерений трех компонент смещений (1 – вертикальная, 2 – долготная, 3 – широтная компоненты); *б*– ряды ежедневных измерений трех компонент смещений со снятым трендом; *в*– трехмерная картина смещений этого пункта; *г*– трехмерная картина смещений со снятым трендом. Величина смещения – в мм.

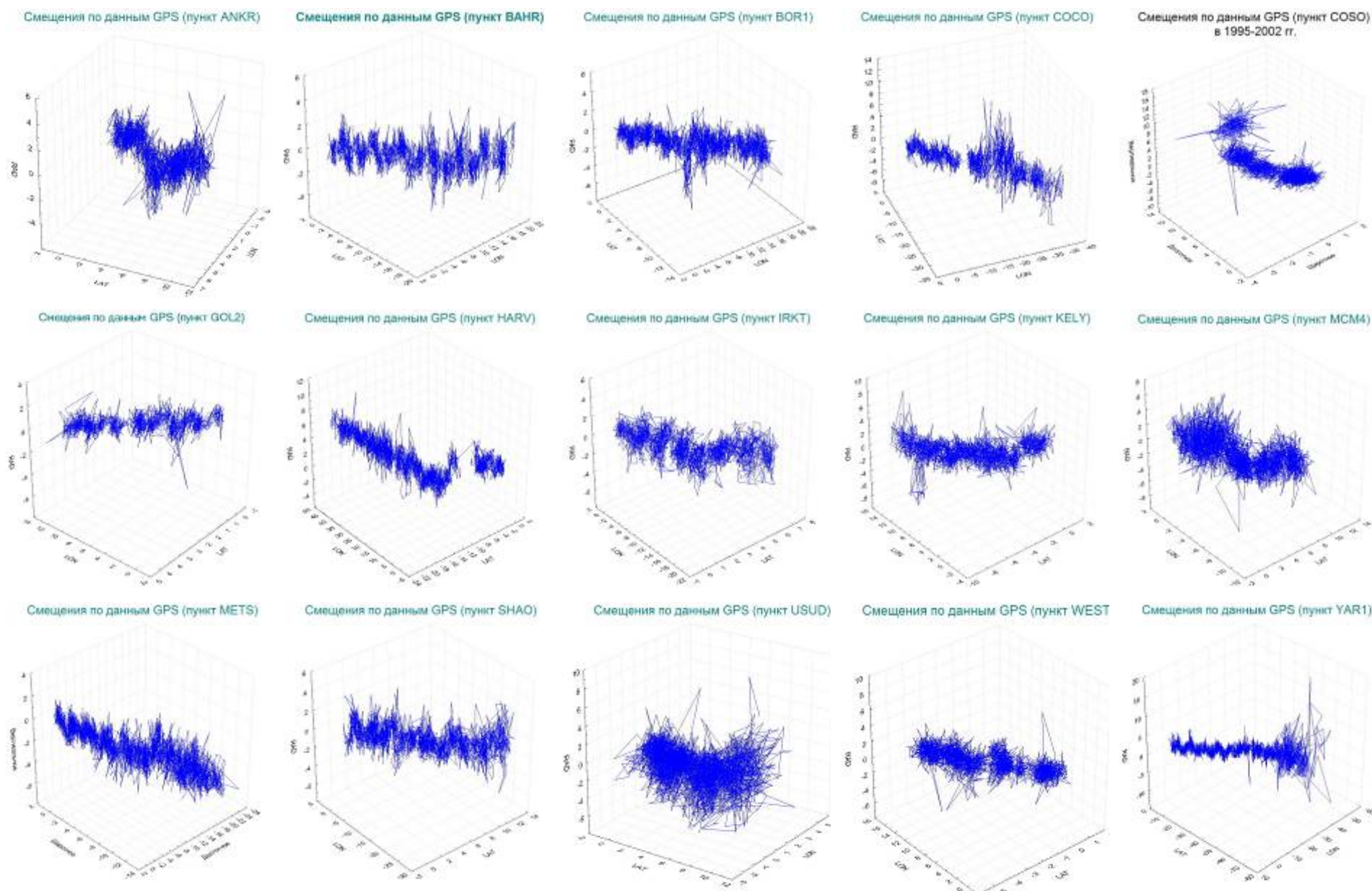


Рис. 5.3. Пространственное представление смещений для пунктов GPS, построенное по данным (<http://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html>). Смещения в мм.

5.2 Динамические и фрактальные характеристики временных рядов смещений пунктов GPS

Изложенные в разделе 1.8 методики были применены при анализе временных рядов смещений земной поверхности по данным GPS для различных точек наблюдения. Спектральный анализ проводился при помощи пакета STATISTICA, вычисление фрактальной размерности ряда D , показателя Херста H и анализ корреляционной размерности $D_c(m)$ проводилось при помощи авторского программного обеспечения FraTiS [Захаров, 2004].

В работах [Захаров, 2002, 2004, 2013a] приведённая выше методика анализа корреляционной размерности D_c применялась для вертикальных смещений земной поверхности по GPS измерениям. Результаты, полученные для временных рядов различных пунктов, весьма схожи. Типичный вид восстановленного по временному ряду аттрактора и зависимости $D_c(m)$ для рядов GPS не достигает насыщения в рассмотренном диапазоне значений m (от 1 до 10), а близка к линейной, т.е. зависимости, характеризующей полностью случайную (стохастическую) систему (рис. 5.4).

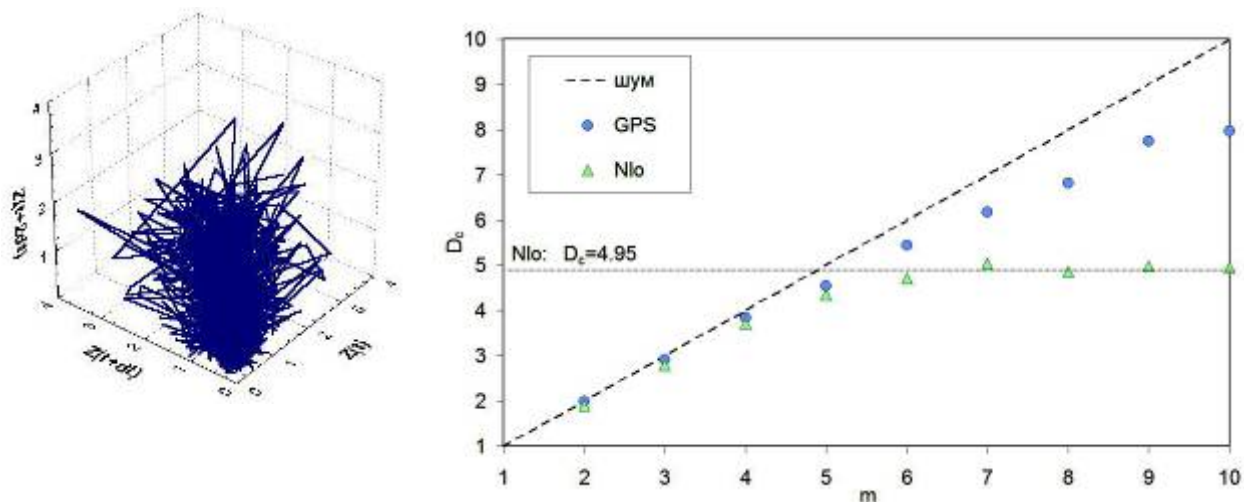


Рис. 5.4. а–Типичный вид восстановленного аттрактора в 3D пространстве для рядов GPS; б–зависимость $D_c(m)$ для рядов GPS (круги). Показаны также зависимости $D_c(m)$ для смещений в модели блоковой динамики NLO (треугольники) и для стохастической системы (пунктир).

Дальнейшая работа в этом направлении подтвердила этот результат: система, порождающая подобные смещения, является если и не случайной, то управляемой большим числом параметров. Более определённый вывод требует большей длины временного ряда.

На рис. 5.5 представлен пример спектров, рассчитанных по рядам смещений для пункта YELL в двойном логарифмическом масштабе. На спектрах выявляется два различных участка: горизонтальный (высокочастотный), который свидетельствует о

наличии "белого" шума, и линейно падающий (область скейлинга) в области более низких частот, который является признаком самоподобия процесса в данном диапазоне.

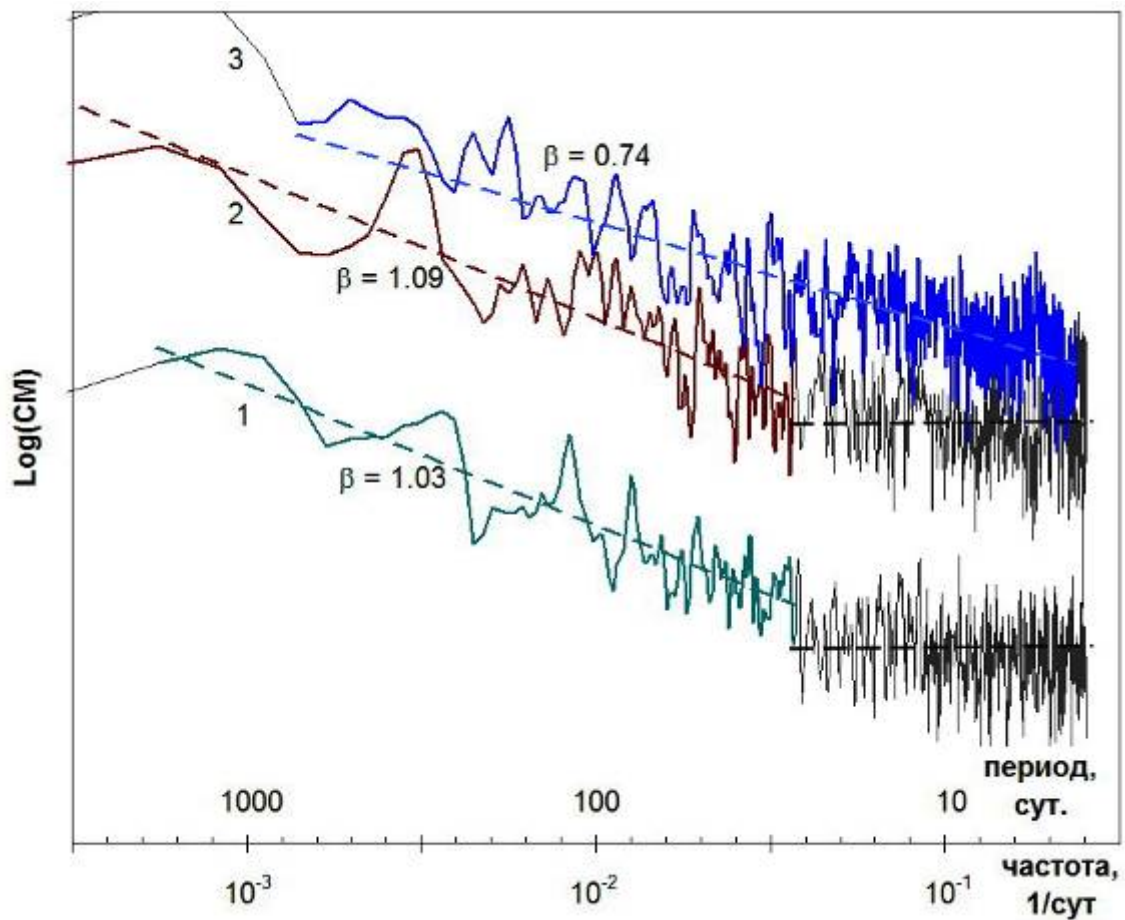


Рис. 5.5. Зависимость спектральной мощности (CM) от частоты в двойном логарифмическом масштабе для рядов (п.YELL), приведенных на рис. 5.2 (1 - для вертикальной, 2 - для долготной, 3 - для широтной компоненты). Для наглядности графики спектров смещены по вертикальной оси. Области скейлинга аппроксимированы линейной зависимостью, рядом приведены значения параметра β .

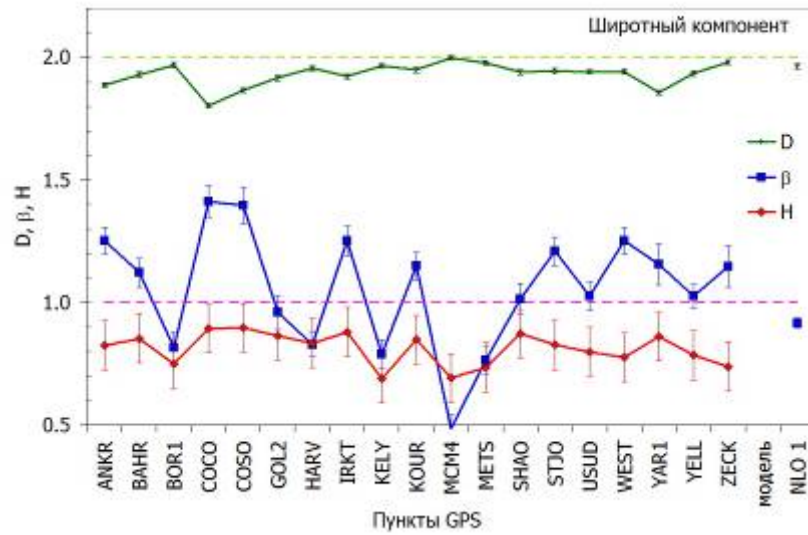
Для всех остальных временных рядов, анализируемых в нашей работе, результаты были аналогичными, они представлены на рис. 5.6 и в таблице 5.1. Здесь приведены фрактальные характеристики рядов GPS: рассчитанные независимыми методами спектральный скейлинговый параметр β , фрактальная размерность D и показатель Херста H , полученные в [Захаров, 2013a]. Значения показателя Херста уточнены по сравнению с результатами [Захаров, 2003a, 2003б, 2004]. При аппроксимации области скейлинга прямой (в двойном логарифмическом масштабе) вычислялись коэффициент корреляции r и статистическая значимость по критерию Стьюдента St . Значения $R > 0.8$ и $St > 10$ подтверждают статистическую достоверность полученных характеристик. Стандартные ошибки параметров: $\Delta\beta \leq 0.1$, $\Delta H \leq 0.1$, $\Delta D \leq 0.3$.

Кроме рядов GPS в работе анализировались модельные (синтезированные) ряды: гауссов (белый) шум, обобщенные (дробные) броуновские функции с параметрами самоподобия (см. (1.52)) $h = 0$ и $h = 0.25$, а также ряд движений блоков земной коры, полученные в модели NLO, которая рассмотрена в главе 6 [Захаров, 2001, 2004; Короновский, Захаров, 2000], результаты представлены в таблице 5.2.

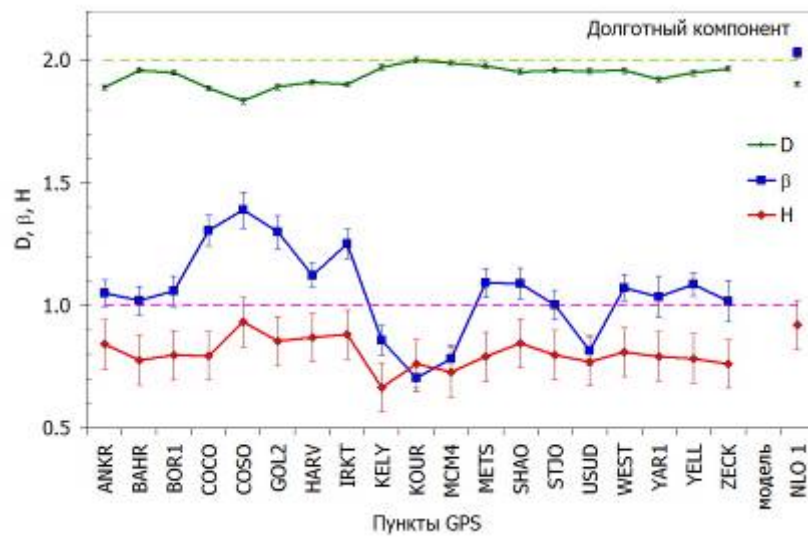
Таблица 5.1. Фрактальные характеристики временных рядов смещений GPS.

Пункт	Длина ряда, сут.	Литосферная плита	«Жесткость»	Сейсмичность	Широтное смещение			Долготное смещение			Вертикальное смещение		
					β	D	H	β	D	H	β	D	H
ANKR	1946	Anatol.	r	s	1.25	1.89	0.83	1.05	1.89	0.84	0.97	1.94	0.76
MCM4	3238	Antarct	n	n	0.49	1.98	0.74	0.78	1.98	0.79	0.90	1.96	0.79
BAHR	2048	Arab.	r	n	1.12	1.93	0.85	1.02	1.96	0.78	1.15	1.93	0.85
YAR1	3030	Australia	r	n	1.16	1.86	0.86	1.04	1.92	0.79	1.05	1.94	0.74
BOR1	2716	Eurasia	r	n	0.82	1.97	0.75	1.06	1.95	0.80	0.93	1.97	0.76
IRKT	2160		n	s	1.25	1.92	0.88	1.25	1.90	0.88	0.94	1.93	0.85
METS	2468		r	n	0.76	2.00	0.69	1.09	1.99	0.73	1.09	1.96	0.85
ZECK	1434		n	s	1.15	1.98	0.74	1.02	1.97	0.76	1.06	1.95	0.78
COCO	1814	India	n	n	1.41	1.80	0.89	1.31	1.89	0.79	0.90	1.95	0.78
COSO	2070	N.America	n	s	1.40	1.87	0.90	1.39	1.84	0.93	1.36	1.86	0.94
GOL2	2340		n	s	0.96	1.92	0.87	1.30	1.89	0.85	0.85	1.97	0.79
KELY	2036		r	n	0.79	1.97	0.69	0.86	1.97	0.67	1.08	1.95	0.74
STJO	3334		r	n	1.21	1.95	0.83	1.00	1.96	0.80	1.02	1.96	0.79
WEST	1730		r	n	1.25	1.94	0.78	1.07	1.96	0.81	0.98	1.96	0.74
YELL	3574		n	n	1.03	1.93	0.78	1.09	1.95	0.78	0.74	1.93	0.86
USUD	3142	Okhotsk	r	s	1.03	1.94	0.80	0.82	1.96	0.77	0.99	1.95	0.78
HARV	2296	Pacific	n	s	0.83	1.96	0.84	1.12	1.91	0.87	1.31	1.98	0.77
KOUR	2690	S.America	r	n	1.15	1.95	0.85	0.70	2.00	0.76	0.92	1.98	0.76
SHAO	2262	S.China	r	s	1.02	1.94	0.87	1.09	1.95	0.85	1.09	1.95	0.78

а



б



в

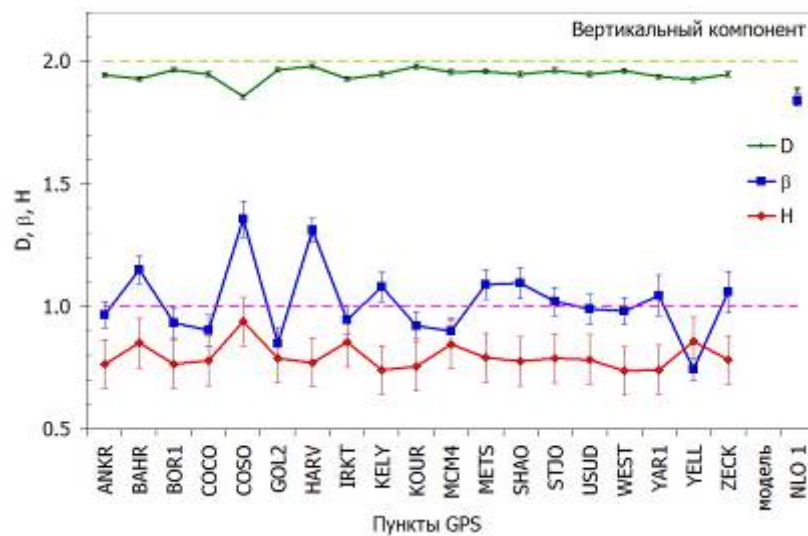


Рис. 5.6. Рассчитанные фрактальные характеристики D, b, H для а – широтной; б – долготной; в – вертикальной компонент временных рядов по всем пунктам GPS.

Таблица 5.2. Фрактальные характеристики временных рядов модельных функций

Модель		β	D	H
NLO	блок 1	0.92	1.93	0.84
	блок 5	2.03	1.51	0.92
	блок 9	1.84	1.58	0.91
Gauss	гауссов "белый" шум	-0.02		0.51
BrM0	броуновская функция ($h=0$)	1.06	1.88	1
BrM25	броуновская функция ($h=0.25$)	1.50	1.71	1.01

Анализ полученных результатов определенно показывает, что исследуемые временные ряды GPS проявляют фрактальные свойства в диапазоне более чем один порядок по частоте ($\sim 10^{-3} \div 3 \cdot 10^{-1}$ 1/сут.). По своим характеристикам они сходны не с гауссовым шумом (хотя он также присутствует, что выявляется по горизонтальному участку спектра в области высоких частот), а с обобщенными броуновскими функциями.

Вычисленные количественные характеристики самоподобия (близость значений спектрального параметра самоподобия β к 1) указывают на то, что эти ряды **относятся к классу фликкер-шума** (шум мерцания, или перемежаемости). Это означает, что система, генерирующая такие сигналы, не является полностью случайной (стохастической), а **характеризуется определенной степенью детерминированности и наличием «памяти»** о предыдущих состояниях – тем большей, чем больше β или H (и, соответственно, чем меньше фрактальная размерность D). Значения показателя Херста H , существенно превосходящие 0.5, указывают на персистентность изучаемых движений.

На рис. 5.7 представлены диаграммы в координатах H – β и D – β , полученные в исследовании. Там же приведены соотношения, полученные при линейной аппроксимации этих зависимостей. Поскольку значения β , D и H рассчитаны независимо, они позволяют, проверить обоснованность применения соотношений (1.53)–(1.56), полученных по модельным броуновским функциям, при оценке фрактальных характеристик природных временных рядов. Особенно хорошее соответствие модельным соотношениям наблюдается для соотношений между β и H для широтных и долготных компонент смещений (рис.5.7а), для соотношений D и β полученные коэффициенты отличаются от модельных. Для радиальных компонент достоверность значительно меньше, но тут следует отметить, что и точность вертикальных определений методом GPS в несколько раз ниже.

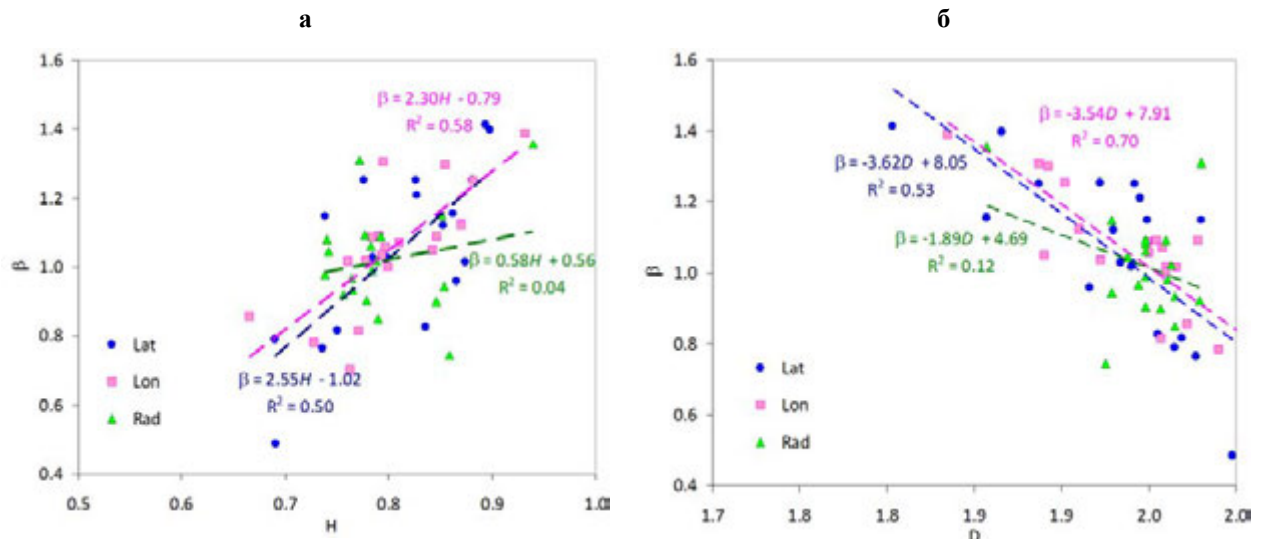


Рис.5.7. Соотношения между динамическими параметрами временных рядов: *а*– H и β ; *б*– D и β . Представлены также линии линейной регрессии и полученные уравнения этих регрессий (цвет соответствует компоненте).

5.3 Связь динамических характеристик рядов смещений пунктов GPS с сеймотектоническими особенностями регионов их расположения

Таким образом, в результате проведенного анализа установлено, что «шумовая», «хаотическая» компонента в исследуемых рядах GPS, в значительной степени не является вредной, подлежащей удалению. Напротив, она **несёт весьма ценную информацию о характеристиках системы** земной коры, генерирующей такие сложные блоковые движения.

Нами проведено сопоставление фрактальных и геодинамических характеристик исследуемых рядов [Захаров, 2013а]. В качестве таковых мы использовали сейсмическую активность района, в котором расположен пункт GPS, а также принадлежность его к так называемым «жестким» (название условное) блокам. «Жесткими» здесь, вслед за [Sella et al., 2002], считаются блоки, которые принадлежат к «стабильным» областям плит, так что расположенные на них наборы пунктов GPS двигаются наиболее согласованным образом и поэтому используются для наилучшего определения эйлеровых параметров вращения плит (полюсы вращения, угловые скорости). Сходное определение использовано нами в главе 3 при определении блоковой структуры по данным GPS. Соответственно, пункты, не принадлежащие к «жестким» блокам, относятся к зонам границ плит или к областям развития внутренних деформаций.

Отнесение анализируемых пунктов GPS к сейсмически активным районам проводилось нами на основе вычисления поверхностной плотности эпицентров землетрясений. Плотность за период времени, соответствующий исследуемым временным рядам (1992–2001 гг.) вычислялась по каталогу NEIC PDE в скользящем окне с

использованием авторского программного обеспечения FrAnGeo [Захаров, 2011₂], результаты представлены на рис. 5.8. Здесь принято пороговое значение 1 событие на 10^4 км² (0.01/100 км²).

Обе характеристики здесь для простоты рассматриваются как бинарные: «г» – «жесткий», «п» – «нежесткий» блоки, «s» – сейсмический, «п» – несейсмический районы, эти параметры представлены в таблице 1.

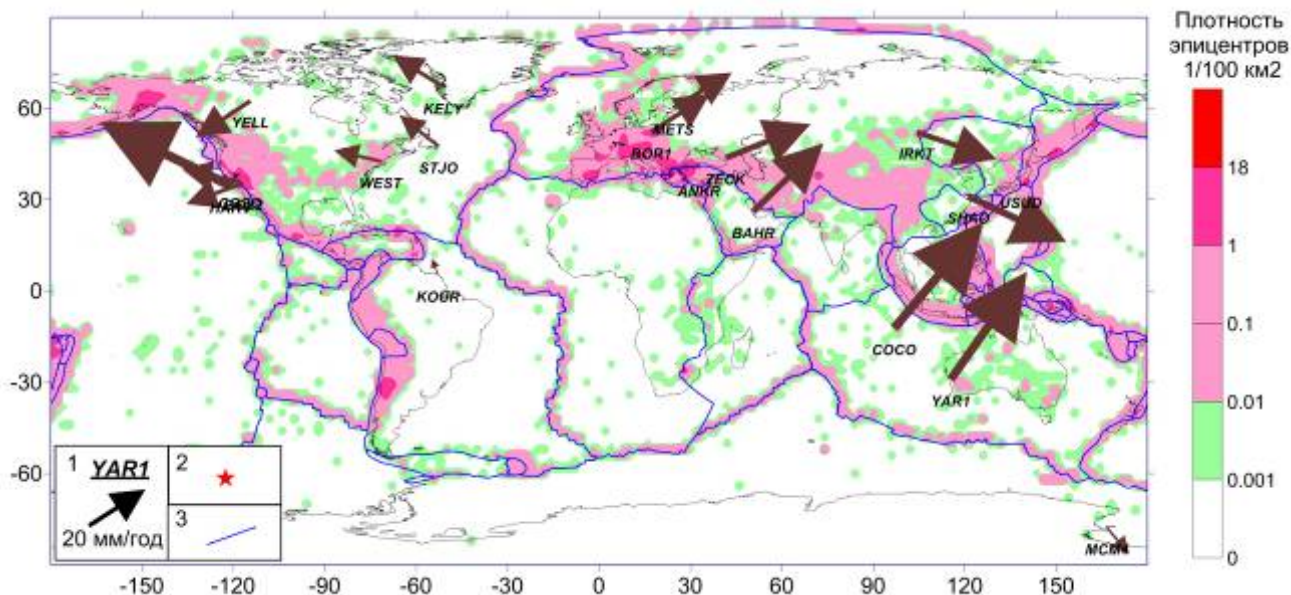


Рис. 5.8. Скорости GPS и поверхностная плотность эпицентров землетрясений, рассчитанная по каталогу NEIC.

Диаграммы для фрактальных характеристик горизонтальных компонент с учетом указанных выше параметров («г» и «s») представлены на рис. 5.9. На первый взгляд они не позволяют непосредственно выделить кластеры (скопления) точек с одинаковыми характеристиками. Приблизительно можно выделить области для пунктов, принадлежащих «жестким» и «нежестким» блокам по параметру β (вверху слева). По остальным параметрам можно только оценочно сказать, что точки, соответствующие изучаемым характеристикам в целом лежат на диаграмме выше или ниже в зависимости от параметра «г» и «s». Однако это (достаточно условное) группирование носит систематический характер. Для уточнения мы провели сопоставление средних (понимая ограниченность и недостатки усреднения) характеристик по каждой из компонент в зависимости от исследуемых геодинамических параметров.

Результаты для долготной компоненты показаны на рис. 5.10. Для остальных компонент результаты носят такой же характер и представлены в таблице 3. Данное представление результатов позволяет выявить систематический характер зависимости от

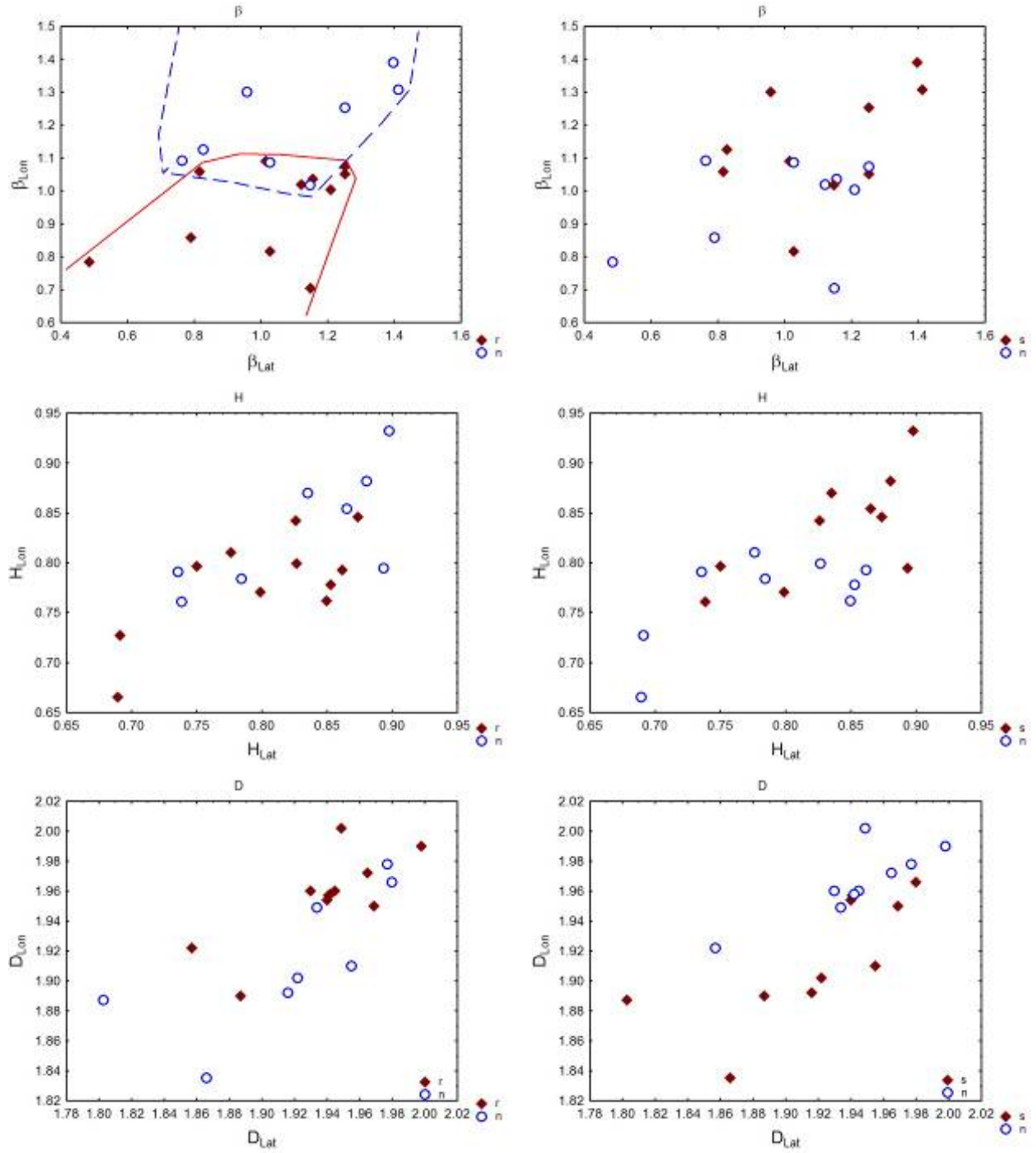


Рис. 5.9. Диаграмма полученных фрактальных характеристик для горизонтальных компонент смещений. Сверху вниз – β , H , D . В левой колонке – по «жесткости» («r» – жесткий, «n» – нежесткий блоки), в правой – по сейсмической активности («s» – сейсмический, «ns» – несейсмический районы).

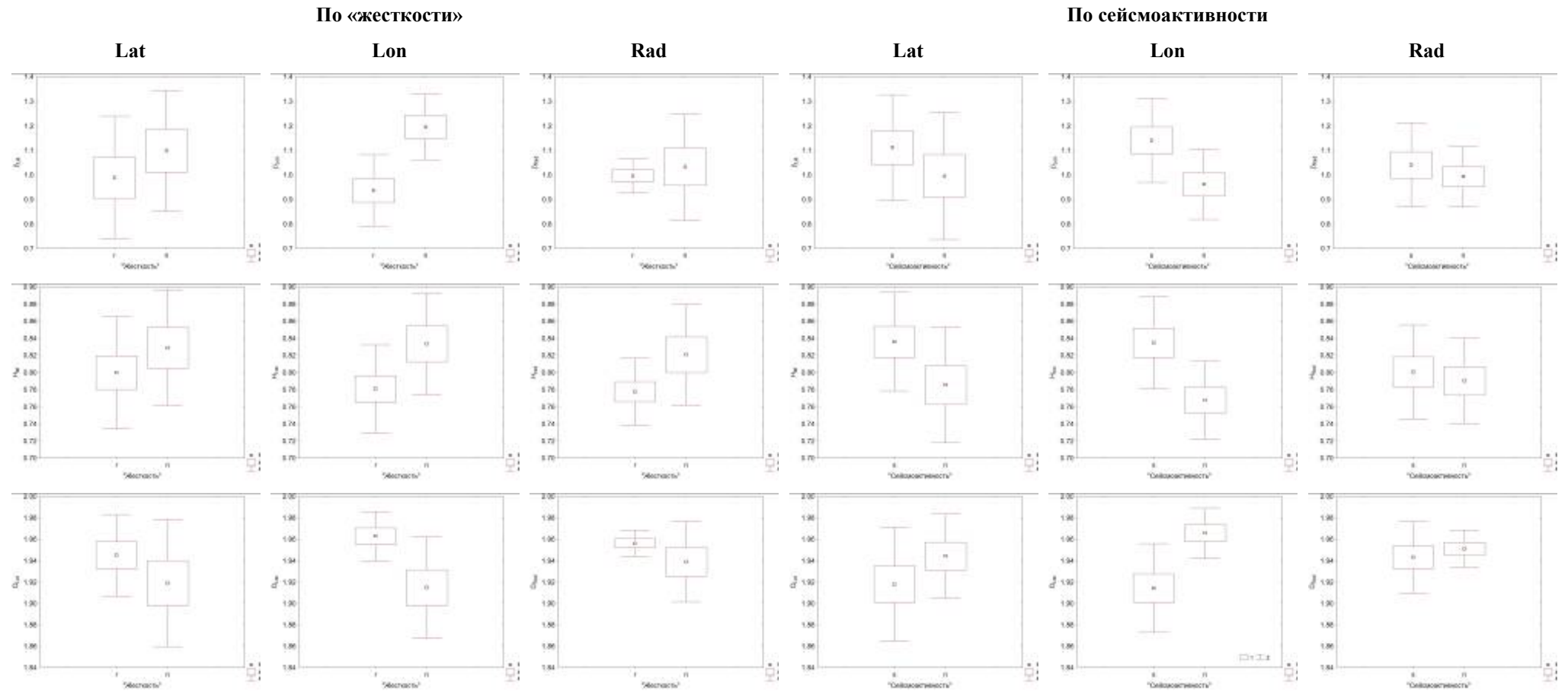


Рис. 5.10. Диаграмма средних значений полученных фрактальных характеристик. Сверху вниз – β , H , D . В левой части – по «жесткости» («г» – жесткий, «п» – нежесткий блоки), в правой – по сейсмической активности («с» – сейсмический, «н» – несейсмический районы). 1 – стандартная ошибка среднего, 2 – стандартное отклонение совокупности.

геодинамических параметров, хотя и не является абсолютно достоверным: диапазоны средних значений с учетом стандартных ошибок не перекрываются, но с учетом стандартных отклонений – перекрываются. Гипотеза о различии средних значений по обеим группировочным («г» и «s») переменным достоверно подтверждается ($p \geq 0.95$) для всех характеристик, определенных по долготным компонентам, но для широтных и вертикальных достоверность различий меньше ($p \geq 0.8$).

Таблица 5.3. Средние значения фрактальных характеристик по компонентам смещения в зависимости от исследуемых геодинамических параметров.

Характеристика	Компонента	«Жесткость»		Сейсмическая активность	
		r (11)	n (8)	s (10)	n (9)
β	Lat	1.03	1.10	1.11	1.00
	Lon	0.95	1.20	1.14	0.96
	Rad	1.01	1.03	1.04	0.99
H	Lat	0.80	0.83	0.84	0.79
	Lon	0.78	0.83	0.83	0.77
	Rad	0.78	0.82	0.80	0.79
D	Lat	1.94	1.92	1.92	1.94
	Lon	1.96	1.91	1.91	1.97
	Rad	1.95	1.94	1.94	1.95

Выявленная закономерность имеет следующий характер. Для пунктов с признаком «г» (принадлежащих «жестким» блокам) средние значения параметров β и H меньше, чем для «нежестких», а средние значения параметра D – наоборот, больше. Как указано выше, меньшие значения β и H и, соответственно, бóльшие значения D , свидетельствует о меньшей доле определенности, детерминированности процесса. Таким образом, результаты указывают, что временные ряды смещений пунктов, принадлежащих «жестким» блокам, несут степень меньшую детерминизма и бóльшую степень стохастичности. Для признака «s» ситуация обратная: средние значения параметров β и H больше, а D – меньше для пунктов, лежащих в сейсмически активных районах. Таким образом, временные ряды пунктов в сейсмически активных районах, а также в пунктах, принадлежащих к «нежестким» блокам, характеризуются большей степенью детерминизма, чем для неактивных районов и «жестких» блоков. Приведенные выше результаты выглядят несколько парадоксально и нуждаются в объяснении.

Прежде всего, отметим, что выделенные группы («жесткость» и сейсмоактивность) в значительной мере не являются независимыми: из 19 точек 7 относятся одновременно к «жестким» блокам и несейсмическим районам, а 6, напротив, одновременно к нежестким блокам и сейсмическим районам (рис. 5.11). Из оставшихся 6 точек 4 относятся к «жестким» и сейсмическим, а 2 – к «нежестким» и не сейсмическим районам. Такое разделение на две группы большинства точек (13 из 19, т.е. 68%), дает возможность приближенно считать, что **«нежесткие» блоки соответствуют сейсмическим районам, а «жесткие» блоки – несейсмическим районам**. Это разделение может быть объяснено следующим образом. «Нежесткие» блоки не являются однородными, а состоят из блоков меньшего масштаба, которые могут совершать дифференциальные движения. Взаимодействие по краям этих разномасштабных блоков находит выражение в наблюдаемой картине сейсмичности [Захаров, 2010б, 2011а, 2011в].

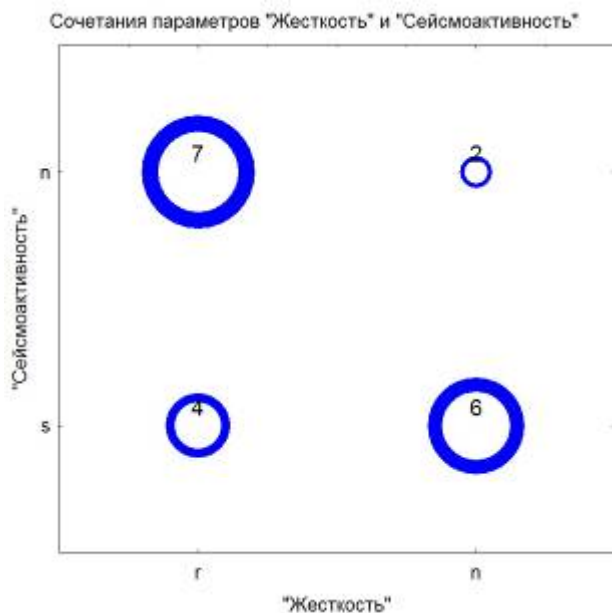


Рис. 5.11. Сочетания параметров «жесткость» и «сейсмоактивность». Размер кругов пропорционален частоте сочетания, значение которой приведено рядом.

Пункты GPS, принадлежащие к «жестким» блокам, участвуют в достаточно согласованном совместном движении (именно эта согласованность и является критерием их отбора для определения эйлеровых параметров движения плит). Однако так как мы анализируем временные ряды со «снятым» трендом, то эта общая, наиболее детерминированная компонента, из нашего рассмотрения исключена. Оставшаяся компонента содержит, кроме случайного, детерминировано-хаотический сигнал, что и отражается в значениях фрактальных характеристик. Для пунктов, не принадлежащих к «жестким» блокам, нет такой значительной общей компоненты, которая снимается вместе с трендом. Однако в таких районах возможна динамика блоков меньшего масштаба. Выявление и анализ таких дифференциальных движений проведен нами для ряда регионов и описан в главе 3, а также в работах [Захаров, Симонов, 2010; Захаров и др.,

2010; Симонов и др., 2006; 2010]. Такие сложные внутриблоковые движения также обладают детерминировано-хаотическими свойствами. Видимо, эта степень детерминизма и проявляется в значениях исследуемых фрактальных характеристик. Возможные модели таких процессов, где значительную роль играет механизм «сухого» трения, обеспечивающий положительную обратную связь, и их свойства рассмотрены нами в главе 6 и в работах [Захаров, 2001, 2002, 2004, 2010б, 2011а, 2011б; Короновский, Захаров, 2000].

Для сейсмически активных районов выявлена определенная степень детерминизма. Это неплохо согласуется с нашими работами [Захаров, 2007, 2008б, 2008г, 2010а], где проанализированы временные ряды сейсмической энергии и показано, что обладают свойствами самоподобия в диапазоне более одного порядка по времени и по частоте. Сейсмический процесс очень сложен и далек от полного детерминизма, однако не является и совершенно случайным (стохастическим). В то же время для районов со слабой сейсмичностью и асейсмических нет общего процесса переработки энергии, и значительную роль играет воздействие большого числа факторов, а также сильнее проявляется вклад случайных помех. Это и проявляется в значениях исследуемых фрактальных характеристик.

Таким образом, результаты, полученные нами при сопоставлении фрактальных характеристик исследуемых рядов GPS и сеймотектонических особенностей районов, имеют вполне логичное объяснение в рамках подходов, применяемых в теории динамических систем и наших работ.

Отметим, что исследуемые динамические характеристики горизонтальных компонент достаточно хорошо согласованы, на что указывает «диагональный» характер распределения точек на диаграммах (рис. 5.9). Они ближе между собой, чем с аналогичными характеристиками вертикальной компоненты. Это подтверждают результаты кластерного анализа, пример которого для параметров β и H представлен на рис. 5.12. (для параметра D результат иной).

При этом важно отметить, что, несмотря на указанные различия, **размах и динамические характеристики хаотического компонента** колебаний **для вертикальной и горизонтальных компонент** смещения **близки** между собой. Контрастный знакопеременный характер вертикальных движений значительной интенсивности выявлен достаточно давно по «обычным» (повторные нивелировки и др.) геодезическим измерениям [Кузьмин, 1989; Сидоров, Кузьмин, 1989], а для горизонтальных движений обычно отмечается именно их направленный характер [Хаин,

Ломизе, 2005]. Однако анализ рядов GPS-измерений, проведенный в нашей работе, показывает, что контрастность и осциллирующий характер движений проявляется также и для горизонтальной компоненты.

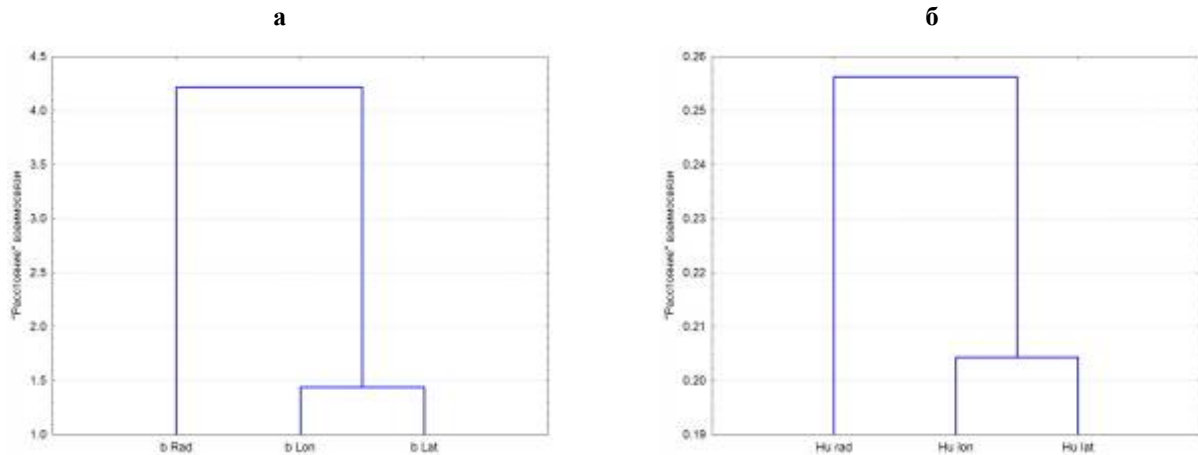


Рис. 5.12. Кластерный анализ, проведенный по значениям параметров: *а* – β ; *б* – H . Горизонтальные компоненты лучше согласованы между собой, чем с вертикальной компонентой.

Наличие фликкер-шумовой компоненты в исследованных временных рядах смещений со спектральным показателем β в диапазоне 0.7–2 и показателем Херста H в диапазоне 0.7–0.9 может быть объяснено двояким образом, как это обсуждалось в разделе 1.8.

1. Выявленный шум – это обобщенный броуновский процесс, в котором на каждом следующем шаге система получает некоторое смещение под воздействием большого количества случайных внешних факторов и, кроме того, происходит некоторая релаксация (возможно, нелинейная) ранее накопленной шумовой компоненты. Временной ряд такого типа как раз характеризуется спектральным показателем $\beta = 1 \div 2$ (вообще говоря, до 3).

2. Система, генерирующая наблюдаемый ряд, относится к классу детерминировано-хаотических. Примером таких систем являются рассмотренные в главе 6 модели блоковой динамики с нелинейным трением, которое играет роль положительной обратной связи, механизм которой приводит к хаотизации поведения (как в моделях, так и в природе). Модели предложены и исследованы в работах [Захаров, 2001, 2002, 2004, 2010б, 2011а, 2011в; Короновский, Захаров, 2000]. Указанные системы имеют динамические характеристики, близкие по значению к полученным в настоящем исследовании, в частности, дают тот же диапазон спектрального показателя β от 0.9 до 2 и показателя Херста H от 0.8 до 0.9 (таблица 5.2). Дискретная динамическая система земной коры таким образом (самоподобно) перерабатывает поступающую энергию. Динамика систем с такими характеристиками предполагает, что на фоне относительно небольших изменений происходят значительные (не порядок большие) всплески. При этом величина

этих выбросов и промежутки времени, их разделяющие, нерегулярны и не могут быть предсказаны. Таким образом, в результате проведенного исследования можно сделать вывод, что, анализ и прогноз (землетрясения, сильные движения и т.д.) в сейсмотектонических и геодинамических системах должен осуществляться адекватными методами, которые разрабатываются в теории динамических систем и фракталов.

Представляется, что на основании полученных результатов нельзя сделать однозначный выбор конкретных моделей, это требует более детального анализа. Однако выявленная корреляция между динамическими параметрами исследуемых рядов смещений и геотектоническими и геодинамическими характеристиками районов (жесткость блоков и сейсмоактивность) **указывают на то, что детерминировано-хаотический процесс** (наряду со случайным) **вносит свой вклад** в наблюдаемые временные ряды смещений.

5.4 Выводы по главе 5

- «Шумовая» компонента в исследуемых рядах GPS несёт весьма ценную информацию о характеристиках сейсмотектонической системы, генерирующей сложные блоковые движения.
- Исследуемые временные ряды GPS проявляют фрактальные свойства в диапазоне, по меньшей мере, одного порядка по частоте.
- Исследуемые ряды относятся к классу фликкер-шума. Система, генерирующая такие сигналы, является детерминировано-хаотической. В ее динамике возможны резкие непредсказуемые изменения режима.
- Поскольку значения b , H и D рассчитаны независимо, они позволяют, подтвердить обоснованность применения теоретических соотношений при оценке фрактальных характеристик природных временных рядов.
- Динамические характеристики рядов смещений пунктов GPS закономерно связаны с сейсмотектоническими особенностями регионов, где расположены пункты, и согласуются с предлагаемыми в работе подходами и моделями.

ГЛАВА 6. БЛОКОВЫЕ МОДЕЛИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ С ТИПИЧНЫМ ЗАКОНОМ ТРЕНИЯ

В настоящей главе рассматриваются некоторые модели сейсмического режима и блоковой динамики, основанные на колебательной системе с нелинейным типичным законом трения, которые объясняют основные особенности сейсмотектонических процессов.

Горные породы согласно результатам экспериментов, представляют собой кулоновскую среду, т.е. являются хрупкой средой с внутренним *сухим* трением [Byerlie, 1968]. В теории прочности Кулона–Мора за разрушение отвечают кулоновские напряжения – разность между касательным напряжением на поверхности разрыва и напряжением сухого трения [Райс, 1982; Ребецкий, 2003, 2007]. В работах Г.Г. Кочаряна с соавторами на основании лабораторных экспериментов показано, что при постепенном изменении напряженно-деформированного состояния массива асимптотика зависимости перемещения от времени близка к квазипластическому течению, в то время как резком изменении скорости деформирования характер межблоковых перемещений чаще всего определяется закономерностями силы сухого трения [Кочарян и др., 2006а, 2006б]. Анализ результатов лабораторных экспериментов позволяет заключить, что динамические события с магнитудой порядка 1–3 с большой вероятностью представляют собой акт проскальзывания по существующей поверхности разрыва, а не распространение трещины в хрупком материале [Кочарян, Павлов, 2007]. Иерархическое строение среды и самоподобие сейсмического процесса дает основание полагать, что такое заключение справедливо и для больших магнитуд, по крайней мере, до $M=6-7$. По образному выражению В.Л. Попова [2013], сейсмотектоника «может рассматриваться как часть трибологии¹».

6.1 Особенности сухого трения

6.1.1 Сухое трение

Силы *сухого* трения возникают при соприкосновении двух твердых тел при отсутствии между ними жидкой или газообразной прослойки. Первое исследование законов трения проводилось Леонардо да Винчи, который установил, что сила трения, возникающая при контакте тела с поверхностью другого тела, направлена против

¹ Трибология – наука о трении, износе, смазке [Основы трибологии, 2001].

направления движения, пропорциональна прижимающей силе и не зависит от площади контакта соприкасающихся поверхностей [Первозванский, 1998; Основы трибологии, 2001; Nosonovsky, Bhushan, 2008].

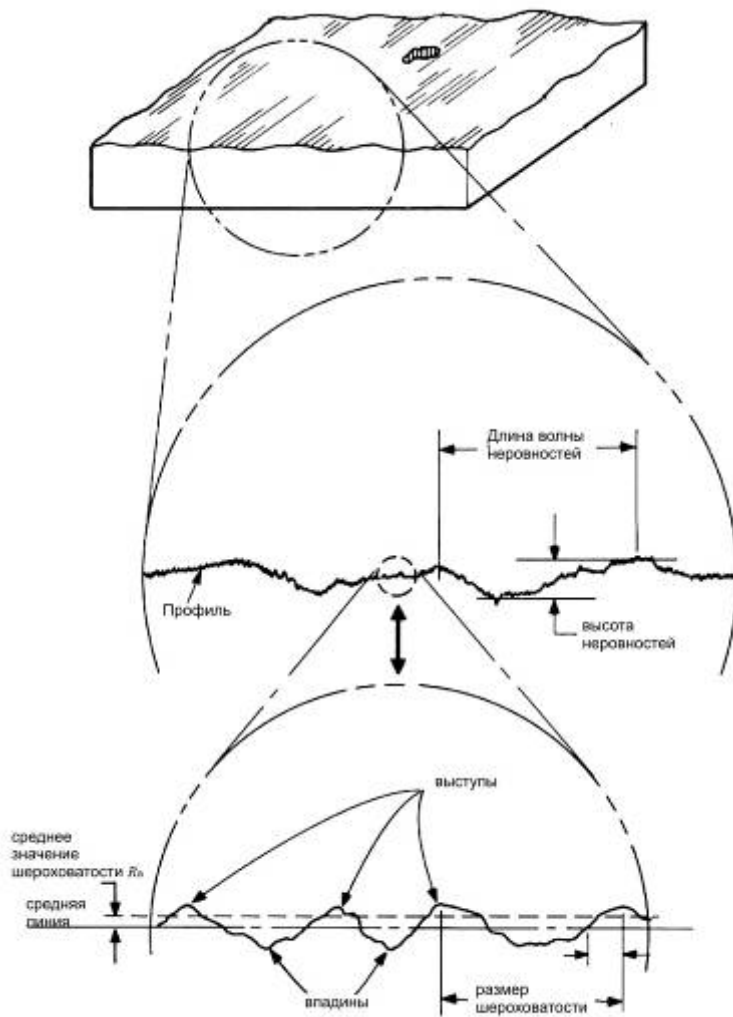


Рис. 6.1. Иерархический самоподобный характер поверхности твердых тел, по [Nosonovsky, Bhushan, 2008] с изменениями.

Поверхности физических тел (в частности, границы блоков) имеют сложное неоднородное строение, причем эта неоднородность носит иерархический самоподобный (точнее, самоаффинный) характер (рис. 6.1): неровности похожи на разных масштабных уровнях и описываются степенными законами. Законы трения, установленные эмпирически, есть проявление сложных процессов, проходящих на **разных масштабных уровнях** [Основы трибологии, 2001; Nosonovsky, Bhushan, 2008].

Кроме того, величина коэффициента трения зависит от ряда параметров: от скорости v относительного движения трущихся поверхностей, от времени существования («возраста») контакта, от масштаба неоднородностей трущихся поверхностей. Эти зависимости существенным образом влияют на динамику систем с трением.

6.1.2 Зависимость трения от скорости

Начиная с исследований Амонтона и Кулона, было предложено много эмпирических зависимостей величины коэффициента трения от скорости относительного движения трущихся поверхностей $\mu = \mu(v)$ [Первозванский, 1998], основные варианты представлены на рис. 6.2. Простейший закон сухого трения, предложенный Амонтоном еще в 1699 г. имеет вид, показанный на рис. 6.2а. Однако многочисленные эксперименты показали, что закон трения имеет более сложный вид. Закон трения, предложенный Кулоном в 1781 г., представлен на рис. 6.2б. В кулоновском законе коэффициент трения «покоя» μ_s при относительной скорости, равной 0, больше коэффициента трения «скольжения» μ_d . Дальнейшие исследования показали, что при малых значениях относительной скорости коэффициент трения уменьшается относительно плавно при увеличении скорости, затем может быть постоянным в некотором диапазоне скорости, а при больших относительных скоростях может снова возрастать [Основы трибологии, 2001]. Закон зависимости силы трения от скорости такого вида показан на рис. 6.2в.

Существует довольно много вариантов аналитического задания особенностей сухого трения [Carlson, Langer, 1989; De Sousa Vieira, Herrmann, 1994; Dieterich, 1978, 1979; Elmer, 1997; Kilgore et al., 1993; Lim, Chen, 1998; Schmittbuhl et al., 1996a, 1996б, многие другие].

Для кулоновского закона зависимость от скорости имеет вид:

$$\mu(v) = \mu \operatorname{sign}(v), \quad (6.2)$$

где v – относительная скорость трущихся поверхностей, sign – функция знака.

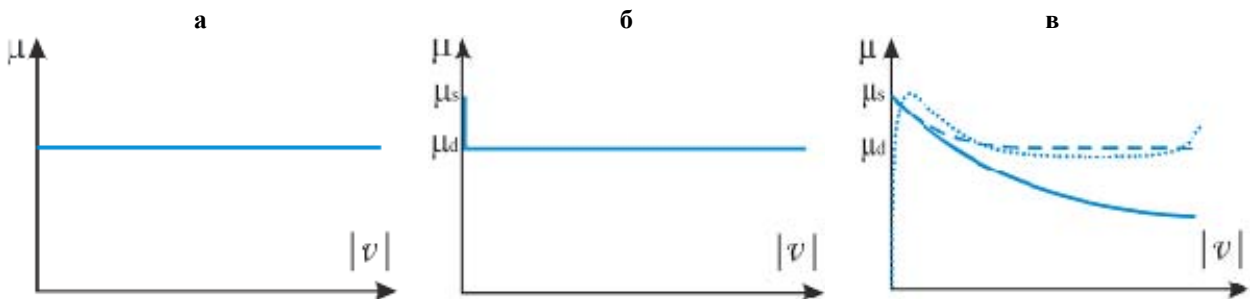


Рис. 6.2. Зависимость коэффициента трения от скорости. а– закон Амонтона, б– закон Кулона, в– современные зависимости для сухого трения. Сплошная линия – закон (6.3), штриховая линия – закон (6.5), пунктирная линия – закон с учетом крипа.

Широко распространенным является задание закона трения в виде:

$$\mu(v) = \mu_s \frac{1}{1 + \delta|v|}, \quad (6.3)$$

где δ – параметр, определяющий скорость спадания зависимости [De Sousa Vieira, Herrmann, 1994; De Sousa Vieira, 1999; Schmittbuhl et al., 1996a, 1996б] (рис. 6.2в, сплошная линия). Иногда этот закон записывают в виде

$$\mu(v) = \mu_s \frac{1}{1 + \delta \frac{|v|}{v^*}}, \quad (6.4)$$

где v^* – масштаб скорости.

К недостаткам такого аналитического задания относится то, что при больших скоростях в данной модели трение стремится к 0, что не очень хорошо соответствует экспериментальным данным. Но при малых скоростях модель достаточно удовлетворительна.

В [Leine, Nijmeijer, 2004] приводится возможная аналитическая зависимость для сухого трения, соответствующая штриховой линии на рис. 6.2в:

$$\mu(v) = \mu_d + \frac{\mu_s - \mu_d}{1 + \delta |v|}, \quad (6.5)$$

В работах [Вадковский, Захаров, 2002; Захаров, 2001, 2010б, 2011а; Короновский, Захаров, 2000] предложен другой вариант аналитического задания функции $\mu(v)$, также качественно соответствующий штриховой линии на рис. 6.2в:

$$\mu(v) = \begin{cases} \mu_d + (\mu_s - \mu_d)\delta(1 - v)^3, & 0 < |v| < 1 \\ \mu_d, & |v| > 1 \end{cases}, \quad (6.6)$$

В [Elmer, 1997] предлагается следующий закон трения, совпадающий с кулоновским законом при малых скоростях, и предполагающий линейный рост при больших скоростях., а в [BurrIDGE, 2006] – вариант кусочно-непрерывной функции, в котором коэффициент трения не имеет скачка в 0 при больших скоростях увеличивается, что примерно соответствует пунктирной линии на рис. 6.2в.

На рис. 6.3 представлены экспериментальные данные по зависимости коэффициента трения от скорости относительного движения, по [Marone, 1998a].

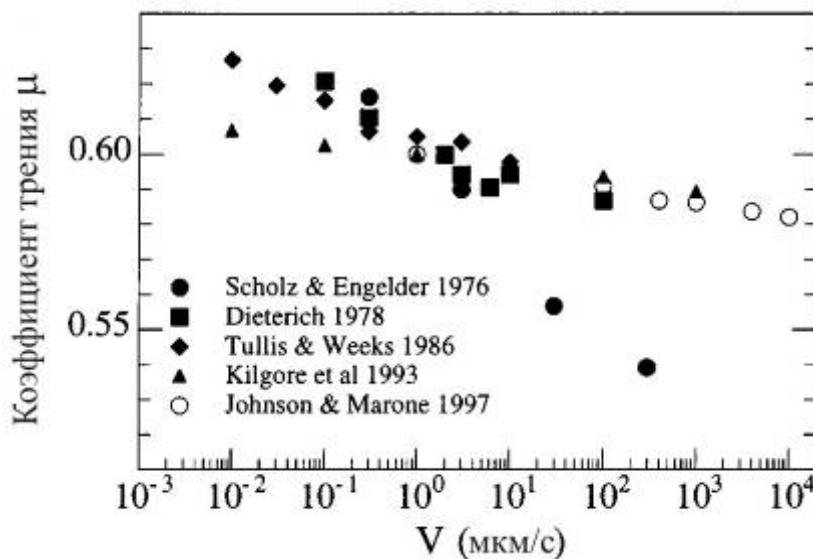


Рис. 6.3. Экспериментальная зависимость коэффициента трения от скорости относительного движения. Черные символы – для гладких поверхностей, белые – для шероховатых, по [Marone, 1998a], с изменениями.

6.1.2 Зависимость коэффициента трения покоя от времени

Со времен Кулона известно, что, кроме того, что коэффициент трения скольжения падает с увеличением скорости, наблюдается также и иной эффект - коэффициент трения покоя μ_s **увеличивается** с течением времени t контакта, примерно по логарифмическому закону [Попов, 2013; Dieterich, 1972, 1978; Marone, 1998a; 1998b; Scholz, 2002; Jaeger et al., 2007; Nosonovsky, Bhushan, 2008; Popov, 2010]:

$$\mu_s = \mu_{s0} + b \ln(1 + t/\tau), \quad (6.7)$$

где μ_{s0} - коэффициент трения покоя в начальный момент времени, τ - характерное время. Характерное время τ имеет величину порядка 1 с., параметр $b = 0.001 - 0.01$ для разных горных пород [Paterson, Wong, 2005]. Зависимость коэффициента трения покоя от времени контакта, по [Marone, 1998a] представлена на рис. 6.4.

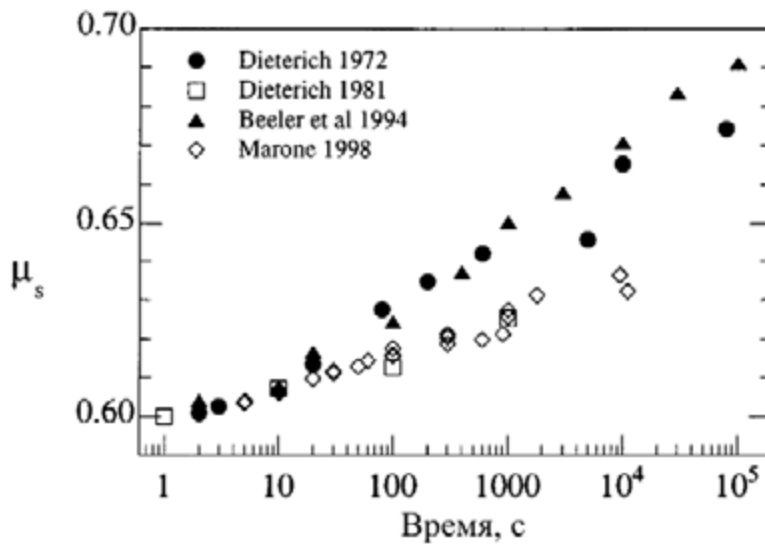


Рис. 6.4. Зависимость коэффициента трения покоя от времени контакта, по [Marone, 1998a], с изменениями.

6.1.3 «Объединенный» закон трения

В законе трения, предложенном Dieterich и Ruina, объединены оба этих эффекта [Попов, 2013; Dieterich, 1978, 1979, 1992, 1994; Jaeger et al., 2007; Modelling Critical..., 2006; Rice, Ruina, 1983; Ruina, 1983; Marone, 1998a, 1998b; Nosonovsky, Bhushan, 2008; Paterson, Wong, 2005; Popov, 2010; Scholz, 2002; Sornette, 2006]. Коэффициент трения зависит от мгновенной скорости, а также от переменной состояния θ :

$$\mu = \mu_0 - a \ln\left(\frac{v^*}{|v|} + 1\right) + b \ln\left(\frac{v^* \theta}{L_c} + 1\right), \quad (6.8)$$

Константы a и b в соотношении (6.8) положительны и по порядку величины составляют $10^{-2} - 10^{-3}$, L_c имеет порядок 5 -10 мкм в лабораторных условиях, его масштабирование для больших систем пока неясно; типичное значение v^* около 0.2 м/с.

Этот закон трения является общим и хорошо доказанным, и справедлив как для горных пород (для которых он был сформулирован), так и для полимеров, стекла, бумаги, дерева, некоторых металлов.

В статическом случае $\theta = t$. Таким образом, переменная состояния θ может быть интерпретирована как **средний возраст** стабильного **контакта**. Параметр L_c может быть интерпретирован как критическая величина сдвига, во время которого все существующие микроконтакты разрушаются, и возникают новые.

Для установившегося скольжения $|v| = \frac{L_c}{\theta}$, и коэффициент трения определяется выражением:

$$\mu = \mu_0 - (a - b) \ln \left(\frac{v^*}{|v|} + 1 \right). \quad (6.9)$$

что соответствует зависимости, показанной на рис. 6.2*в* штриховой линией.

6.1.4 Зависимость коэффициента трения от масштаба

Сухое трение – результат проявления многих механизмов, действующих на различных масштабных иерархических уровнях. Общей чертой этих механизмов, с одной стороны, является наличие слабого межповерхностного сцепления по сравнению со связями внутри материала. Это приводит к практически линейной зависимости силы трения от нагрузки в большинстве режимов трения. С другой стороны, фундаментальная нелинейность фрикционных систем обеспечивает возникновение иерархических структур и статистические механизмы рассеяния энергии [Nosonovsky, Bhushan, 2008].

К еще одной важной особенности трения относится зависимость от коэффициента трения от масштаба. Установлено, что он уменьшается при увеличении масштаба неоднородностей (при переходе движений на большие масштабы). При этом характер зависимости имеет степенной вид [Carpinteri, Paggi, 2005, 2009]

$$\lg \mu_0 = \lg \mu^* - \Delta \lg \delta \quad (6.10)$$

На рис. 6.5 представлены зависимости коэффициента трения μ_0 от масштаба неоднородностей δ по результатам лабораторных экспериментов, данным по скважинам и по разломным зонам.

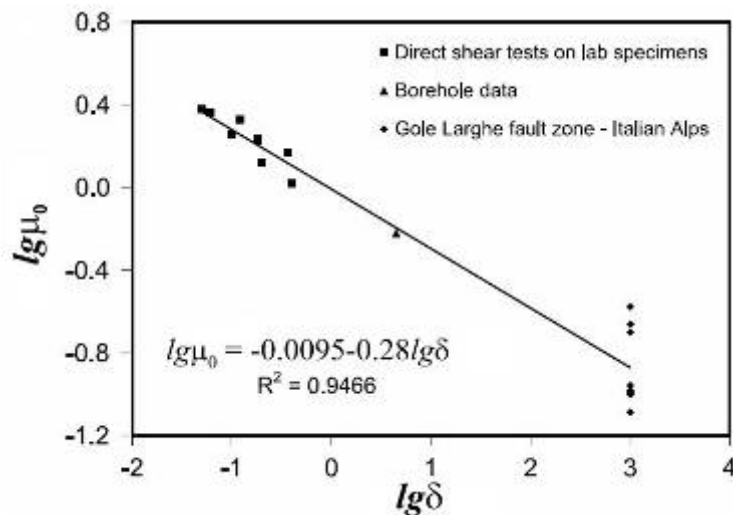


Рис. 6.5. Степенной характер зависимости коэффициента трения от масштаба неоднородностей (b – в метрах). Результаты лабораторных экспериментов, данные по скважинам и по разломным зонам, а также закон вида (6.10). По [Carpinteri, Paggi, 2009], с изменениями.

Таким образом, трение представляет собой элемент **положительной обратной связи**, причем тройким образом – по скорости, времени и масштабу движений. Уменьшение трения при росте относительной скорости v (второй член в (6.8)) приводит к самоускорению начавшегося движения. Увеличение коэффициента трения в зависимости от времени контакта θ (третий член в (6.8)) приводит к тому, что чем дольше существует стабильный контакт, тем он прочнее. Это согласуется с возрастанием эффективной вязкости блочной среды в зависимости от времени деформирования [Кочарян и др., 2005]. Уменьшение трения при увеличении масштаба неоднородностей (6.10) приводит к тому, что при переходе движений на большие масштабы оно самоускоряется. Конечно, все это проявляется в некотором диапазоне параметров. Указанные особенности трения, как представляется, могут быть использованы для объяснения механизма накопления в блочной среде остаточных перемещений при малых динамических воздействиях с направленной составляющей [Адушкин и др., 2009; Будков и др., 2010; Костюченко и др., 2002; Кочарян и др., 2006б]

Наличие в системе нелинейного трения приводит к возникновению важных характерных особенностей ее динамики.

6.2 Блочные модели в сейсмотектонике и особенности их динамики

6.2.1 Фрикционные автоколебания

Рассмотрим динамику системы, которую, несмотря на простоту, обычно используют при изучении трения, как теоретического, так и экспериментального («груз на движущейся ленте») [Андронов, Витт, Хайкин, 1981; Иванов, 2009; Основы трибологии, 2001; Попов, 2013; Nosonovsky, Bhushan, 2008; Попов, 2010]. К неподвижному основанию прикреплен пружиной (жесткость пружины k) и демпфером блок массой m , нижней своей поверхностью лежащий на ленте, движущейся с постоянной скоростью V_0 (лента

транспортера), как изображено на рис. 6.6. Между лентой и блок действует сила сухого трения.

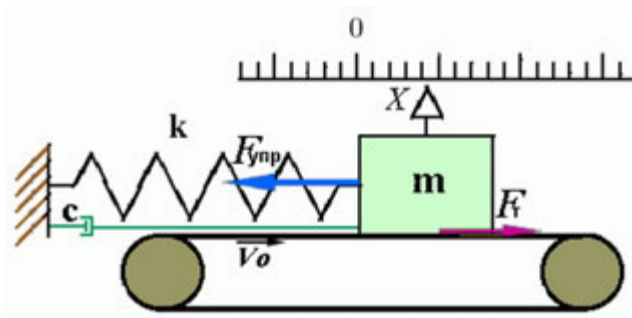


Рис. 6.6. Система «груз на ленте».

Тело увлекается лентой, но этому поступательному движению препятствует пружина, которая срывает тело с ленты, когда сила упругости превышает силу трения. Груз совершает автоколебания с частотой, близкой к собственной частоте. В некоторый момент значения скорости груза и ленты сравниваются, сила трения резко возрастает, груз «прилипает» к ленте, и они начинают двигаться вместе до следующего срыва. На рис. 6.7 показаны результаты моделирования динамики системы с законом трения (6.6): фазовая диаграмма (в координатах X - V) и временная развертка. На рисунке видно, что в системе происходят автоколебания типа *stick-slip*: прилипание сменяется резкими срывами блока с ленты.

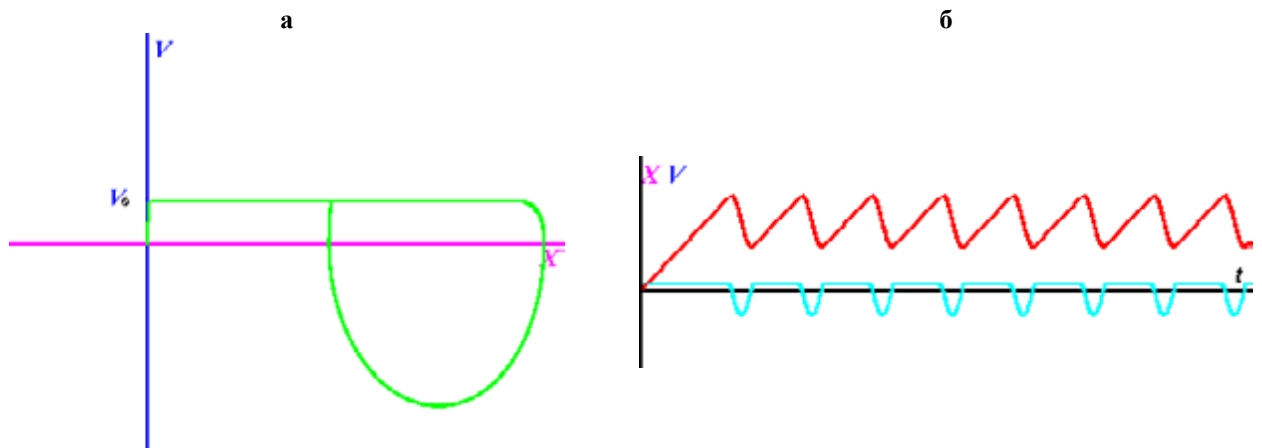


Рис. 6.7. Фрикционные автоколебания в системе с сухим трением. а– фазовая диаграмма; б– временная диаграмма.

Рассмотренное явление называется *фрикционными автоколебаниями*, которые являются нежелательным эффектом в технике, и с которыми борются. В быту они тоже могут быть не слишком приятны – в качестве примера можно привести скрип. Но для сейсмотектоники фрикционные автоколебания имеют особое значение: по современным представлениям именно с механизмом такого рода связано возникновение землетрясений.

Подчеркнем, что главной причиной, приводящей к здесь возникновению фрикционных автоколебаний, является особенность сухого трения - превышение «трения

покоя» μ_s над «трением скольжения» μ_d и падения силы трения при увеличении скорости. При этом конкретный вид функции, описывающей это падение, не столь важен.

6.2.2 Модели Барриджа и Кнопова

Рассмотренная в предыдущем разделе достаточно простая модель является вариантом предложенной Барриджем и Кноповым [Burridge, Knopoff, 1967] модели, представленной на рис. 6.8а. Впоследствии она развивалась многими исследователями как модель генерации землетрясений при относительном движении бортов разлома [Bak et al., 1987, 1988; Bak, Tang, 1989; Schmittbuhl et al., 1996; Turcotte, 1997; Cartwright et al., 1997, 1999; Scholz, 1998; Lim, Chen, 1998; Marone, 1998; De Sousa Vieira, 1992, 2000; Akishin et al., 2000; Non-Linearity..., 1994; Modelling Critical..., 2006; Popov, 2010].

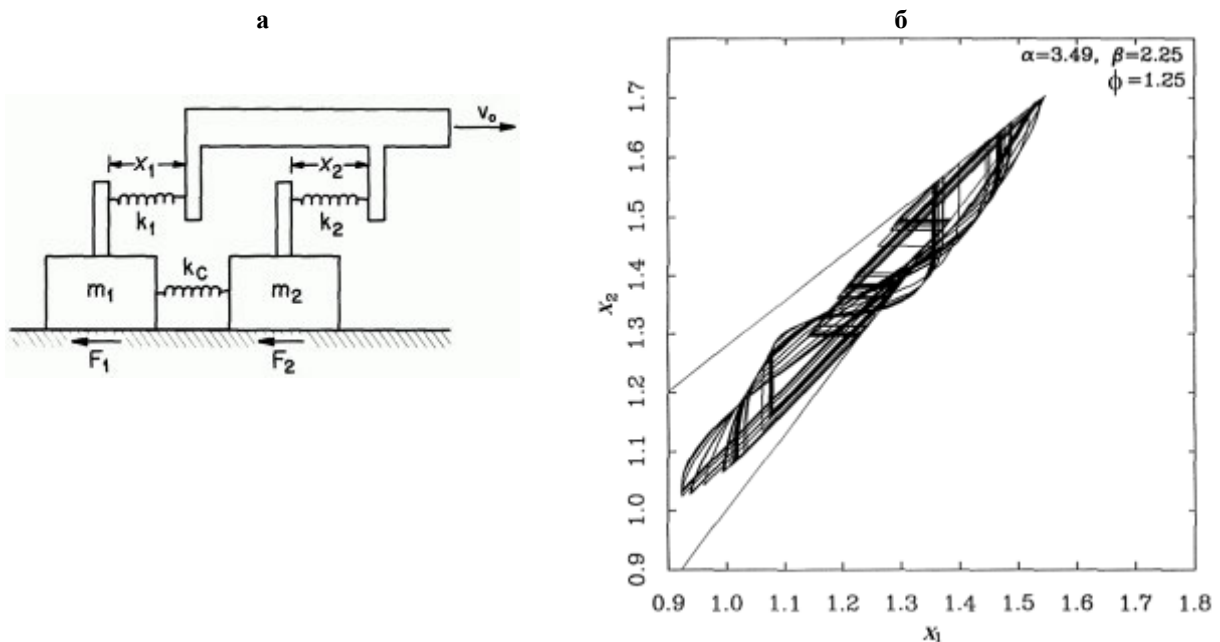


Рис. 6.8. Модель Барриджа и Кнопова. а– двухблочная система; б– фазовый портрет динамики системы в координатах (X_1, X_2) в режиме хаотических колебаний. По [Turcotte, 1997] с изменениями

Динамика рассмотренной выше модели кажется слишком простой для представления сеймотектонического процесса – все срывы (т.е. модельные землетрясения) в ней происходят периодически и предсказуемо. Однако добавление в систему второго блока (рис. 6.8а) приводит к качественному изменению ее поведения [Turcotte, 1997]. Здесь k_c , $k_1 = k_2 = k$ – жесткость пружин, моделирующих силы упругой связи блоков друг с другом и с ведущим блоком; F_1 и F_2 – силы трения, действующие на основания первого и второго блоков; μ_1 и μ_2 – соответствующие коэффициенты трения. В этой модели для каждого блока принят чисто кулоновский закон трения (рис. 6.2б) $\mu_s > \mu_d$.

Блоки в системе взаимодействуют: движение одного блока может вызвать срыв другого и наоборот. Анализ динамики данной системы подробно проведен в [Turcotte, 1997]. Вводятся два управляющих параметра $\alpha = k_c/k$ (степень связи блоков между собой)

и $\beta = \mu_{s2}/\mu_{s1}$ (асимметрия трения покоя для блоков). В зависимости от значений этих управляющих параметров система демонстрирует различное поведение. В случае $\beta = 1$ в системе происходят периодические автоколебания. В случае различия коэффициентов трения для блоков ($\beta \neq 1$) поведение системы становится гораздо сложнее и разнообразнее. В зависимости от значения параметра α в системе возможны как периодические, так и хаотические режимы. На рис. 6.8б представлены фазовый портрет системы в координатах (X_1, X_2) в режиме хаотических колебаний. При некоторой модификации двухблоковой системы Барриджа-Кнопова хаотическое поведение наблюдается даже в симметричном случае [De Sousa Vieira, 1999].

Таким образом, состоящая всего из двух связанных блоков автоколебательная система с сухим трением может демонстрировать как периодическое, так и сложное хаотическое поведение в зависимости от значений управляющих параметров. Очевидно, что увеличение количества элементов в таких системах приведет к еще большему усложнению динамики. В следующих разделах рассматривается ряд моделей геологических систем, состоящих из набора блоков, связанных силами упругости и силами сухого трения.

6.2.4 Модель движения сцепленных блоков по разлому («train»-модель)

Измерения деформаций земной поверхности свидетельствуют о ее наличии колебаний с различными периодами и амплитудами. В некоторых местах наблюдаются относительно плавные изменения, в других – очень быстрые (землетрясения).

Для описания движения по разлому предложена модель сцепленных друг с другом блоков («train»-модель, рис. 6.9). На каждый блок действуют упругие силы со стороны соседних блоков, вязкая сила сопротивления среды и сила трения со стороны движущейся с постоянной скоростью V_0 поверхности [Вадковский, Захаров, 2002].

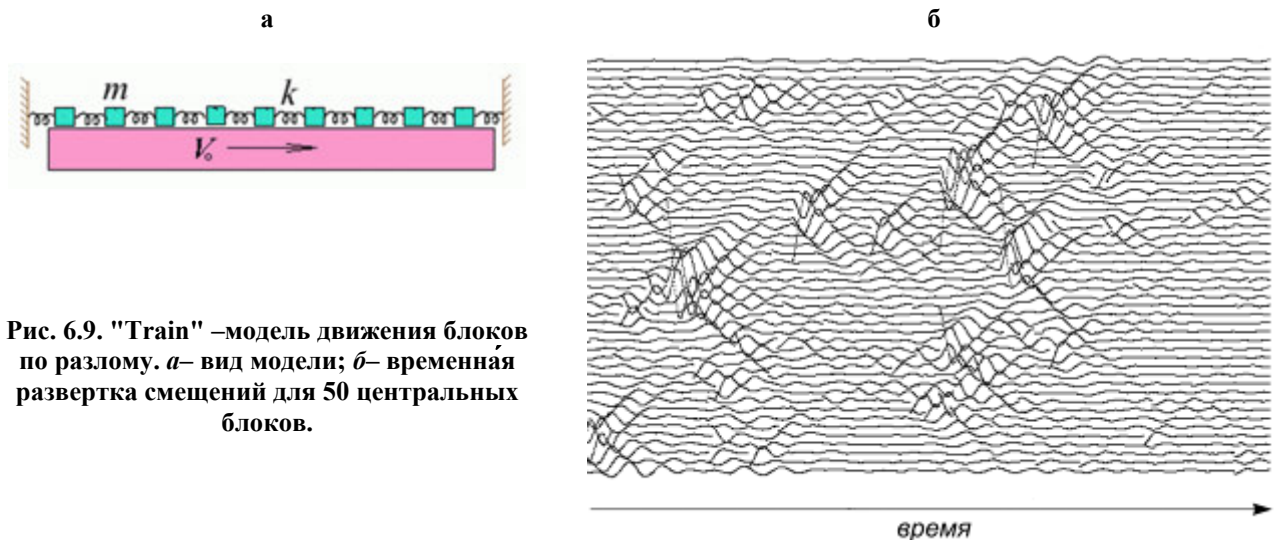


Рис. 6.9. "Train" –модель движения блоков по разлому. а– вид модели; б– временная развертка смещений для 50 центральных блоков.

На рис. 6.9б показана временная развертка смещений $X_i(t)$ для 50 центральных блоков из общего количества блоков в цепочке $N = 100$. В цепочке наблюдаются скачки отдельных блоков, которые являются моделью землетрясений. Эти скачки могут вызывать, а могут и не вызывать смещения соседних блоков. Вследствие наличия затухания это возмущение уменьшается с течением времени. Момент времени появления каждого скачка и знак смещения (вверх или вниз) непредсказуемы. Скачку не предшествует какое-либо особое поведение. Сколь угодно малое изменение начальных условий не приводит к качественному изменению поведения блоков, но последовательность скачков во времени становится совершенно другой.

Эта модель позволяет понять особенности проявления сейсмичности вдоль разлома, а также и динамику бортов разлома. Управляющим параметром в данной модели является скорость смещения V_0 ведущей поверхности.

Фактически рассмотренная модель является вариантом train-модели Барриджа и Кнопова [Knopoff, 1996; Cartwright et al., 1997]. Динамика train-модели Барриджа и Кнопова для 10 блоков с законом трения вида (6.3) рассмотрена в [Akishin et al., 2000]. Фазовая диаграмма в координатах $(X-V)$, представленная на рис. 6.10, показывает хаотический (вида stick-slip) характер динамики рассматриваемой train – модели.

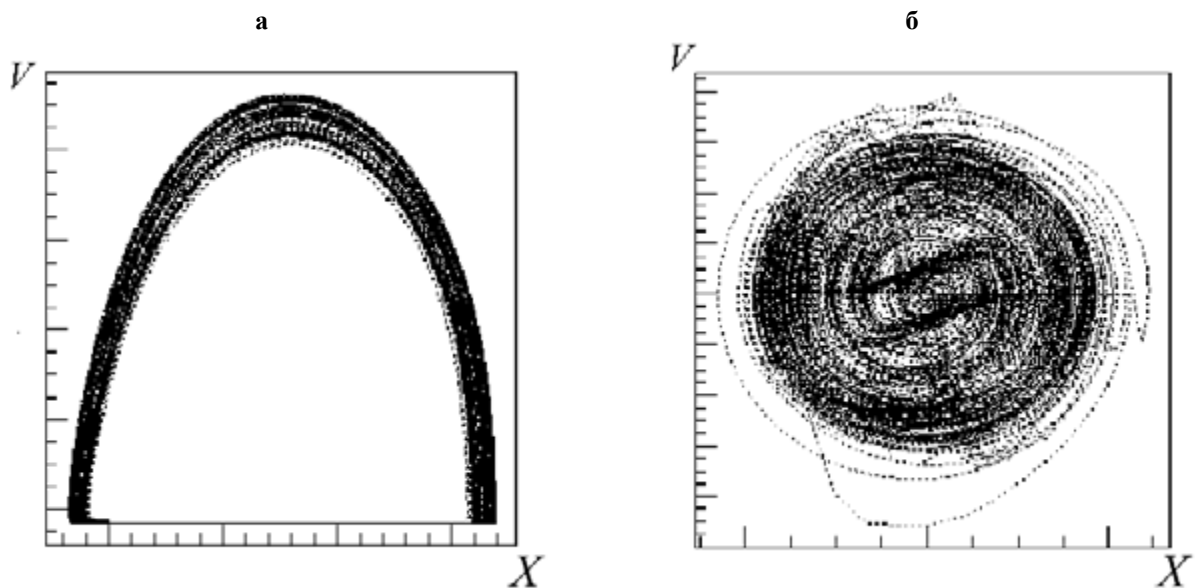


Рис. 6.10. Фазовые портреты динамики train – модели из 10 блоков с линейной силой упругости. а– для 1-го; б– для 2-го блоков, по [Akishin et al., 2000].

Предложено большое количество разнообразных моделей, развивающих подход Барриджа и Кнопова. В работах [Olami et al., 1992; Turcotte, 1997] рассмотрен двумерный вариант модели (рис. 6.11а), который иногда называют моделью Олами-Федера-Кристенсена. Здесь блоки, входящие в систему, соединены в одном направлении пружинами, а в другом – упругими стержнями, и взаимодействуют с основанием

посредством сил сухого трения. Такая система демонстрирует поведение, называемое *самоорганизованной критичностью* (СОК) [Bak et al., 1987, 1988, 1994; Bak, Tang, 1989]. Моделирование динамики таких систем широко используются для объяснения особенностей сейсмического процесса [Kossobokov et al., 2000; Newman, Turcotte, 2002; Turcotte, 1999; и многие другие]. Системы с СОК считаются одним из возможных объяснений генерации широко распространенных в природе $1/f$ шумов [Christensen et al., 1992]. В СОК при постоянном сигнале на «входе» сложной динамической системы, на «выходе» наблюдаются набор событий («лавины») разных масштабов, распределение которых по тем или иным характеристикам носит степенной характер. Аналогичные модели с СОК применяются также и для описания лавин, оползней, лесных пожаров и т.д. [Malamud, Turcotte, 1999; Turcotte et al., 2002].

В работах [Шаповал, Шнирман, 2008, 2009а, 2009б] показано, что при определенных условиях в модели в системе возможен некоторый прогноз. Эффективность прогноза повышается с увеличением размера предсказываемых событий [Шаповал, Шнирман, 2008]. При введении в модель сильной диссипации удастся выявить предвестники сильных модельных землетрясений – им предшествует определенное затишье.

Существует также иерархическая модификация [Schmittbuhl et al., 1996] модели Барриджа и Кнопова (рис. 6.11б). В этой системе взаимодействующие посредством упругих связей блоки имеют размеры, подчиненные степенному закону распределения, и жесткости связывающих пружин пропорциональны размерам блоков.

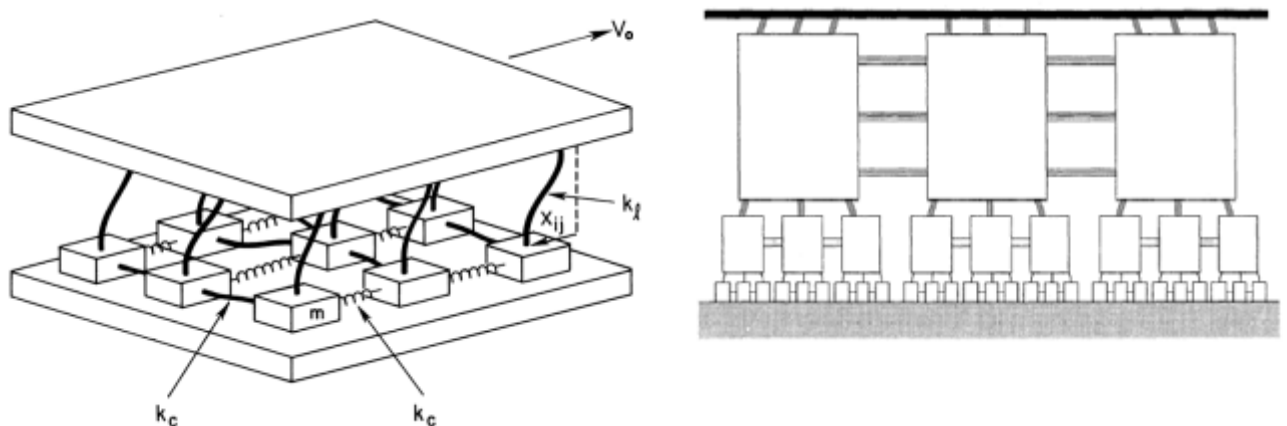


Рис. 6.11. Развитие модели Барриджа-Кнопова. а – Двумерная модель Теркотта, по [Turcotte, 1997]; б – Иерархическая модель, по [Schmittbuhl et al., 1996].

6.2.5 Степенные законы, порождаемые в моделях с нелинейным сухим трением

Блочные автоколебательные модели с нелинейным трением, как уже указывалось, предлагаются для объяснения особенностей сейсмичности. Одной из важных особенностей, как это обсуждалось в главе 1, являются степенные законы распределений

характеристик сейсмичности по пространству, энергии и времени. Исследование моделей типа Барриджа-Кнопова позволило установить для них сходные особенности распределений.

В пространстве. В [Turcotte, 1997] показано, что модель, представленная на рис. 6.11а демонстрирует сложное коллективное поведение. Блоки могут совершать колебания по отдельности, а могут объединяться в кластеры, в которых совершают согласованные движения. При этом распределение кластеров по размерам носит степенной характер (рис. 6.12).

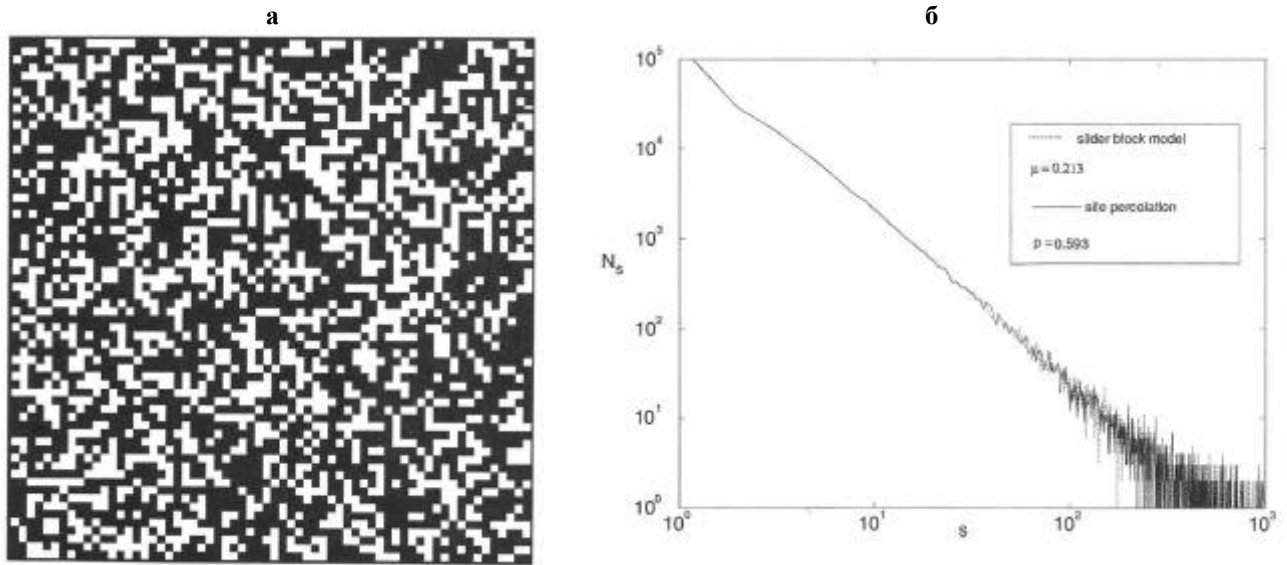


Рис. 6.12. Объединение блоков в 2D блоковой модели: а– кластеры блоков (светлые – неподвижны, темные– двигаются); б– Распределение по площади S кластеров, объединяющих блоки. По [Turcotte, 1997].

По энергии (магнитуде). Модели типа Барриджа-Кнопова порождают распределения для модельных «землетрясений», соответствующих распределениям для природных землетрясений. Степенные распределения по энергии получены для них как по результатам исследования лабораторного, так и численного моделирования. На рис. 6.13 представлено степенное распределение по энергии модельных землетрясений по результатам экспериментов [Bak et al., 1994; Olami et al., 1992; Burridge, 2006].

В книге [Modelling Critical..., 2006] приводятся результаты численных экспериментов, которые дают распределение модельных «землетрясений» по «магнитудам». В качестве магнитуды берется величина,

$$M = \log_{10} \left(\sum_i X_i \right), \quad (6.11)$$

где X_i – смещение i -го блока. Полученное распределение соответствует закону Гутенберга–Рихтера, но только в некотором диапазоне магнитуд. Для больших (в данной

модели) значений магнитуд проявляется значительное отклонение от закона, что свидетельствует об ограниченности модели (рис. 6.14).

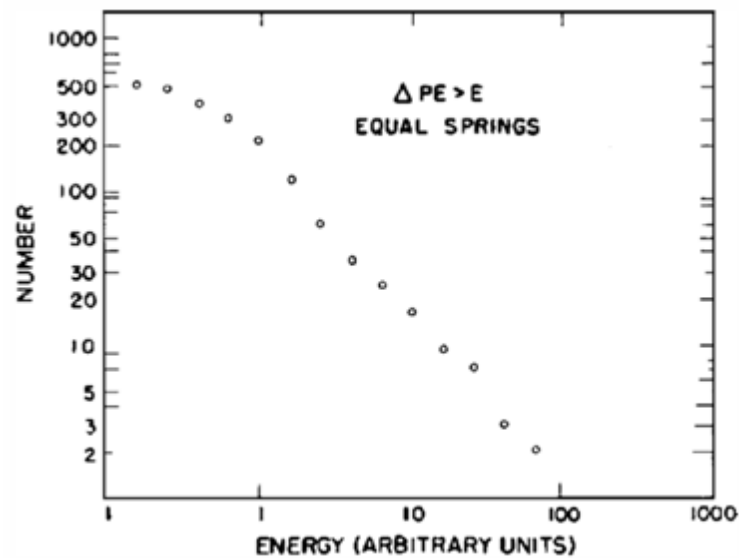


Рис. 6.13. Распределение по энергиям модельных землетрясений в модели Барриджа-Кнопова (по результатам экспериментов), по [Burridge, 2006].

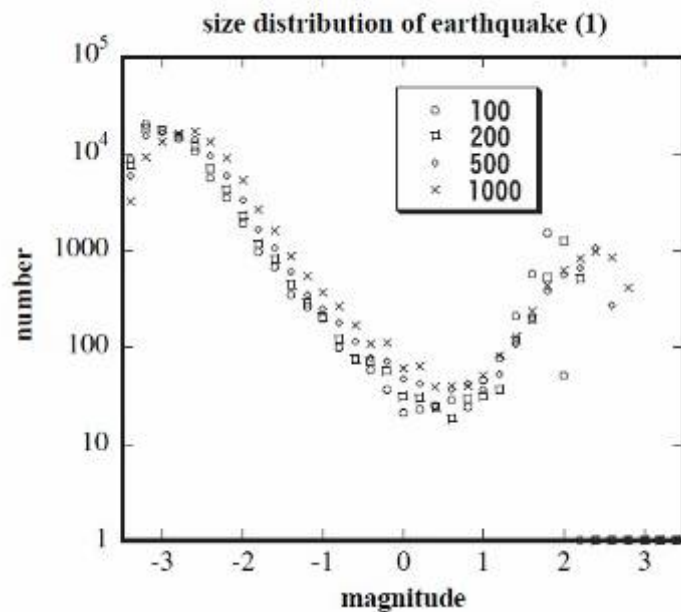


Рис. 6.14. Распределение по магнитудам модельных землетрясений в модели Барриджа-Кнопова (по результатам численных экспериментов), по [Burridge, 2006].

Во времени. Лабораторные эксперименты позволяют получить затухание модельного «афтершокового» процесса после сильных событий, которое описывается законом, аналогичным закону Омори [Modelling Critical..., 2006] (рис. 6.15).

Такое затухание является следствием нелинейной связи, задаваемой законом трения. В работах [Dieterich, 1994, 1995; Gombert et al., 2005; Hainzl, Marsan, 2008; Helmstetter, Shaw, 2009, и других] показано на основе анализа математической модели и численных экспериментов, что закон трения вида (6.8) приводит в моделях генерации

землетрясений к затуханию количества «афтершоков» во времени по степенному закону, подобному закону Омори (рис. 6.16).

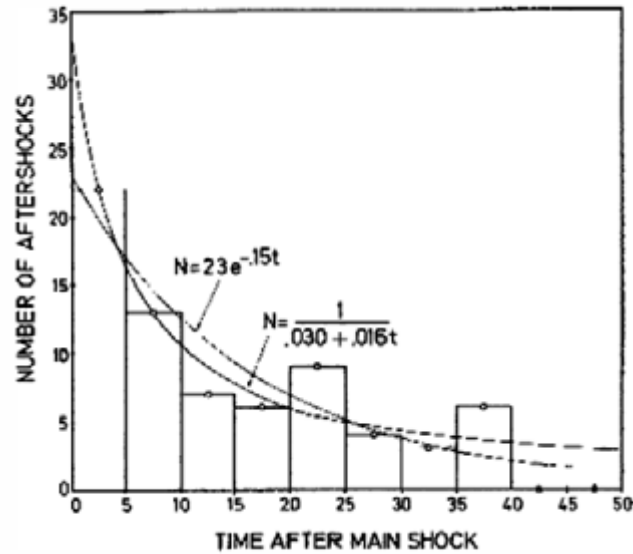


Рис.6.15. Распределение по времени модельных афтершоков и аппроксимирующие функции. Степенная зависимость вида закона Омори дает лучшее соответствие с экспериментом. По [Burrige, 2006].

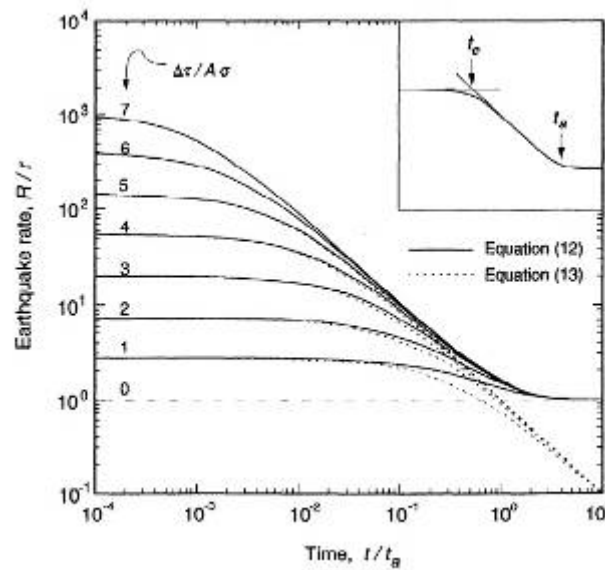


Рис. 6.16. Убывание количества афтершоков со временем. Сопоставление результатов моделирования и следствия закона трения (6.8). По [Dieterich, 1994].

Таким образом, блоковые модели с нелинейным трением адекватно основные описывают особенности сейсмического процесса. В следующих разделах модели этого типа мы применим для описания более масштабных тектонических движений.

6.2.6 Модель блоковой динамики в предгорных зонах

Рассмотрим возможные приложения моделей блоковой динамики для бóльшего пространственно-временного масштаба. Такая возможность основывается на универсальности законов трения на разных масштабных уровнях.

Области, примыкающие к горно-складчатым сооружениям (например, Предкавказье), обычно имеют сложное блоковое строение. Геологические данные указывают на весьма сложную динамику этих зон. Такая раздробленность, по-видимому, объясняется коллизионным взаимодействием жестких плит, когда при достижении предела прочности происходит хрупкое разрушение коры, или, учитывая реологическую расслоенность, ее верхних слоев.

Субвертикальные разломы разбивают верхний слой на отдельные блоки (размером до первых сотен километров), которые относительно слабо связаны друг с другом (в основном силами трения). Блоки «плавают» на вязком основании – нижней коре, находясь в состоянии, близком к равновесию. Эти блоки связаны с платформенной областью и представляют собой своеобразные «пальцы» (рис. 6.17). В динамике таких блоков значительную роль играют, помимо сил трения и плавучести, силы упругости, возникающие при их изгибе.

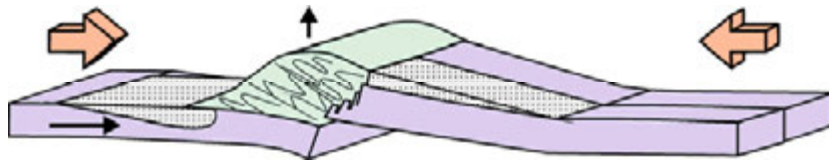


Рис. 6.17. Геодинамическая схема блоковой динамики при коллизии.

Область этих блоков (соответствующая области предгорных осадочных бассейнов) отделена от орогена крупным разломом. Воздымающийся ороген за счет сил трения передает свое вертикальное движение соседним блокам (рис. 6.17). Они также начинают подниматься, однако из-за наличия целого набора блоков, а также вследствие особенностей сил трения (их нелинейности) характер движения может быть весьма сложным и существенно отличаться от постепенного вздымания.

Для исследования динамики поведения системы предлагается следующая модель [Захаров, 2001, 2010б, 2011а; Короновский, Захаров, 2000]. Рассмотрим (рис. 6.18) линейную цепочку N жестких блоков, плавающих в вязкой жидкости. Для учета сил упругости будем полагать, что каждый блок прикреплен к пружине (что соответствует упругости, характеризующей каждый «палец»), таким образом, что в состоянии гидростатического равновесия пружина не растянута. Каждый блок соприкасается с соседними боковыми поверхностями (будем считать их вертикальными), сцепление обеспечивается силой трения. Кроме того, все блоки соприкасаются и взаимодействуют силами трения с одним общим ведущим блоком, который движется в вертикальном направлении с некоторой скоростью U_0 (что соответствует вздыманию горного сооружения).

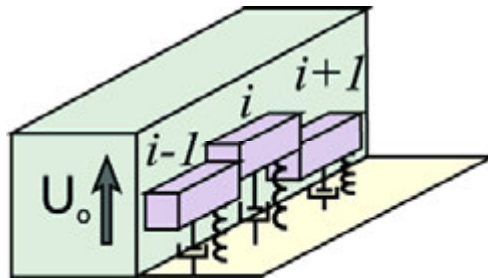


Рис. 6.18. Модель блоковой динамики.

Динамика каждого блока определяется балансом действующих на него сил: силы тяжести, силы Архимеда (т.е. изостатических сил), силы упругости, сил трения со стороны соседей и ведущего блока, силы вязкого сопротивления.

На рисунке 6.19 представлены временные диаграммы смещений $X_i(t)$ для системы 9 блоков. Пунктирными линиями соответствующих цветов показаны нулевые уровни для каждого блока. На рисунке 6.20 представлены фазовые диаграммы для 3-го и 8-го блоков.

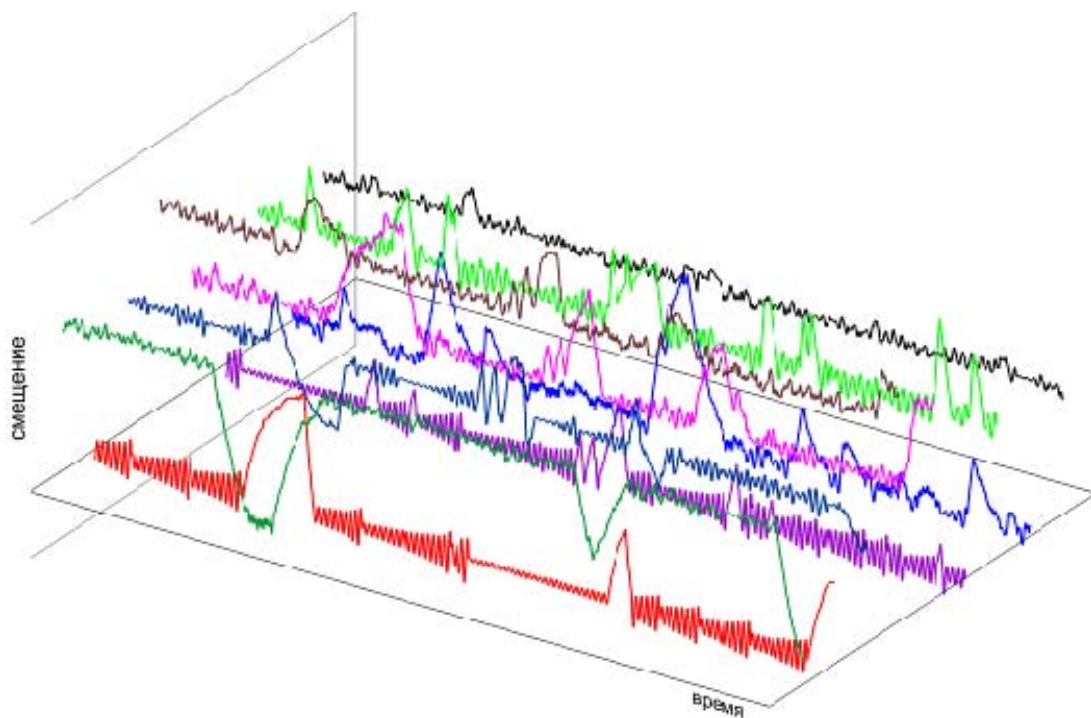
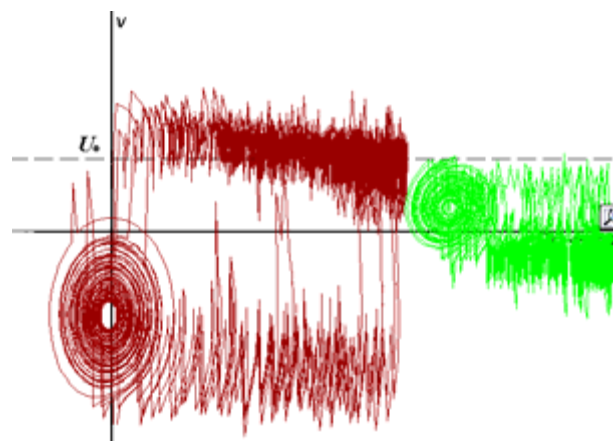


Рис. 6.19. Временные диаграммы смещений для системы 9 блоков.

Рис. 6.20. Фазовые диаграммы в координатах $(X-I)$ для 3-го и 8-го блоков.

Видно, что рассматриваемая система участвует в довольно сложном колебательном движении, где наряду с осцилляциями, определяемыми собственной частотой каждого блока, возникают непериодические колебания с бóльшим (на порядок) характерным временем. Блоки колеблются вокруг одного, двух, иногда трех положений равновесия, перескоки между которыми разделены различными промежутками времени. Отдельные блоки, участвуя в общем процессе переработки поступающей энергии, могут вести себя относительно независимо, соседи могут участвовать в «перескоках» и в одинаковом, и в противоположных направлениях: один двигается вверх, другой вниз. Иногда часть блоков объединяются, совершая совместные колебания, но затем эти объединения распадаются.

Данная система, так же как и другие, рассмотренные выше, порождают степенные распределения. На рис. 6.21. представлено распределение по модельным «магнитудам», полученное при анализе динамики системы. Модельная «магнитуда» M оценивается здесь с помощью соотношения (6.11) [Modelling Critical..., 2006], что примерно соответствует определению магнитуды, принятому в сейсмологии. На рисунке видно, что в некотором диапазоне «магнитуд» выполняется соотношение, аналогичное закону Гутенберга–Рихтера.

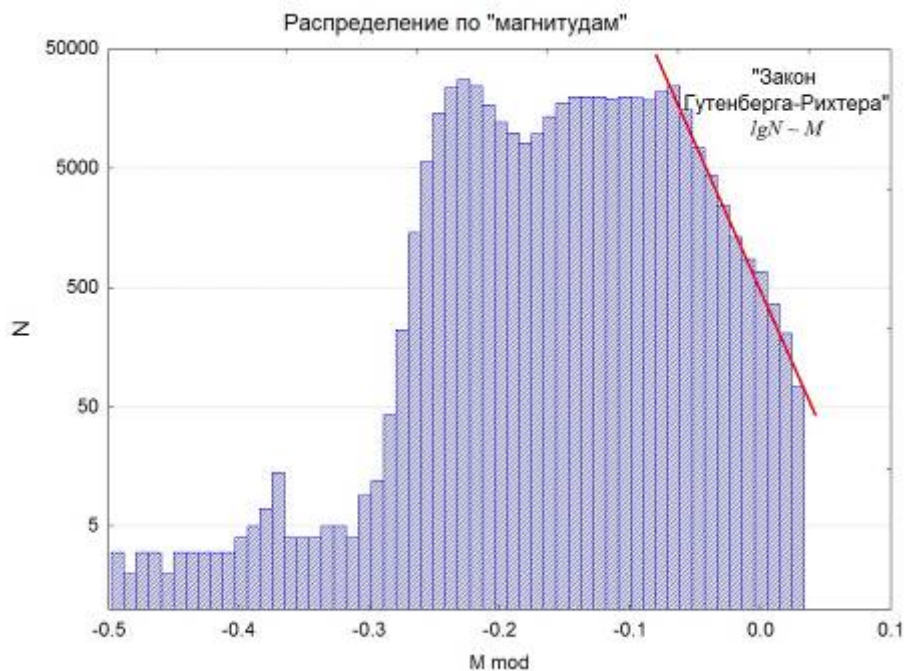


Рис. 6.21. Распределение по модельным «магнитудам», полученное в блоковой модели.

Отдельные элементы такой системы имеют свою собственную "историю". Данная модель может объяснить некоторые элементы динамики предгорного осадочного бассейна.

6.2.7 Модель взаимодействующих дисков

Блоки земной коры совершают как поступательные, так и вращательные движения. Взаимодействие по границам блоков определяет сейсмичность региона. Для описания динамики вращательного движения рассмотрим следующую дисковую модель [Вадковский, Захаров, 2002; Захаров, 2010б, 2011а, 2011в].

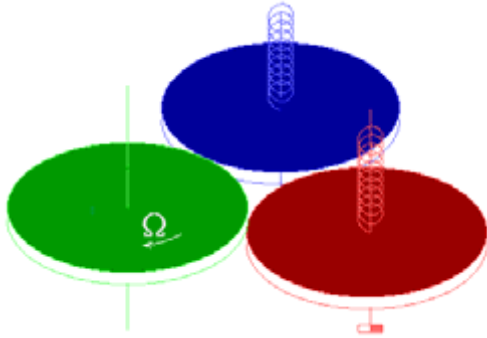


Рис. 6.22. Дисковая модель сейсмического режима.

Модель представлена на рисунке 6.22. Один из дисков (ведущий) движется с постоянной угловой скоростью Ω . Два другие диска касаются ведущего диска и друг друга. В точках касания на ведомые диски действует момент сил трения вида (6.3). Кроме того, на диски действуют моменты сил линейного упругого взаимодействия и момент сил вязкого сопротивления.

Динамика исследуемой системы демонстрирует разнообразие режимов (затухающие колебания, регулярные автоколебания, хаотические автоколебания) в зависимости от параметров модели. Управляющим параметром здесь является угловая скорость Ω ведущего диска (которая моделирует скорость тектонического движения). При малых значениях Ω система после нескольких колебаний приходит к состоянию равновесия (рис. 6.23а). При увеличении значения Ω происходит переход к хаотическому поведению через каскад бифуркаций удвоения периода.

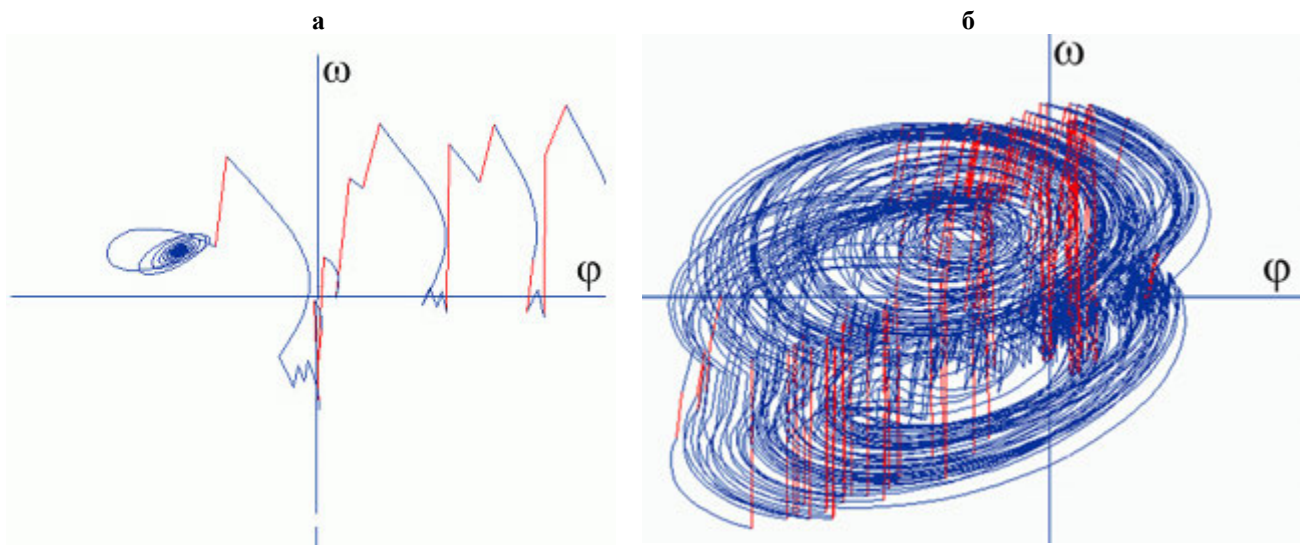


Рис. 6.23. Динамика трехдисковой системы с сухим трением. а– затухание колебаний при небольших значениях скорости ведущего диска; б– Фазовая диаграмма колебаний одного из ведомых дисков.

На рис. 6.23б показана фазовая диаграмма хаотических колебаний одного из ведомых дисков в координатах угол поворота (φ) – угловая скорость (ω). В хаотическом режиме в динамике системы наблюдаются колебания различных периодов и амплитуд, а также внезапные скачки скорости углового вращения диска. Эти скачки представляют собой модельные «землетрясения». Отметим, что величины скачков различны по величине, и направлены они как по, так и против направления вращения ведущего блока. Редкие скачки с большой амплитудой и многочисленные скачки с малыми амплитудами порождаются одним и тем же механизмом. Амплитуды скачков и временной интервал между скачками распределены хаотически. Никаких предвестников этих событий не обнаруживается, причем это относится к скачкам любой амплитуды. Другими словами, один скачок прямо не провоцирует другой.

Последовательность скачков уникальна для каждого начального состояния модели. Следует отметить, что для возникновения хаотического распределения моментов возникновения скачков не требуется введения какой-либо случайной силы – это является следствием нелинейного характера взаимодействия. Добавление в модель элементов, введение в рассмотрение внутренней иерархической структуры взаимодействующих блоков приведет к еще большему усложнению динамики системы.

Схожая модель для динамики литосферы, состоящей из вращающихся блоков, рассмотрена в [Primakov, Shnirman, 1999]. В этой работе показано, что такие модели также степенные распределения по энергии.

6.2.8 Основные свойства сейсмотектонических систем с нелинейным трением

Все рассмотренные системы, несмотря на различные пространственно-временные масштабы, объединяют ярко выраженная особенность динамики.

1. В них наблюдаются сложные колебательные движения, где вместе с циклами, определяемыми собственной частотой блоков, возникают непериодические колебания. В некотором диапазоне параметров (силы трения, скорости ведущих блоков и т.д.) в рассмотренных системах осуществляется режим **детерминировано-хаотических колебаний**. Основные свойства таких систем рассматривались в разделе 1.7. Сходная по виду картина наблюдается при некотором, достаточно широком (но неизвестном точно), разбросе параметров. Однако любое, сколь угодно малое изменение параметров: скорости, силы трения и т.д., или начальных условий приводит к тому, что поведение каждого блока может измениться, т.е. конкретные траектории движения и моменты резких изменений (катастроф) становятся другими. При этом общий характер динамики может как

сохраниться, так и, в случае прохождения бифуркации, перестроиться кардинальным образом.

2. В системах происходят резкие **перескоки** (модели **катастрофических** событий – землетрясений и т.п.) между различными положениями, разделенные различными промежутками времени.

3. Система демонстрирует сложное **коллективное** поведение. Отдельные блоки, участвуя в общем процессе переработки поступающей энергии, могут вести себя относительно независимо, соседи могут участвовать в «перескоках» и в одинаковом, и в противоположных направлениях. Возможны **временные объединения** части блоков в агломерации, которые разрушаются через некоторое, неизвестное заранее время.

4. Динамика систем генерирует степенные распределения характеристик по модельному пространству, энергии и времени.

5. Рассмотрение подобных моделей делает более понятным источник сложностей, с которыми сталкиваются исследователи при прогнозе землетрясений и других катастрофических событий. **Ограниченность** (или невозможность) **прогноза** в таких системах заложена в самой их природе. Прогноз в таких системах возможен только статистического характера.

Подчеркнем, что ключевую роль в хаотическом характере поведения рассмотренных систем играет именно нелинейное (сухое) трение, которое обеспечивает механизм положительной обратной связи. Работ по этой теме довольно много, выделение роли трения именно как механизма положительной обратной связи встречалось только в [Sammis, Sornette, 2002; Hillers et al., 2009].

Модели, учитывающие нелинейные особенности трения, используются также для объяснения аномально высокую подвижность больших оползней. Предложено несколько механизмов, объясняющих сверхбыстрое соскальзывание оползней за счет падения эффективного трения между телом оползня и склоном, после того как движение началось. Все основаны на эффекте смазки, роль которой у разных исследователей играют: воздушный слой, пойманный в ловушку под оползнем [Shreve, 1968]; акустическое разжижение из-за высокочастотных акустических волн, проходящих через гранулированную среду [Melosh, 1979]; дисперсионные силы, проявленные зернами мелкого размера [Hsu, 1975]; механическое разжижение [Davies, 1982; Campbell et al, 1995]; подплавленный слой в некарбонатных породах за счет фрикционного тепловыделения [Erismann, 1979]; прослойка пара, образовавшаяся при кипении и испарении воды за счет фрикционного разогрева [Habib, 1975]. Хотя эти механизмы не

являются сухим трением, однако тут везде трение играет роль положительной обратной связи, приводящей к самоускоренному движению.

Модели, учитывающие нелинейные особенности трения, использованы нами для описания особенностей сейсмогенного оползнеобразования при выполнении работ по госконтракту № 02.515.11.5093 [Короновский и др., 2009].

6.3 Модель взаимодействия разномасштабных блоков в литосфере

Основываясь на изложенных свидетельствах иерархической разломно-блоковой делимости и реологической расслоенности литосферы, предлагается следующая модель взаимодействий разномасштабных блоков, которая развивает подход предшественников.

Тектонические силы вызывают сложную динамику относительно жестких крупных блоков, которые контактируют и взаимодействуют по разнотипным подвижным зонам. Эти крупные блоки, а также зоны между ними, в свою очередь, не являются однородными, а обладают собственной, также иерархической, структурой, состоят из блоков меньшего масштаба, которые также могут совершать дифференциальные движения. Реологическая расслоенность (чередование упруго-хрупких и вязко-пластических слоев) литосферы и коры контролирует глубину проникновения отдельных подвижных зон (и тем самым иерархию блоков) и обеспечивает возможность их перемещений друг относительно друга по ослабленным слоям. Это проявляется во взаимных движениях, фиксируемых геологическими и геодезическими (GPS) методами. Взаимодействие блоков по границам проявляется, в частности, в сейсмичности, которая обладает самоподобными (фрактальными) свойствами в пространстве, времени и по энергии. Для объяснения особенностей сейсмического процесса используются сеймотектонические модели с нелинейным трением и их применения для блоковой динамики. В результате получается сложное взаимодействие блоков земной коры разного масштабного уровня (ранга), схема которого представлена на рис. 6.24.

В работах В.И. Кейлис–Борока и его коллег [Keilis-Borok et al., 1997; Соловьев, 2011] проведено моделирование динамики систем блоков и разломов и сейсмичности, в том числе для конкретных регионов (но без иерархии блоков). Здесь также получены степенные распределения по энергии для модельных землетрясений.

Похожие схемы предложены в [Уломов, 1998; Шерман, 2012]. Как правило, выделяются 2–3 уровня разломно-блоковой делимости (деструкции) литосферы, в соответствии с количеством ослабленных слоев в литосфере.

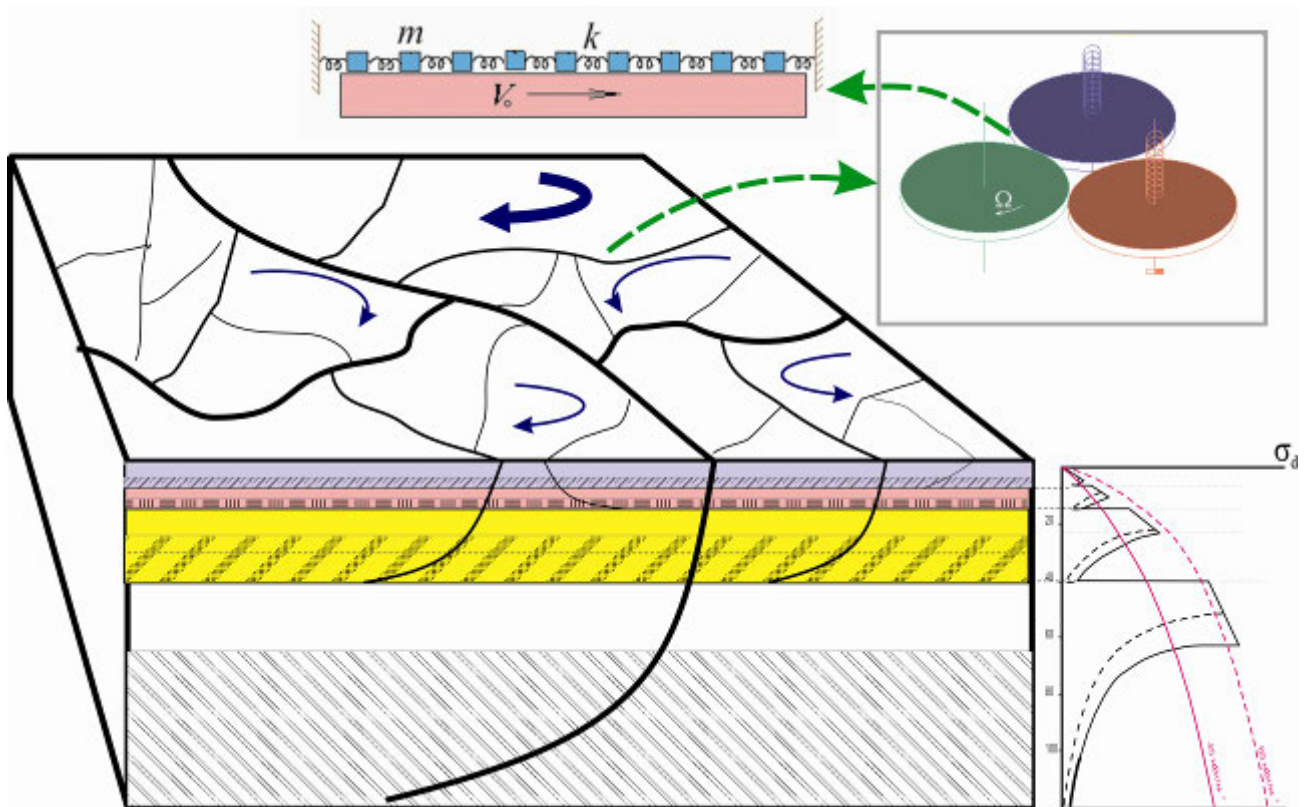


Рис. 6.24. Модель взаимодействия разномасштабных блоков. Штриховкой показаны реологически ослабленные слои в соответствии с кривой прочности.

Однако, с учетом многослойного строения литосферы, при определенных условиях (состав пород, тепловой поток, напряженное состояние, скорости деформации и т.п.) возможно проявление и бóльшего количества таких слоев, что обеспечивает иерархию коры и литосферы больше, чем на 2–3 уровня. Причем важно отметить, что, поскольку такое расслоение зависит от конкретных условий, оно (расслоение) может меняться при их изменении. То же происходит и с блоками: в зависимости от условий они могут то объединяться в агломерации, действующее согласовано, то распадаться на более мелкие составляющие. Разломные зоны могут временно «залечиваться», а затем снова активизироваться.

Рассмотренная система из взаимодействующих блоков моделирует сложное поведение *гранулированной среды* [Jaeger, Nagel, 1992; Jaeger et al., 1996; 2007] – совокупности большого числа дискретных твердых частиц, пространство между которыми заполнено другим веществом, с допустимыми поступательными и вращательными относительными перемещениями, при непрерывном постоянном поступлении энергии. В статье М.Г. Леонова [2002] рассматриваются приложения гранулярного описания к проблемам тектоники, в том числе упоминается и глобальная тектоника.

В гранулированных средах возможны как дифференциальные движения отдельных элементов, так и согласованное коллективное движение временно

возникающих, и затем распадающихся агломераций. При рассмотрении таких сред важным является то, что их движения и деформаций характеризуются значительными внезапными всплесками и колебаниями. Эти всплески проявляются как во времени – внезапные скачки, лавины, которые аналогичны землетрясения, и так и в пространстве – локализация деформаций и образование внутренних поверхностей взаимодействия, формирующих сложные структуры, которые аналогичны разломно-блоковым системам [Sornette et al., 1994; Behringer et al., 1999].

Отметим, что для формирующихся агломераций (блоков) характерно иерархическое (самоподобное) строение. Так, в работе [Mcdowell et al., 1996] на основании моделирования показано, что гранулированная среда, первоначально состоящая из одинаковых частиц, под внешним воздействием эволюционирует к фрактальному распределению размеров агломераций («блоков»)

Для иерархической гранулированной среды характерен сложный ответ на внешнее воздействие. Численный анализ, проведенный в работе [Гарагаш, 2002] показал, что медленное (низкочастотное) внешнее воздействие вызывает в иерархически подобной системе блоков их более быстрые (высокочастотные) колебания. Отмечается также, что в некоторых случаях (уменьшения эффективных упругих и вязких характеристик среды) при переходе на более низкие иерархические уровни амплитуда возникающих высокочастотных колебаний может превышать исходную. Это может быть следствием неустойчивого деформирования на некотором иерархическом уровне.

Особенно важно отметить, что механическое поведение гранулированной среды несет в себе черты поведения одновременно и твердого тела, и жидкости, в зависимости от условий воздействия и пространственно-временного масштаба рассмотрения [Ben-Zion, 2008; Jaeger et al., 1996; 2007]. Например, «пластическое поведение» на одном масштабе может реализовываться как сложная поступательно-вращательная динамика множества «жестких» зерен и агрегатов (объединений) зерен.

6.4 Выводы по главе 6

Таким образом, **разломно-блоковая структура** коры и литосферы должна рассматриваться как **динамическая характеристика**. Она зависит как от свойств среды (системы), так и от характера воздействия на нее, и меняется с течением времени.

Этот вывод перекликается с заключениями, сделанными в работах А.А. Наймарка [2006, 2009] о том, что структурированность геологической среды есть зафиксированное в данный момент проявление процесса изменения структуры во времени. Т.е. при изучении

геологической среды ее структура (и не только разломно-блоковая) есть динамическая характеристика, и к тому же зависящая от поставленных задач и методов исследования.

Таким образом, модели динамики, учитывающие реалистичную модель трения, весьма полезны для понимания особенности и сложности сеймотектонического процесса, и для наук о Земле в целом.

Рассмотрение разломно-блоковой структуры литосферы как динамической характеристики должно приниматься во внимание при исследовании механизмов природных процессов в геологической среде, в частности, при составлении карт сейсмического районирования и сейсмической опасности, а также при моделировании (компьютерном или тектонофизическом) геотектонических структур и процессов [Наймарк, 2006, 2009].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленной диссертации дается широкий охват проявлений иерархического самоподобия структур литосферы и происходящих в ней процессов в широком диапазоне масштабов. В работе рассмотрены фрактальные характеристики литосферы и процессов, происходящих в ней (сейсмичность, современные движения) и выявляются связи их количественных параметров с геодинамикой, тектоникой и особенностями сейсмического режима.

Рассмотрены проявления самоподобия для структур литосферы в широком диапазоне масштабов от десятков до тысяч километров на основании анализа законов распределения по размерам и фрактальных характеристик размерности плит, блоков, террейнов, континентов и островов. Установлено, что распределение террейнов по размерам носит выраженный степенной характер и в диапазоне 2.5–3 порядков размеров описывается единым законом, что согласуется с иерархией структур литосферы от блоков коры до крупных плит. Согласно современным представлениям, не только современные активные окраины, но и древние континенты представляют собой совокупность, «коллаж» террейнов. Распределение континентов и крупных островов по размерам также подчиняются единому степенному закону и характеризуются близким значением фрактальной размерности. Это указывает на отсутствии каких-либо выделенных характерных размеров в совокупности геологических тел, а малая вариация значений фрактальной размерности свидетельствует о едином механизме объединения тектонических единиц различных размеров и происхождения. Плиты и крупные литосферные блоки взаимодействуют между собой под влиянием глобальных тектонических процессов. При этом происходит деструкция литосферы, которая вследствие механизма разрушения носит самоподобный (фрактальный) характер. Рассмотрены проявления иерархической разломно-блоковой делимости литосферы по разнообразным геолого-геофизическим данным. Важной физической основой развиваемой в работе модели строения и динамики литосферы является реологическая расслоенность литосферы, которая зависит от конкретной тектонической и геодинамической обстановки и обуславливает возможность самоподобной блоковой структуры и поведения в достаточно широких пространственно-временных масштабах..

Проявления блоковой структуры литосферы и коры на разных масштабных уровнях выявляются на основании анализа данным GPS. Разработаны методы для построения моделей относительного движения блоков. Применение этих подходов для анализа GPS-данных в областях новейшей тектоники позволило построить модели

блоковых относительных движений ряда регионов (Эгейско-Анатолийский регион, Калифорния, Япония). Границы выявленных блоков проявляются в различных геолого-геоморфологических (разрывные нарушения, рельеф и морфометрия, современные движения) и геофизических (гравитационные аномалии, сейсмичность и плотность очагов землетрясений, сейсмическая томография) данных. В результате выявлено более сложное блоковое строение исследуемых регионов на следующем масштабном уровне, что согласуется с предложенными моделями иерархической блоковой динамики. Таким образом, показано, что данные GPS можно использовать не только для определения движения плит и микроплит, но и для определения и выявления небольших подвижных блоков, отражающих внутреннюю, дифференцированную кинематику более мелких структурных элементов.

На следующем пространственно-временном масштабе проведен анализ самоподобных характеристик сейсмического процесса, выражающихся в параметрах степенных законов (закона Гутенберга–Рихтера, закона Омори, фрактальных распределений очагов землетрясений и разломов) и динамических характеристиках временных рядов (фрактальная размерность D , показатель Херста H , скейлинговый спектральный параметр β) сейсмичности. Установлены согласованность иерархических самоподобных свойств (фрактальной размерности эпицентров землетрясений, активных разломов, параметра b в законе Гутенберга–Рихтера) сейсмотектонического процесса. Выявлено длительное (до года после события) понижение значения параметра b в зонах эпицентров сильных землетрясений, что указывает на большую долю сильных событий в афтершоковых последовательностях и согласуется с коренной перестройкой сейсмотектонической системы при генерации сильных событий. Устойчивость полученных оценок параметра p в законе Омори для землетрясения Тохоку указывает на единую афтершоковую последовательность в течение 03–10.2011.

Рассмотрены пространственно-временные особенности и возможные механизмы формирования короткоживущих субвертикальных кластеров очагов землетрясений (сейсмических «гвоздей») в различных регионах.

Проведен анализ мелкомасштабных современных движений в литосфере на основании изучения временных рядов смещений пунктов GPS. Установлено, что исследуемые временные ряды GPS (а также ряды эмиссии сейсмической энергии) проявляют фрактальные свойства в диапазоне более чем один порядок по частоте и относятся к классу фликкер-шума (шума перемежаемости). Выявлена закономерная связь фрактальных характеристик исследуемых рядов с сейсмотектоническими особенностями районов (сейсмичность и жесткость блоков). Для пунктов GPS, принадлежащих к

несейсмичным районам (и, одновременно, жестким блокам) выявлена меньшая степень детерминизма (бóльшая степень стохастичности), чем для пунктов, принадлежащих к сейсмичным районам (и, одновременно, нежестким) блокам. Это хорошо согласуется с результатами автора, полученными при изучении динамических характеристик блоковых моделей и сейсмичности.

Предложены новые блоковые модели сейсмотектонических систем с типичным законом трения, демонстрирующие сложную детерминировано-хаотическую динамику, в которой возможно как дифференциальные движения отдельных элементов, так и согласованное коллективное движение временно возникающих, и затем распадающихся агломераций. Эти модели порождают степенные распределения и фликкер-шумовые свойства временных рядов. На основании такого подхода формулируется обобщенная модель взаимодействий разномасштабных блоков в литосфере с учетом ее реологической и тектонической расслоенности.

Тектонические силы вызывают сложную динамику относительно жестких крупных блоков, которые контактируют и взаимодействуют по разнотипным подвижным зонам. Эти крупные блоки, а также зоны между ними, в свою очередь, не являются однородными, а обладают собственной, также иерархической, структурой, состоят из блоков меньшего масштаба, которые также могут совершать дифференциальные движения. Реологическая расслоенность обеспечивает возможность их перемещений друг относительно друга. Это проявляется во взаимных разномасштабных движениях, фиксируемых геологическими и геодезическими методами. Взаимодействие блоков по границам проявляется, в частности, в сейсмичности, которая обладает самоподобными (фрактальными) свойствами.

Основные результаты диссертации:

- На основании фрактального анализа выявлено иерархическое самоподобие структур литосферы от плит до блоков, и континентальных структур от (супер)континентов до террейнов, которое является результатом самоорганизации при образовании, движениях и распаде континентов вследствие глобальной динамики плит. Это означает, что геотектоника и геодинамика должны учитывать (в частности, при палеогеодинамических реконструкциях) динамическую модель, включающую создание, аккрецию, фрагментацию, распад и взаимодействие плит, блоков, континентальных структур, которые идут в широком диапазоне масштабных уровней.
- Блоковая структура литосферы на разных масштабных уровнях выявляется на основании анализа современных космогеодезических данных. Разработаны методы и

инструментарий для создания блоковых моделей регионов по данным GPS. Выделенные на основании анализа блоки в областях новейшей тектоники совершают относительные движения. Границы блоков находят свое выражение в геолого-геофизических данных (разрывные нарушения, рельеф, сейсмичность и плотность очагов землетрясений, гравитационные аномалии и другие геофизические поля). В результате выявлено более сложное блоковое строение исследуемых регионов на следующем масштабном уровне, что согласуется с предложенными моделями иерархической блоковой динамики.

- На основании фрактального и динамического анализа сейсмотектонических систем на разных пространственно-временных масштабах (тысячи километров и десятки лет при анализе сейсмичности и разломов, сотни–первые тысячи километров и годы при анализе рядов выделения сейсмической энергии, сотни километров и месяцы для афтершоковых процессов, десятки километров и десятки дней для сейсмических «гвоздей») установлено согласованное самоподобие сейсмотектонического процесса по времени, в пространстве и по энергии, выражающееся в степенных законах, его характеризующих. Это указывает, что сейсмотектоническая система относится к классу детерминировано-хаотических систем с самоорганизованной критичностью, в которой реализуется хаотическое поведение.

- На основании рассмотрения закономерностей формирования сейсмических «гвоздей» во времени установлено, что наиболее вероятным механизмом их генерации является активизация сейсмичности под действием флюидов.

- Сейсмотектонические особенности районов (сейсмичность и жесткость блоков) закономерно проявляются в динамических характеристиках временных рядов GPS, которые несут информацию о мелкомасштабных современных движениях земной коры. Эта связь объясняется предложенными моделями блоковой динамики и сейсмичности.

- Разломно-блоковая структура литосферы, с учетом ее реологической расслоенности и свойств предложенных блоковых моделей с типичным законом трения, зависит от условий и характера внешнего воздействия, и должна рассматриваться не только как иерархическая, но и как динамическая характеристика.

Подводя общий итог, заключаем, что в диссертации выявлены самоподобные (фрактальные) свойства структуры литосферы и происходящих в ней процессов (сейсмичность, современные движения) в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. Показано, что это самоподобие является следствием самоорганизации в ходе эволюции литосферы. Выявлена связь количественных характеристик самоподобия с геодинамикой, тектоникой и особенностями сейсмического

режима, а также предложены возможные механизмы и модели для объяснения этих особенностей.

Таким образом, установлено, что рассмотренные в работе системы относятся к классу детерминировано-хаотических, в которых **ограничение реального прогноза** состояний и динамики имеет **принципиальный характер**.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В. Актуальные проблемы геомеханики земной коры // Вестник ОГГГН РАН. 2001. № 1(16). http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2001/adushkin.htm#begin.adushkin.pdf.
2. Адушкин В.В., Кочарян Г. Г., Павлов Д.В., Виноградов Е.А., Гончаров А.И., Куликов В.И., Кулюкин А.А. О влиянии сейсмических колебаний на развитие тектонических деформаций // ДАН. 2009. Т. 426. № 1. С. 98–100.
3. Андронов А.А., Витт А.А., Хайкин С.Э. Теория колебаний. М.: Наука, 1981. 568 с.
4. Анищенко В.С. Знакомство с нелинейной динамикой. Москва – Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2002. 144 с.
5. Арнольд В.И. Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
6. Атлас временных вариаций природных процессов. Том 1. Порядок и хаос в литосфере и других сферах. М.: ОИФЗ РАН, 1994. 176 с.
7. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 2. С. 299–311.
8. Балакина Л. М. О землетрясении 11 марта 2011 года у северо-восточного побережья острова Хонсю // Физика Земли. 2011. №9. С. 91-102.
9. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестник Московского университета. Сер.4 . Геология. 2009. № 2, С. 13–28.
10. Божко Н.А. Суперконтинентальные циклы Палеопротерозоя // Научная конференция ЛОМОНОСОВСКИЕ ЧТЕНИЯ, МГУ, апрель 2013 года, секция Геологи. http://geo.web.ru/pubd/2013/09/18/0001187172/pdf/bozhko_2013.pdf. bozhko_2013.pdf.
11. Бордовицына Т.В. Технологии глобального позиционирования (GPS/ГЛОНАСС). Электронное учебное пособие. Томск: ТГУ. 2007. <http://www.astro.tsu.ru/TGP/>
12. Борняков С.А. Механизм сегментации разломов и их фрактальные свойства (по результатам физического моделирования) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 92– 96.
13. Борняков С.А., Трусков В.А., Черемных А.В. Разрывные диссипативные структуры зон разломов: теория, эксперимент, природа // Симпозиум и школа «Синергетика Геосистем». 16-20 апреля 2007 г., Москва, ИГЕМ РАН. Материалы конференции. 2007. http://geo.web.ru/conf/SGS_2007/pdf/bornyakov.pdf.
14. Борняков С.А., Шерман С.И. Многоуровневая самоорганизация деструктивного процесса в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Физическая мезомеханика. 2000. Т. 3. № 4. С. 107–115.

15. Будков А.М., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Численное моделирование процесса накопления межблоковых перемещений при низкоамплитудных динамических воздействиях // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13. № 2. С. 21–30.
16. Булин Н.К. Связь региональной сейсмичности северных и центральных районов Русской платформы с аномалиями скорости сейсмических волн в литосфере и геодинамикой смежных регионов // Литосфера. 2004. Т. 1. С. 21–30.
17. Вадковский В.Н. Природа и механизм сейсмических «гвоздей» // Тез. докл. Ломоносовские чтения-1996. М.: МГУ, 1996. С. 63–64.
18. Вадковский В.Н. Что происходит в окрестности сильных землетрясений Японии // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 70–72.
19. Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – сейсмические «гвозди» // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. NZ1001. doi:10.2205/2012NZ000110.
20. Вадковский В.Н., Веселовский Р.В. «Сейсмические гвозди» Японской зоны субдукции // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. М.: МГУ, 2000. С. 4–5.
21. Вадковский В.Н., Захаров В.С. Динамические процессы в геологии: первое знакомство с нелинейными системами // 7-я международная конференция по тектонике плит им Л.П.Зоненшайна. Тезисы. М.: Научный мир, 2001. С. 161–163.
22. Вадковский В.Н., Захаров В.С. Электронное учебное пособие “Динамические процессы в геологии” // Материалы XXXV тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2002. С.86–89.
23. Вадковский В.Н., Захаров В.С. Соотношения площадей и периметров геологических тел активных окраин северного обрамления Тихого океана // Труды международного междисциплинарного симпозиума "Фракталы и прикладная синергетика" ФиПС-03. М.: МГОУ, 2003а. С.232–235.
24. Вадковский В.Н., Захаров В.С. В чем красота геологических тел? // Научная конференция "Ломоносовские чтения". Секция «Геология». М.: МГУ, 2003б. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1169088>.
25. Вадковский В.Н., Захаров В.С. Внутриплитная сейсмичность: фрактальная размерность и жесткость // Пятые геофизические чтения имени В.В. Федынского. Тезисы докладов. М.: ГЕОН, 2003в. С. 64.
26. Вадковский В.Н., Захаров В.С., Лубнина Н.В. Аккреционная тектоника и фрактальные характеристики террейнов // Материалы XXXVI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003а. С. 89–93.
27. Вадковский В.Н., Соколов С.Д., Захаров В.С., Лубнина Н.В. Палеомагнетизм, аккреционная тектоника и фрактальная размерность террейнов северной части обрамления

- пацифики // Материалы семинара “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород”, Борок. М.: Геос, 2001. С. 19–20.
28. Вадковский В.Н., Соколов С.Д., Захаров В.С., Лубнина Н.В. Аккреционная тектоника и фрактальная размерность // 4-е Геофизические чтения им В.И.Федынского. Тезисы докладов. М.: ГЕОС, 2002. С. 57–58.
29. Вадковский В.Н., Соколов С.Д., Захаров В.С., Лубнина Н.В. Аккреционная тектоника и фрактальная размерность // Геофизика XXI столетия: 2002 год. Сборник трудов Четвертых геофизических чтений им В.В.Федынского. М.: Научный мир, 2003б. С. 278–285.
30. Габсатаров Ю. В., Стеблов Г. М., Фролов Д. И. Результаты новых gps-наблюдений в области Беринговой микроплиты // Физика Земли. 2013. № 3. С. 114–118. DOI: 10.7868/S0002333713020026.
31. Гайдай Н. К., Калинина Л. Ю. Плотность разломов, землетрясения и рельеф границ расслоения в земной коре (на примере центральной части Магаданской области) // Вулканология и сейсмология. 2011. № 6. С. 71–78.
32. Гарагаш И.А. Модель динамики сегментированных сред с подвижными блоками // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 71–77.
33. Гатинский Ю. Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С. блоковые структуры и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 5. С. 3–19.
34. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С. блоковые структуры и кинематика Западной Евразии по данным GPS // Геотектоника. 2007. № 1. С. 30–42.
35. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Влагова Г.Л., Прохорова Т.В., Романюк Т.В. Блоковая структура и геодинамика континентальной литосферы на границах плит // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2008. № 1(11). С. 32–47.
36. Геологическая карта Греции // Институт геологии и минерального исследования; генеральный директор: Dr. K.Paravassiliou; Масштаб: 1:500 000; Второе Издание, Афины 1983 г.
37. Геологическая карта Турции // Масштаб: 1:2 000 000; 1989 г.
38. Гиляров В.Л. Моделирование роста трещин в процессе разрушения гетерогенных материалов // Физика твердого тела. 2011. Т. 53. Вып. 4. Р. 707–710.
39. Годзиковская А.А., Ландер А.В. Возможны ли мантийные землетрясения на Чукотке? // Сейсмические исследования. М.: ОИФЗ, 1991. С. 97–100.
40. Голицын Г.С. О распределении числа литосферных плит по размерам // Физика Земли. 2008. № 3. С. 3–8.
41. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.

42. Гончаров М.А. Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга // Геотектоника. 2006. № 2. С. 3-23.
43. Горельчик В.И., Сторчеус А.В. Глубокие длиннопериодные землетрясения под Ключевским вулканом // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск- Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 373–379.
44. Горшков А.И. Распознавание мест землетрясений в Альпийско-Гималайском поясе. М.: КРАСАНД, 2010. 472 с.
45. Горшков А. И. Определение возможных мест сильных землетрясений и оруденения в горно-складчатых и платформенных областях на основе формализованного морфоструктурного районирования // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Москва. 2011. 52 с.
46. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М., ГЕОС, 2001. 312 с.
47. Гуфельд И.Л. Геологические следствия аморфизации структуры литосферы и верхней мантии, вызванные водородной дегазацией // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3, № 4. С. 417–435. doi:10.5800/GT-2012-3-4-0083.
48. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами - среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. С. 55–63.
49. Давыдова М.М. Экспериментальное исследование статистических закономерностей фрагментации стекла // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 5. С. 77–82.
50. Девис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии. Кн.1. М.: Недра. 1990. 319 с.
51. Жаров В.Е. Сферическая астрономия. М.: Век 2, 2006. 480 с.
52. Завьялов С.П., Захаров В.С. Блоковая структура земной коры по данным GPS // Геологическая среда, минерагенические и сеймотектонические процессы. Материалы XVIII международной научно-практической конференции 24–29 сентября 2012 года. Воронеж: "Научная книга". 2012. С. 126–130.
53. Захаров В.С. Тепловой режим и динамика коллизионной зоны: результаты моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. №2. С. 18–23.
54. Захаров В.С. Модель деформации реологически расслоенной коры при континентальной коллизии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4 Геология. 2000. №6. С. 17–22.
55. Захаров В.С. Модель блоковой динамики в предгорных зонах // Современные процессы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С. 106–109.
56. Захаров В.С. Поиск детерминизма в наблюдаемых геолого-геофизических данных: анализ корреляционной размерности временных рядов // Современные процессы геологии. Сборник научных трудов. М.: Научный мир. 2002. С. 184–187.

57. Захаров В.С. Анализ фрактальных характеристик временных рядов GPS // Современные процессы геологии. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2003а. С. 147–151.
58. Захаров В.С. Фрактальные характеристики временных рядов смещений земной поверхности по данным GPS // Труды международного междисциплинарного симпозиума "Фракталы и прикладная синергетика" ФиПС-03. М.: МГОУ, 2003б. С. 229–232.
59. Захаров В.С. Анализ динамических характеристик временных рядов смещений земной поверхности по данным GPS // Электромагнитные волны и электронные системы. 2004. № 5. С. 13–20.
60. Захаров В.С. Современные вертикальные движения земной коры // Монография «Современные глобальные изменения природной среды». Т.1, раздел 8.3. М.: Научный мир. 2006. С. 626–643.
61. Захаров В.С. Анализ корреляционной размерности временных рядов выделения сейсмической энергии // Сборник трудов студентов, аспирантов и преподавателей кафедры общей и прикладной геофизики Университета «Дубна». М.: РАЕН, 2007. С. 76–84.
62. Захаров В.С. Характеристики самоподобия сейсмичности и сетей активных разломов Евразии // Электронное научное издание «ГЕОразрез». 2008а, вып. 2008.01 (01). http://georazrez.uni-dubna.ru/download/2008/01/001-Zakharov-Kharakteristiki_samopodobiya_seysmichnosti.pdf.
63. Захаров В.С. Анализ фрактальных свойств временных рядов выделения сейсмической энергии (на примере Японии) // Материалы междисциплинарного симпозиума ФиПС-08 «Прикладная синергетика в нанотехнологиях», 17–20 ноября 2008. М.: МАТИ, 2008б. С. 434–438.
64. Захаров В.С. Фрактальные характеристики сейсмичности и систем активных разломов // Материалы междисциплинарного симпозиума ФиПС-08 «Прикладная синергетика в нанотехнологиях», 17–20 ноября 2008. М.: МАТИ, 2008в. С. 438–442.
65. Захаров В.С. Фрактальный анализ временных рядов выделения сейсмической энергии // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС, 2008г. С. 320–324.
66. Захаров В.С. Сопоставление фрактальных свойств сетей активных разломов и сейсмичности Евразии // Тезисы докладов научной конференции «Ломоносовские чтения». Секция «Геология». М.: МГУ. 2008д. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1180370&uri=zakharov.html>
67. Захаров В.С. Динамические и фрактальные характеристики временных рядов выделения сейсмической энергии // Нелинейный мир. 2010а. №4. С. 234–242.

68. Захаров В.С. Блочные модели с сухим трением в сейсмотектонике // Электронное научное издание «ГЕОразрез». 2010б. вып. 2010.02 (07). http://georazrez.unidubna.ru/download/2010/07/Zakharov-Blokmodeli_s_sukhim_treniem.pdf.
69. Захаров В.С. Модели сейсмотектонических систем с сухим трением // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011а. № 1. С. 22–28.
70. Захаров В.С. Анализ характеристик самоподобия сейсмичности и систем активных разломов Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011б. № 6. С. 10–17.
71. Захаров В.С. Роль сухого трения при моделировании сейсмотектонических процессов // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича Хаина, г.Москва, 1–4 февраля 2011 г. М.: Изд-во Геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова, 2011в. С. 696–703.
72. Захаров В.С. Вычисление фрактальных характеристик речных сетей и сейсмичности с помощью программы FRANGEО на примере полярных и приполярных областей Евразии // Тезисы докладов научной конференции «Ломоносовские чтения». Секция Геология. М., МГУ. 2011г. URL: <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1186049&uri=zaharov.html> (дата обращения: 31.01.2013).
73. Захаров В.С. Предварительный анализ самоподобия афтершоковой последовательности японского землетрясения 11 марта 2011 г. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 52–56.
74. Захаров В.С. Динамические характеристики временных рядов GPS и их связь с сейсмотектоническими особенностями региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013а. № 3. С. 29–37.
75. Захаров В.С. О механизме генерации сейсмических «гвоздей» // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013б. № 5. С. 18–24.
76. Захаров В.С., Вадковский В.Н. Аккреционная тектоника и фрактальные характеристики террейнов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. № 21. С. 122–131.
77. Захаров В.С. Иерархическая структура литосферы: тектонические и геофизические проявления // Тезисы докладов научной конференции «Ломоносовские чтения». Секция «Геология». Москва: МГУ. 2013. http://geo.web.ru/pubd//2013/09/18/0001187172/pdf/zaharov_2013.pdf.
78. Захаров В.С., Исаев В. А. Кислородный режим р. Томь: детерминированный, стохастический или детерминированно-хаотический процесс? // Водные ресурсы, экология и гидрологическая безопасность: сборник трудов четвёртой международной научной конференции молодых учёных и талантливых студентов Учреждения Российской академии наук Института водных проблем РАН; 6–8 декабря 2010 г. М.: ИВП РАН, 2010. С. 134–137.

79. Захаров В.С., Карпенко А.И. Сейсмические «гвозди» в различных геодинамических обстановках // Геологическая среда, минерагенические и сеймотектонические процессы. Материалы XVIII международной научно-практической конференции 24–29 сентября 2012 года. Воронеж: "Научная книга". 2012а. С. 130–135. ISBN 978-5-4446-0074-0.
80. Захаров В.С., Карпенко А.И. Сейсмические «гвозди» в различных районах мира // Тезисы докладов научной конференции «Ломоносовские чтения». Секция «Геология». Москва, МГУ, 2012б.
http://geo.web.ru/pubd//2012/06/01/0001186421/pdf/zaharov_karpenko_2012.pdf.
81. Захаров В.С., Карпенко А.И., Завьялов С.П. Особенности сейсмических «гвоздей» в различных геодинамических обстановках // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 1. С. 11–18.
82. Захаров В.С., Савчук О.В. Самоподобные свойства сети активных разломов и сейсмичности // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ХLI тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС, 2008, С. 324-329.
83. Захаров В.С., Симонов Д.А. Анализ современных дискретных движений блоков земной коры геодинамически активных областей по данным GPS // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 3. С. 25–31.
84. Захаров В.С., Симонов Д.А., Марков В.В. Определение кинематики блоков земной коры по данным GPS // Электронное научное издание «ГЕОразрез». 2010. вып. 2010.01 (06).
http://georazrez.uni-dubna.ru/download/2010/06/Zakharov_etc-Kinematika_blokov_Zem_kory_po_GPS.pdf.
85. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
86. Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Сяочан В. и др. Современная кинематика Тарим–Тянь-Шань–Алтайского региона Центральной Азии (по данным GPS измерений) // Физика земли. 2004. № 9. С. 31–40.
87. Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника. 2007. № 1. С. 16–29.
88. Зубович А.В., Мосиенко О.И., Кузиков С.И., Меллорс Р. Изучение современной тектоники Тянь-Шаня по данным космической геодезии // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли / Материалы 39-го тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 243–244.
89. Иванов А. П. Бифуркации в системах с трением: основные модели и методы // Нелинейная динамика. 2009. Т. 5. № 4. С. 479-498.

90. Иванова В.С., Баланкин Ф.С., Бунин И.Ж., Оксогоев А.А. Сенергетика и фракталы в материаловедении. М.: Наука, 1994. 383 с.
91. Исаев В. А., Захаров В.С. Температурный и кислородный режим р. Томь: нелинейный анализ временных рядов // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича Хаина, г.Москва, 1–4 февраля 2011 г. М.: Изд-во Геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова, 2011. С. 783–788.
92. Кадилов Ф.А., Кадыров А.Г., Бабаев Г.Р., Агаева С.Т., Мамедов С.К., Гарагезова Н.Р., Сафаров Р.Т. Сейсмическое районирование южного склона Большого Кавказа по фрактальным особенностям землетрясений, напряженному состоянию и по данным GPS скоростей // Физика Земли. 2013. № 4. С. 111–119. DOI: 10.7868/S0002333713040042.
93. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
94. Кейлис-Борок В.И., Кособоков В.Г., Мажкенов С.А. О подобии в пространственном распределении сейсмичности // Теория и алгоритмы интерпретации геофизических данных. Вычислительная сейсмология. 1989. Вып. 22. М.: Наука. С. 28–40.
95. Киссин И.Т. Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процессы // Флюиды и геодинамика. М: Наука, 2006. С. 85–104.
96. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2009а. 328 с.
97. Киссин И.Г. Роль флюидов в формировании сдвиговых деформаций // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Материалы докладов Всероссийской конференции. Т. 2. М.: ИФЗ. 2009б. С. 34–40.
98. Ключевский А. В., Зуев Ф. Л. Фрактальные оценки сейсмического процесса в литосфере Байкальского региона // Литосфера. 2011. № 1. С. 143–149.
99. Книппер А.Л., Руженцев С.В. Зона глубинных разломов и геосинклинальные процессы // Разломообразование в земной коре. М.: Наука, 1977. С. 8–19.
100. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Основания синергетики. Режимы с обострением, самоорганизация, темпомиры. СПб.: Алетейя, 2002. 418 с.
101. Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.
102. Короновский Н.В., Захаров В.С. Колебания блоков земной коры южного края Скифской плиты (северное Предкавказье), в связи с образованием передовых прогибов // Материалы XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С.232–235.
103. Короновский А.А., Наймарк А.А. Прогноз землетрясений – реальная научная перспектива или вызов науке? // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 1. С. 12 – 22.

104. Короновский А.А., Наймарк А.А. Непредсказуемость землетрясений как фундаментальное следствие нелинейности геодинамических систем // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 6. С. 3–12.
105. Короновский Н.В., Захаров В.С., Рогожин Е.А. и др.. Изучение и моделирование механизмов возникновения катастрофических скальных оползней для разработки технологии комплексного определения оползневой и сейсмической опасности горных районов России // Тезисы докладов итоговой конференции по результатам выполнения мероприятий ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2012 годы» за 2009 год по приоритетному направлению «Рациональное природопользование» 2-3 декабря 2009 г. Москва. С. 42–43.
106. Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Деформационные характеристики межблоковых промежутков различного масштаба // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 23–42. Костюченко_2002.pdf
107. Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Марков В.К., Марков Д.В., Павлов Д.В. Малые возмущения и напряженно-деформированное состояние земной коры // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 23–36.
108. Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Павлов Д.В. Некоторые особенности динамики межблокового деформирования в земной коре // Геология и геофизика. 2006а. Т. 47. № 5. С. 669–683.
109. Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Павлов Д.В. Роль нелинейных эффектов в механике накопления малых возмущений // Физическая мезомеханика. 2006б. Т. 9. № 1. С. 5–14.
110. Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Нарушение и залечивание зон локализации деформаций в массиве горных пород // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 1. С. 5–18. Кочарян_Павлов_2007.pdf
111. Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Остапчук А.А. Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений? // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 419–440.
112. Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.П. Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы // Геофизика. 1996. № 4. С. 19–24.
113. Красный Л.И. Геоблоки // Геотектоника. 1967. № 5. С. 103–120.
114. Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.
115. Красный Л. И. Разномасштабная делимость // Вестник Российской Академии Наук. 2002. Т. 72. № 6. С. 515–519.
116. Красный Л.И., Грамберг И.С., Петров О.В., Блюман Б.А., Андреев С.И., Белонин М.Д., Комаров М.А., Алискеров В.А., Назаров В.И., Даценко В.А. Опыт гармонизации

- представлений о геологических, минерагенических и минерально-ресурсных составляющих литосферы Земли. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 36 с.
117. Кузиков С.И. Структурный анализ горизонтальных скоростей по данным GPS и характер современной деформации земной коры Центральной Азии: Автореф. канд. дисс. М., 2007. 26 с.
 118. Кузьмин Ю.А. Современные геодинамика разломных зон осадочных бассейнов и процессы подготовки землетрясений // Прогноз землетрясений. 1989. № 11. С. 52–60.
 119. Кузнецов С.П. Динамический хаос (курс лекций). М.: Издательство Физико-математической литературы, 2001. 296 с.
 120. Куснер Ю.С., Лухнева О.Ф., Лухнев А.В., Царев И.Г. Распределение разломов байкальской рифтовой зоны как фрактальных природных объектов // География и природные ресурсы. 2008. Т. 1. С. 67–72.
 121. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
 122. Лаврусевич А.А., Захаров В.С., Хоменко В.П. Особенности фрактального анализа лессового псевдокарста (на примере Яванской долины, Таджикистан) // Инженерная геология. 2013. № 2. С. 72–78.
 123. Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В. Особенности сейсмического режима литосферы – проявления воздействия глубинного водного флюида // Физика Земли. 2010. № 5. С. 88–96.
 124. Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ: факты и соображения // Вестник ОГГГГН РАН. 1997. № 1. С. 131–152.
 125. Леонов М.Г. Тектоника сложнодислоцированных объемов земной коры (проблемы и решения) // Литосфера. 2002. № 1. Р. 3–22.
 126. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251с.
 127. Лобковский Л.И., Каракин А.В., Захаров В.С. Модель горообразования в рамках концепции двухъярусной тектоники плит // Геология и геофизика. 1991. № 7. С.3–8.
 128. Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюл. МОИП. Отд.геол. 1986. вып.4. С.3–11.
 129. Лоскутов А.Ю., Михайлов А.С. Введение в синергетику. М.: Наука, 1990. 272 с.

130. Лубнина Н.В. Восточно-европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 2009. 40 с.
131. Луис Э., Гинеа Ф., Флорес Ф. Фрактальная природа трещин // Фракталы в физике. М.: Мир, 1988. С. 244–248.
132. Лукк А.А., Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., Сидорин И.А. Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 210 с.
133. Лунина О.В., Гладков А.С. Фрактальный анализ пространственно-временных изменений эпицентрального поля землетрясений в разных районах Байкальской рифтовой зоны // Вулканология и сейсмология, 2011. №. 5. С. 60–75.
134. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 1006–1017.
135. Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука, 2007. 228 с.
136. Любушин А.А. Тренды и ритмы синхронизации мультифрактальных параметров поля низкочастотных микросейсм // Физика Земли. 2009. Т. 5. С. 15–28.
137. Любушин А. А. Статистики временных фрагментов низкочастотных микросейсм: их тренды и синхронизация // Физика Земли. 2010. Т. 6. С. 86–96.
138. Любушин А. А. Кластерный анализ свойств низкочастотного микросейсмического шума // Физика Земли. 2011. Т. 6. С. 26–34.
139. Макаров П.В. Об иерархической природе деформации и разрушения твердых тел и сред // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. № 4. С. 25–34.
140. Макаров П.В. Эволюционная природа блочной организации геоматериалов и геосред. Универсальный критерий фрактальной делимости // Геология и геофизика. 2007а. Т. 48. № 7. С. 724–746.
141. Макаров П.В. Эволюционная природа деструкции твердых тел и сред // Физическая мезомеханика. 2007б. Т. 10. № 3. С. 23–38.
142. Макаров П.В., Карпенко Н.И., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Тунда В.А., Хомяков А.Н. Изучение деформации и разрушения геоматериалов и геосред как иерархически организованных систем // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. С. 17–20.
143. Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы. М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2002. 656 с.
144. Методы теоретической геологии. Л.: Недра, 1978. 335 с.

145. Мигурский А.В., Мигурский Ф.А., Соболев П.Н. Элементы инденторного строения земной коры Северо-Востока России в районе опорного профиля 2-ДВ (г. Магадан-пос. Омолон) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: Геос, 2005. С. 433–437.
146. Мухамедиев Ш.А, Зубович А.В, Кузиков С.И. Выделение блоков земной коры по данным GPS-измерений // ДАН. 2006. Т. 408. №4. С. 539–542.
147. Наймарк А.А. Структурированность геологической среды – свойство или состояние? // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 2. С. 73–80.
148. Наймарк А.А. Грубодискретная фрактальность геологической среды и проблемы тектонофизического моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. №5. С. 3–11.
149. Наймарк А.А., Захаров В.С. О соотношениях направленности, цикличности и нелинейности в геологических процессах // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. № 19. С.181–190.
150. Нелинейная геодинамика. Сб. научн. тр. / Отв. ред. Ю. М. Пущаровский. М.: Наука, 1994. 191 с.
151. Нелинейная механика геоматериалов и геосред / Отв. ред. Л.Б. Зуев. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2007. 235 с.
152. Нечаев Ю.В. Линеаменты и тектоническая раздробленность: дистанционное изучение внутреннего строения литосферы. М.: ИФЗ РАН, 2010. 215 с.
153. Николис Г., Пригожин И.Р. Познание сложного. М.: Мир, 1990. 342 с.
154. Нургалиева Н.Г. Фрактальная природа стратиграфической записи: пермские осадочные разрезы стратотипической области // Георесурсы. 2003. № 2(14). С. 10–17.
155. Нургалиева Н.Г. Литологические аспекты исследования структуры стратиграфической записи перми востока Русской плиты // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Казань. 2008. 55 с.
156. Нургалиева Н.Г., Нургалиев Д.К. Спектральный анализ рядов литологических параметров в разрезах, содержащих перерывы // Ученые записки Казанского университета. Серия: Естественные науки. 2008. Т. 150. № 1. С. 157–167.
157. Основы трибологии (трение, износ, смазка). Под.ред. А.В.Чичинадзе. М.: «Машиностроение», 2001. 664 с.
158. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов. М.: Мир, 1982. 282 с.
159. Павленкова Н. И. Роль флюидов и формирования сейсмической расслоенности земной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С. 51–61.
160. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения //Геотектоника. 1967. № 4. С.8–24.

161. Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифонов В.Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. №1. С.3–13.
162. Первозванский А.А. Трение - сила знакомая, но таинственная // Соросовский образовательный журнал. 1998. №2. С.129-124.
163. Петрищевский А.М. Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным // Литосфера. 2007. № 1. С. 46–64.
164. Петрищевский А. М. Связь сейсмичности с плотностными неоднородностями литосферы Дальнего Востока России // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 60–71.
165. Петров О.В. Диссипативные структуры Земли как проявление фундаментальных волновых свойств материи // Труды. Новая серия. ФГУП «ВСЕГЕИ». СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 303 с.
166. Петров О. В. Геологическое строение и минерально-сырьевые ресурсы Северной и Центральной Евразии (на основе создания атласов карт геологического содержания масштабов 1:2 500 000 и 1:5 000 000). Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. СПб. 2013. 51 с.
167. Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф. М.: ГЕОС, 2007. 242 с.
168. Пригожин И.Р., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 432 с.
169. Попов В.Л. Механика контактного взаимодействия и физика трения. От нанотрибологии до динамики землетрясений. М: Физматгиз, 2013. 352 с.
170. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 217 с.
171. Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // ДАН. 2003. Т. 388. № 2. С. 237–241.
172. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007. Vol. 10. № 1. Р. 25–37.
173. Ребиндер П.А. Физико-химическая механика как новая область знания // Вестн. АН СССР. 1957. № 10. С. 32–42.
174. Ребиндер П.А., Щукин Е.Д. Поверхностные явления в твердых телах в процессах их деформации и разрушения // Успехи физических наук. 1972. Т. 108, вып. 1. С. 3–42.
175. Рогожин Е.А. Землетрясение Тохоку 11.03.2011 ($M = 9.0$) в Японии: тектоническая позиция очага, макросейсмические, сейсмологические и геодинамические проявления // Геотектоника. 2011. № 5. С. 3–16.
176. Рогожин Е.А., Юнга С.Л., Родина С.Н. Особенности реализации сеймотектонических деформаций при генезисе очага землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. // Геофизические процессы и биосфера. 2011. Т. 10. № 2. С. 22–36.

177. Рогожин Е.А., Иогансон Л.И., Завьялов А.Д., Захаров В.С., Лутиков А.И., Славина Л.Б., Рейснер Г.И., Овсяченко А.Н., Юнга С.Л., Новиков С.С. Потенциальные сейсмические очаги и сейсмологические предвестники землетрясений – основа реального сейсмического прогноза. М.: Светоч Плюс. 2011. 368 с.
178. Родкин М.В. Флюидометаморфогенная модель сейсмотектогенеза // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 181–200.
179. Родкин М. В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 1–12.
180. Родкин М. В. Модель сейсмического режима как совокупности эпизодов лавинообразной релаксации, возникающих на множестве метастабильных подсистем // Физика Земли. 2011. № 10. С. 1–9.
181. Родкин М. В., Тихонов И. Н. Новая модель параметризации сейсмического режима и прогностические аспекты ее применения в Сахалинском регионе // Вулканология и сейсмология. 2012. № 3. С. 73–86.
182. Розен О. М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. №3. С. 1–19.
183. Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 829–831.
184. Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестн. АН СССР. 1986. № 8. С. 3–11.
185. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
186. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 12. С. 3–18.
187. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
188. Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука, 1989. 136 с.
189. Семёнова Н.Ю., Захаров В.С. Фрактальный анализ и поиск детерминизма в данных ЭЭГ // Труды X Международной конференции “Новые информационные технологии в медицине и экологии” IT+ME'2002. Ялта-Гурзуф. 2002. С.462–465.
190. Семёнова Н.Ю., Захаров В.С. Фрактальный анализ данных ЭЭГ при эпилепсии // Материалы междисциплинарного симпозиума ФиПС-08 «Прикладная синергетика в нанотехнологиях», 17 - 20 ноября 2008. М. С.461–466.
191. Семенова Н.Ю., Захаров В.С. Анализ корреляционной размерности данных ЭЭГ при эпилепсии у детей // Нелинейный мир. 2010. №3. С. 180–188.

192. Семинский К.Ж. Иерархия зонно-блоковой структуры литосферы центральной и восточной Азии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 1018–1030.
193. Семинский К. Ж. Внутренняя структура разломных зон: пространственно-временная эволюция на основе результатов физического моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 3. С. 183-194. doi:10.5800/GT-2012-3-3-0070.
194. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.А. Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: Наука, 1989. 183 с.
195. Симонов Д. А. Геодинамическое положение верхнекайнозойского вулканизма Эгейско-Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса.: Автореф. дис. канд. геолого-минералогических наук . Москва, 1998. 99 с.
196. Симонов Д.А., Захаров В.С. Методика анализа современных дискретных движений блоков земной коры по данным GPS // Научная конференция «Ломоносовские чтения». Секция «Геология». Москва, МГУ, 2010.
<http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1183766&uri=10.html>
197. Симонов Д.А., Захаров В.С., Гайдаленок О.В., Маловичко Е.А. Применение методики расчета дискретных движений блоков земной коры активных областей по данным GPS на примере Южной Калифорнии // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII тектонического совещания. Т.2. М.:ГЕОС, 2010. С.250–254.
198. Симонов Д.А., Захаров В.С., Лю С. Методики анализа современных дискретных движений блоков геодинамически активных областей по данным GPS (на примере Эгейско-Анатолийского региона) // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С.215–219.
199. Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Закономерности релаксации сейсмического режима по натурным и лабораторным данным // Физика Земли. 2004. №10. С.26–36.
200. Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П., Патонин А.В. Закономерности переходных режимов сейсмического процесса по данным лабораторного и натурального моделирования // Физика Земли. 2010. № 2. С. 17–49.
201. Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Jiadong Q., Черепанцев А.С. Ритмы и детерминированный хаос в геофизических временных рядах // Физика Земли. 2005. Т. 6. С. 6–28.
202. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
203. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Динамика разрушения моделей геологической среды при триггерном влиянии жидкости // Физика Земли. 2011. № 10. С. 48–63.

204. Соболев Г.А., Пономарев А.В., Майбук Ю.Я., Закржевская Н.А., Понятовская В.И., Соболев Д.Г., Хромов А.А., Цывинская Ю.В. Динамика акустической эмиссии при инициировании водой // Физика Земли. 2010. № 2. С. 50–67.
205. Соболев Г.А., Пономарев А.В., Кольцов А.В., Круглов А.А., Луцкий В.А., Цывинская Ю.В. Влияние инъекции воды на акустическую эмиссию при долговременном эксперименте // Геология и геофизика. 2006. Т. 48. № 5. С. 608–621.
206. Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
207. Соколов А.Д. Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения // Геотектоника. 1990. № 6. С. 3–19.
208. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
209. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
210. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лучицкая М.В. Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюллетень МОИП. Отд. Геол. 2001. Т. 76. Вып. 6. С. 24–37.
211. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника на современном этапе. Геотектоника. 2003. № 1. С. 1–14.
212. Соловьев А.А. Моделирование динамики систем блоков и разломов и сейсмичности // Труды института математики и механики УрО РАН. 2011. Т. 17. № 2. С. 174–190.
213. Стаховский И. Р. Самоподобная сейсмогенерирующая структура земной коры: обзор проблемы и математическая модель // Физика Земли. 2007. № 12. С. 35–47.
214. Стеблов Г.М., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Грекова Т.А. Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS // Физика Земли. 2010. № 5. С. 77–82.
215. Стеблов Г.М., Фролов Д.И., Куксенко В.С. Кинематика движения материков Земли // Физика твердого тела. 2005. Т. 47. № 6. С. 1009–1014.
216. Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н. Разрывные нарушения как фрактальные динамические системы // Научная конференция «Ломоносовские чтения». Секция «Геология». Москва, МГУ, 2005. <http://web.ru/db/msg.html?mid=1172760>.
217. Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н. Разрывные нарушения как фрактальные динамические системы // Симпозиум и школа «Синергетика геосистем». 16-20 апреля 2007 г., Москва, ИГЕМ РАН. Материалы конференции. 2007. http://geo.web.ru/conf/SGS_2007/pdf/tveritinova_2.pdf.

218. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
219. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. В 2-х т. М.: "Мир", 1985. 725 с.
220. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Тектонические и сейсмологические аспекты великого японского землетрясения 11 марта 2011 года // Геодинамика и тектонофизика. 2001. Т. 2, № 2. С. 145–160.
221. Трифонов В. Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
222. Уломов В.И. Моделирование зон возникновения очагов землетрясений на основе решеточной регуляризации // Физика Земли. 1998. № 9. С. 20–38.
223. Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 6–22.
224. Управление риском: Риск. Устойчивое развитие. Синергетика. М.: Наука, 2000. 431 с.
225. Федер Е. Фракталы. М: Мир, 1991. 260 с.
226. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.
227. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
228. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 2003. 346 с.
229. Хаин В.Е., Гончаров М.А. Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. 2006. № 5. С. 3-24.
230. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
231. Харбух Д., Бонэм-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии. М.: Мир. 1974. 320 с.
232. Храмов А.Н. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
233. Худсон Д. Статистика для физиков. М.: Мир, 1970. 295 с.
234. Черепанцев А.С. Оценка размерности фазового пространства динамических систем по геофизическим данным // Физика Земли. 2007. № 12. С. 72–81.
235. Черепанцев А.С. Выделение проекции динамической системы по данным наблюдений поля деформаций // Физика Земли. 2008а. № 2. С. 39–58.
236. Черепанцев А.С. Выделение динамической составляющей в вариациях геофизических полей на основе сходимости выборочного среднего // Физика Земли. 2008б. № 11. С. 31–46.
237. Шаповал А. Б., Шнирман М. Г. Эффективность прогноза в модели образования лавин в зависимости от размера предсказываемых событий // Физика Земли. 2008. № 6. С. 61–67.
238. Шаповал А. Б., Шнирман М. Г. Диссипативная детерминированная модель БТВ с активизационным сценарием сильных событий // Физика Земли. 2009б. № 5. С. 47-56.
239. Шаповал А. Б., Шнирман М. Г. Прогноз крупнейших событий в модели образования лавин с помощью предвестников землетрясений // Физика Земли. 2009а. № 5. С. 39-46.

240. Шебалин Н.В. Оценка размеров и положение очага ташкентского землетрясения по макросейсмическим и инструментальным данным // Ташкентское землетрясение. Ташкент: Фан, 1971. С. 68–79.
241. Шебалин П.Н. Афтершоки как индикаторы напряженного состояния в системе разломов // Доклады Академии Наук. 2004. Т. 398. № 2. С. 249–254.
242. Шевченко В.И., Арефьев С.С., Лукк А.А. Близвертикальные скопления очагов землетрясений, не связанные с тектонической структурой земной коры // Физика Земли. 2011. № 4. С. 16–38.
243. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Модель глубинной геодинамики области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит // Литосфера. 2007. № 4. С. 3–20.
244. Шерман С. И. Физические закономерности формирования разломов в земной коре. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1977. 102 с.
245. Шерман С.И. Фрактальный анализ в разломной тектонике // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т.2. М.: ГЕОС, 1998. С. 274–276.
246. Шерман С.И. Развитие представлений М.В. Гзовского в современных тектонофизических исследованиях разломообразования и сейсмичности в литосфере // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 49–59.
247. Шерман С.И. Нестационарная тектонофизическая модель разломов и ее применение для анализа сейсмического процесса в деструктивных зонах литосферы // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 1. № 8. С. 71–80
248. Шерман С. И. Деструкция литосферы: разломно-блоковая делимость и ее тектонофизические закономерности // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 315–344. doi:10.5800/GT-2012-3-4-0077.
249. Шерман С.И., Гладков А.С. Фракталы в исследовании деструктивных зон литосферы и сейсмичности // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С.197–199.
250. Шерман С.И., Гладков А.С. Новые данные о фрактальной размерности разломов и сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // ДАН. 1998. Т. 361. № 5. С. 685–688.
251. Шредер М. Фракталы, хаос, степенные законы. Ижевск: РХД, 2001. 528 с.
252. Шустер Г. Детерминированный хаос. М.: Мир, 1988. 240 с.
253. Юдахин Ф.Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части Европейского Севера // Литосфера. 2002. №2. С. 3–23.
254. Aki K. A probabilistic synthesis of precursory phenomena // Earthquake Prediction: An International Review. Eds Simpson, D.W. & Richards P. G., AGU, Washington, 1981. P. 566–574.
255. Akishin P.G., Altaisky M.V., Antoniou I., Budnik A.D., Ivanov V.V. Burrridge-Knopoff model and self-similarity // Chaos, Solitons and Fractals. 2000. Vol. 11. №1–3. P. 207-222.

256. Arnold L.L., Zandbergen P.A. Positional accuracy of the Wide Area Augmentation System in consumer-grade GPS units // *Computers & Geosciences*. 2011. Vol. 37, Issue 7. P. 883–892. doi: [dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2010.12.011](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2010.12.011)
257. Argus D.F., Gordon R.G. No-Net-Rotation Model of current plate velocities incorporating plate motion model Nuvel-1 // *Geophys. Res. Lett.* 1991. Vol. 18. P. 2038–2042.
258. Argus D.F., Gordon R.G., Heflin M.B., Ma C., Eanes R. J., Willis P., Peltier W. R., Owen S.E. The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy // *Geophysical Journal International*. 2010. Vol. 180. P. 913–960. doi: [10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x).
259. Bak P., Tang C. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol.94. №B11. P.15635-15637.
260. Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. Self-organized criticality: An explanation of the 1/f noise // *Phys. Rev. Lett.* 1987. Vol.59. P.381–384.
261. Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. Self-organized criticality // *Phys. Rev. A*. 1988. Vol.38. P.364–374.
262. Bak P., Christensen K., Olami Z. Self-Organized Criticality: Consequences for Statistics and Predictability of Earthquakes // *Geophysical Monograph 83*. American Geophysical Union, Washington D.C. 1994. P. 69–84.
263. Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D., Cox A. Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes // *Science*. 1981. Vol. 213. P. 47–54.
264. Ben-Zion Y. Collective behavior of earthquakes and faults: Continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes, and different dynamic regimes // *Reviews of Geophysics*. 2008. Vol. 46. RG4006. doi:[10.1029/2008RG000260](https://doi.org/10.1029/2008RG000260).
265. Behringer R.P., Howell D., Kondic L., Tennakoon S., Veje C. Predictability and granular materials // *Physica D*. 1999. Vol. 133. № 1–4. P. 1–17.
266. Bhattacharya P.M., Kayal J.R., Baruah S., Arefiev S.S. Earthquake Source Zones in Northeast India: Seismic Tomography, Fractal Dimension and b Value Mapping // *Pure and applied geophysics*. 2010. Vol. 167. P. 999–1012. doi [10.1007/s00024-010-0084-2](https://doi.org/10.1007/s00024-010-0084-2).
267. Bird P. An updated digital model of plate boundaries // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. Vol. 4. N 3. doi:[10.1029/2001GC000252](https://doi.org/10.1029/2001GC000252).
268. Bird P., Kagan Y. Y., Jackson D. D. Plate tectonics and earthquake potential of spreading ridges and oceanic transform faults // *Plate Boundary Zones, Geophys. Monogr. Ser. Vol. 30*. AGU, Washington, D.C., 2002. P.203–218.

269. Bock Y. , Wdowinski S., Fang P. et al. Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Continuous measurements of regional crustal deformation between the 1992 Landers and 1994 Northridge earthquakes // J. Geoph. Res. 1997. Vol. 102. B8. P. 18013–18033.
270. Bogdanova S., Lubnina N.V., Pisarevsky S.A. Proterozoic Baltica: major stages of block reorganization and supercontinent reconstruction // Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium. 20-24 May 2013. Moscow. Russia. Abstracts. P. 10.
271. Bogomolov L., Bragin V., Fridman A. et al. Comparative analysis of GPS, seismic and electromagnetic data on the central Tien Shan Territory // Tectonophysics. 2007. Vol. 431. P. 143–151.
272. Bonnet E., Bour O., Odling N. E., Davy P., Main I., Cowie P., Berkowitz B. Scaling of fracture systems in geological media // Reviews of Geophysics. 2001. Vol. 39. № 3. P.347–381.
273. Bottiglieri M., Lippiello E., Godano C., de Arcangelis L. Identification and spatiotemporal organization of aftershocks // Journal of Geophysical Research. 2009. Vol. 114. B03303. doi:10.1029/2008JB005941.
274. Bour O., Davy P., Darcel C., et al. A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (Hornelen Basin, Norway) // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107, B6. doi 10.1029/2001JB000176.
275. Burov E.B., Diament M. The effective elastic Thickness (T_e) of continental lithosphere: what does it really means? // J.Geophys.Res. 1995. Vol.100. P. 3905–3927.
276. Burridge R. Some Early Earthquake Source Models. in Modelling Critical and Catastrophic Phenomena in Geoscience. Bhattacharyya P., Chakrabarti B.K. (Eds.) Lect. Notes Phys. Vol.705. Springer. 2006. P. 113–153.
277. Burridge R., Knopoff L. Model and theoretical seismicity // Bulletin of the Seismological Society of America. 1967. Vol. 57. № 3. P. 341-371.
278. Byerlee J.D. Brittle-ductile transition in the rocks // J.Geophys.Res. 1968. Vol.73. P.4741–4750.
279. Campbell C.S., Cleary P.W., Hopkins M. Large scale landslide simulations: global deformations, velocities and basal friction // J.Geoph.Res. 1995. Vol.100. P.8267–8283.
280. Caneva A., Smirnov V. Using the fractal dimension of earthquake distributions and the slope of the recurrence curve to forecast earthquakes in Colombia // Earth Sci. Res. Journal. 2004. Vol. 8, N 1. P. 3–9.
281. Carlson J.M., Langer J.S. Mechanical model of an earthquake fault // Phys. Rev. A. 1989. Vol. 40. № 11. P. 6470–6484
282. Carpinteri A., Paggi M. Size-scale effects on the friction coefficient // International Journal of Solids and Structures. 2005. Vol. 42. P.2901-2910.

283. Carpinteri A., Paggi M. A fractal interpretation of size-scale effects on strength, friction and fracture energy of faults // *Chaos, Solitons and Fractals*. 2009. Vol. 39. P. 540–546. doi:10.1016/j.chaos.2007.01.075.
284. Cartwright J.H.E., Hernandez-Garcia E., Piro O. Burridge–Knopoff Models as Elastic Excitable Media // *Phys. Rev. Lett.* 1997. Vol. 79. P. 527–530
285. Cartwright J.H.E., Eguiluz V.M., Hernandez-Garcia E., Piro O. Dynamics of Elastic Excitable Media // *Int. J. Bifurcation and Chaos*. 1999. №9. P.2197-2202.
286. Cello G., Marchegiani L., Tondi E. Evidence for the existence of a simple relation between earthquake magnitude and the fractal dimension of seismogenic faults: a case study from central Italy // *Geological Society, London, Special Publications*. 2006. Vol. 261. P. 133–140. doi:10.1144/GSL.SP.2006.261.01.10.
287. Chamoli A., Bansal A.R., Dimri V.P. Wavelet and rescaled range approach for the Hurst coefficient for short and long time series // *Computers & Geosciences*. 2007. Vol. 33. P. 83–93. doi:10.1016/j.cageo.2006.05.008.
288. Chen C.-C., Wang W.-C., Chang Y.-F., Wu Y.-M., Lee Y.-H. A correlation between the b-value and the fractal dimension from the aftershock sequence of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake // *Geophysical Journal International*. 2006. Vol. 167. P. 1215–1219. j.1365-246x.2006.03230.x.pdf
289. Choy G.L., Boatwright J.L. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. // *J. Geophys. Res.* 1995. 100. B9. P. 18205–18228.
290. Christensen K., Olami Z., Bak P. Deterministic 1/f Noise in Nonconservative Models of Self-Organized Criticality // *Physical review Letters*. 1992. Vol. 68. P. 2417–2420.
291. Cloetingh S.A.P.L., Ziegler P.A., Bogaard P.J.F. et al. TOPO-EUROPE: The geoscience of coupled deep Earth-surface processes // *Global and Planetary Change*. 2007. Vol. 58. P. 1–118.
292. Crosson R.S., Creager K.C. High-Resolution Earthquake Relocation In Cascadia // USGS. Final Technical Report. 2003. 03HQGR0063. 15 p. <http://earthquake.usgs.gov/research/external/reports/03HQGR0063.pdf>.
293. Dalziel I. Revisiting ancient supercontinents // *Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium*. 20-24 May 2013. Moscow. Russia. Abstracts. P. 18.
294. Davies T.R.H. Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization // *Rock Mech.* 1982.Vol.15. P.9–24.
295. De Martino S., Godano C., Falanga M. Self-sustained oscillator as a model for explosion quakes at Stromboli Volcano // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2002. Vol. 9. P. 31–35.
296. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. Vol.101. P.425–478.

297. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale // *Geophys. Res. Lett.* 1994. Vol.21. P.2191–2194.
298. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. Vol. 181. P. 1–80. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
299. Davies J. H., Davies D. R. Earth's surface heat flux // *Solid Earth*. 2010. Vol. 1. P. 5–24.
300. De Sousa Vieira M. Self-organized criticality in a deterministic mechanical model // *Physical Review A*. 1992. Vol.46. №10. P.6288-6293.
301. De Sousa Vieira M. Chaos and synchronized chaos in an earthquake model // *Phys. Rev. Lett.* 1999. Vol.82. №1. P.201-204.
302. De Sousa Vieira M. Simple deterministic self-organized critical system // *Phys. Rev. E*. 2000. Vol.61. R6056–R6059.
303. De Sousa Vieira M., Herrmann H.J. Self-similarity of friction laws // *Phys. Rev. E*. 1994. Vol.49. P.4534–4541.
304. Dieterich J.H. Time-dependent friction in rocks // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol.77. P.3690–3697.
305. Dieterich J. Time-dependent friction and the mechanics of stick // *Pure Appl. Geophys.* 1978. Vol.116. P.790 –806.
306. Dieterich J.H. Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations // *J. Geophys. Res.* 1979, Vol.84, P.2161–2168.
307. Dieterich J. H. Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent friction // *Tectonophysics*. 1992. Vol.211. P.115–134.
308. Dieterich J. H. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol.99. P.2601–2618.
309. Dieterich J.H. Earthquake simulations with time-dependent nucleation and long-range interaction // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 1995. Vol. 2. P. 109-120.
310. Duermeijer C.E., Krijgsman W., Langereis C.G., Meulenkamp J.E., Triantaphyllou M.V., Zachariasse W.J. A Late Pleistocene clockwise rotation phase of Zakynthos (Greece) and implications for the evolution of the western Aegean arc // *Earth and Plan. Sci. Lett.* 1999. Vol. 173. P. 315–331.
311. Duermeijer C.E., Nyst M., Meijer P.Th., Langereis C.G., Spakman W. Neogene evolution of the Aegean arc: paleomagnetic and geodetic evidence for a rapid and young rotation phase // *Earth and Plan. Sci. Lett.* 2000. Vol.176. №3-4. P.509–525.
312. Elmer F.-J. Nonlinear Dynamics of Dry Friction // *J. Phys.* 1997. Vol. A30. P.6057-6064.
313. Erismann T.H. Mechanisms of large landslides // *Rock Mech.* 1979. Vol.12. P.5–46.

314. Evans D.A.D. The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction // Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 327. P. 371–404. doi:10.1144/SP327.16.
315. Evans D.A.D., Eglington B.M., Pehrsson S. Continuous global craton kinematics spanning 2.1-0.5 GA. // Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium. 20-24 May 2013. Moscow. Russia. Abstracts. P. 24.
316. Felzer K.R., Brodsky E.E. Evidence for dynamic aftershock triggering from earthquake densities // Nature. 2006. Vol.441. doi:10.1038/nature04799.
317. Fernandes R.M.S., Miranda J.M., Delvaux D., Stamps D.S., Saria E. Re-evaluation of the kinematics of Victoria Block using continuous GNSS data // Geophys. J. Int. 2013. Vol. 193. P. 1–10. doi: 10.1093/gji/ggs071.
318. Fowler C.M.R. The Solid Earth: an introduction to global geophysics. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 2005. 685 p.
319. Fractals and Dynamic Systems in Geoscience. J. H. Kruhl (Ed.). Springer. 1994. 422 p.
320. Fractal Behaviour of the Earth System. V. P. Dimri (Ed.). Springer. 2005. 208 p
321. Fractals in the Earth Sciences. C.C. Barton, P.R. La Pointe (Ed.). New-York: Plenum Press, 1995. 265 p.
322. Frede V., Mazzega P. Detectability of deterministic non-linear processes in Earth rotation time-series - I. Embedding // Geophys. J. Int. 1999. Vol. 137. P. 551–564.
323. Frede V., Mazzega P. Detectability of deterministic non-linear processes in Earth rotation time-series - II. Dynamics // Geophys. J. Int. 1999. Vol. 137. P. 565–579.
324. Freymueller J.T., Fletcher H.J. Spatial variations in present-day deformation, Kenai Peninsula, Alaska, and their implications // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. D4. P. 8070–8101.
325. Fujita K., Newberry T. Accretionary Terranes and tectonic evolution of Northeast Siberia. // Accretion tectonics in the Circum-Pacific region. Eds.: Hahimoto M., Uyeda S. Tokyo, 1983. P.43–57.
326. Gagnon J.-S., Lovejoy S., Schertzer D. Multifractal earth topography // Nonlinear Processes in Geophysics. 2006. Vol. 13. P. 541–570.
327. Gatinsky Y., Rundquist D., Vladova G., Prokhorova T. Up-to-Date Geodynamics and Seismicity of Central Asia // International Journal of Geosciences. 2011. Vol. 2. P. 1–12. doi:10.4236/ijg.2011.21001.
328. Geographic Information System (GIS) Compilation of Geophysical, Geologic and Tectonic Data for Circum-North Pacific. W.J. Nokleberg, M.F. Diggles (Eds.) USGS, Open-File Report 99-422, Version 1.0, 1999, (CD).

329. Gomberg J., Felzer K. A model of earthquake triggering probabilities and application to dynamic deformations constrained by ground motion observations // *Journal of Geophysical Research*. 2008. Vol. 113. B10317. doi:10.1029/2007JB005184.
330. Gomberg J., Reasenber P., Cocco M., Belardinelli M. E. A frictional population model of seismicity rate change // *Journal of Geophysical Research*. 2005. Vol. 110. B05S03. doi:10.1029/2004JB003404.
331. Grasemann B., Exner U., Tschegg C. Displacement length scaling of brittle faults in ductile shear // *Journal of Structural Geology*. 2011. Vol. 33. P. 1650–1661. doi:10.1016/j.jsg.2011.08.008.
332. Guo Z., Gao X., Shi H., Wang W. Crustal and uppermost mantle S-wave velocity structure beneath the Japanese islands from seismic ambient noise tomography // *Geophysical Journal International*. 2013. Vol. 193. № 1. P. 394–406. doi: 10.1093/gji/ggs121.
333. Gurer A., Bayrak M. Relation between electrical resistivity and earthquake generation in the crust of West Anatolia, Turkey // *Tectonophysics*. 2007. Vol. 445. P. 49–65. doi:10.1016/j.tecto.2007.06.009. Gureer_Bayrak_2007.pdf
334. Gusev A.A. Approximate Stochastic Self-Similarity of Envelopes of High-Frequency Teleseismic P-Waves from Large Earthquakes // *Pure and Applied Geophysics*. 2010. Vol. 167. P. 1343–1363.
335. Habib P. Production of gaseous pore pressure during rock slides // *Rock.Mech.Rock.Engng*. 1975. Vol.7. P.193–197.
336. Hainzl S., Marsan D. Dependence of the Omori-Utsu law parameters on main shock magnitude: Observations and modeling // *Journal of Geophysical Research*. 2008. Vol. 113. B10309. doi:10.1029/2007JB005492.
337. Hanks T.C, Kanamori H. A moment magnitude scale. // *J. Geophys. Res.* 1979, V.84, B5. P.2348–50.
338. Helmstetter A., Shaw B. E. Afterslip and aftershocks in the rate-and-state friction law // *Journal of Geophysical Research*. 2009. Vol. 114. № B01308. doi:10.1029/2007JB005077.
339. Hillers G., Carlson J.M., Archuleta R.J. Seismicity in a model governed by competing frictional weakening and healing mechanisms // *Geophysical Journal International*. 2009. Vol. 178. № 3. P. 1363-1383. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04217.x.
340. Hirata T. Fractal dimension of fault systems in Japan: fractal structure in rock fracture geometry at various scales // *PAGEOPH*. 1989. Vol. 131. № 1–2. P. 157–170.
341. Hsu K.J. Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls // *Geol.Soc.Am. Bull.* 1975. Vol.86. P.129–140.
342. Jaeger H.M., Nagel S.R. Physics of the Granular State // *Science*. 1992. Vol. 255. № 5051 P. 1523–1531. DOI: 10.1126/science.255.5051.1523.

343. Jaeger J. C., Cook N. G. W., Zimmerman R. W. Fundamentals of rock mechanics. Wiley-Blackwell. 2007. 475 p.
344. Jaeger H.M., Nagel S.R., Behringer R.P. The Physics of Granular Materials // Physics today. 1996. №.4. P. 32–38.
345. Kagan Y.Y. Universality of the Seismic Moment-frequency Relation // Pure Appl. Geophys. 1999. Vol. 155. P. 537–573.
346. Kahle H.-G., Cocard M., Peter Y. et al. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. № B10. P. 23353–23370.
347. Kanamori H. The energy release in great earthquakes. // J. Geophys. Res. 1977. V.82. P. 2981–2987.
348. Kanamori H. Quantification of earthquakes. // Nature. 1978. Vol. 271. № 5644. P. 411–414.
349. Kanamori H. Magnitude scale and quantification of earthquakes // Tectonophysics. 1983. Vol 93. P. 185–199.
350. Kanamori H. Diversity of the Physics of Earthquakes. // Proc. Japan Acad. Serial B. 2004. V. 80. P. 299–316.
351. Kanamori H., Anderson D.L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // Seis.Soc.Am.Bull., 1975, v.65, pp.1073-1096.
352. Kanamori H., Brodsky E.E. The physics of earthquakes // Rep. Prog. Phys. 2004. Vol. 67. P. 1429–1496.
353. Karagianni E.E., Papazachos C.B., Panagiotopoulos D.G., Suhadolc P., Vuan A., Panza G.F. Shear velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves // Geophysical Journal International. 2005. Vol. 160. P. 127–143. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02354.x.
354. Kato A., Igarashi T. Regional extent of the large coseismic slip zone of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake delineated by on-fault aftershocks // Geophys. Res. Lett. 2012. Vol. 39. L15301. doi:10.1029/2012GL052220.
355. Kawasaki S., Asano A., Oouchi T., Takahashi T., Fukushima Y. A relation between Japanese local magnitude M_{jma} and seismic moment determined from dense broad band seismograph network for shallow crustal events. // IUGG XXIV General Assembly July 2-13, 2007 Perugia, Italy. (S) - IASPEI - International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior. SS001 Oral Presentation 6136.
356. Keilis-Borok V.I., Rotwain I.M., Soloviev A.A. Numerical modeling of block structure dynamics: dependence of a synthetic earthquake flow on the structure separateness and boundary movements // Journal of Seismology. 1997. Vol. 1. P. 151–160. Keilis-Borok_etal_1997.pdf

357. Khelifa S., Kahlouche S., Belbachir M. F. Analysis of position time series of GPS-DORIS co-located stations // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2013. Vol. 20. P. 67–76. doi:10.1016/j.jag.2011.12.011.
358. Kilburn C.R.J. Multiscale fracturing as a key to forecasting volcanic eruptions // *J. Volc. and Geothermal Res.* 2003. Vol. 125. P. 271–289.
359. Kilgore B.D., Blanpied M.L., Dieterich J.H. Velocity-dependent friction of granite over a wide range of conditions // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol.20. P.903–906.
360. Klyuchevskii A.V., Zuev F. L. Structure of the Epicenter Field of Earthquakes in the Baikal Region // *Doklady Earth Sciences*. 2007. Vol. 415. № 6. P. 944–949.
361. Knopoff L. The organization of seismicity on fault networks // *PNAS*. 1996. Vol. 93. P. 3830–3837.
362. Kohlstedt D.T., Evans B., Mackwell S.J. Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments // *J.Geophys.Res.* 1995. Vol.100. B9. P. 17587–17602.
363. Koronovsky N.V., Zakharov V.S. Forming of the foredeeps of Northern Caucasus caused by strike sleep-displacements movements of the southern edge of the Scyphian plate // 25th General Assembly of the EGS, April 25-29, 2000. Nice, 2000.
364. Kossobokov V.G., Keilis-Borok V.I., Turcotte D.L., Malamud B.D. Implications of a Statistical Physics Approach for Earthquake Hazard Assessment and Forecasting // *Pure and applied geophysics*. 2000. Vol. 157. P. 2323–2349.
365. Leine R. I., Nijmeijer H. Dynamics and bifurcations of non-smooth mechanical systems. *Lecture Notes in Applied and Computational Mechanics*. Vol.18. Springer-Verlag. Heidelberg. 2004. 236 p.
366. Leonardi S., Kimpel H.-J. Variability of geophysical log data and the signature of crustal heterogeneities at the KTB // *Geophysical Journal International*. 1998. Vol. 135. P. 964–974.
367. Li J., Chen Y., Mi H. 1/f temporal fluctuation: detecting scale –invariance properties of seismic activity in North China // *Chaos, Solitons and Fractals*. 2002. Vol. 14. P. 1487–1494.
368. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambrian Research*. 2008. Vol. 160, Issues 1–2. P. 179–210.
369. Lim Y. F., Chen K. Dynamics of Dry Friction: A Numerical Investigation // *Phys. Rev. E*. 1998. Vol.58. №5. P. 5637-5642.
370. Lomax A., Michelini A., Piatanesi A. An energy-duration procedure for rapid determination of earthquake magnitude and tsunamigenic potential. // *Geophys. J. Int.* 2007. Vol. 170. P. 1195–1209.
371. Lovejoy S., Schertzer D. Scaling and multifractal fields in the solid earth and topography // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2007. Vol. 14. P. 465–502.

372. Malamud B.D., Turcotte D.L. Self-Organized Criticality Applied to Natural Hazards // *Natural Hazards*. 1999. Vol. 20. P. 93–116.
373. Main I.G. Earthquake scaling // *Nature*. 1992. Vol. 357. P. 27–28.
374. Main I. Statistical physics, seismogenesis, and seismic hazard // *Rev. Geophys.* 1996 Vol. 34, N 4. P. 433–462.
375. Main I.G., Peacock S., Meredith P.G. Scattering Attenuation and the Fractal Geometry of Fracture Systems // *Pure and applied geophysics*. 1990. Vol. 133. № 2. P. 283–304.
376. Main I.G., Meredith P.G., Henderson J.R., Sammond P.R. Positive and negative feedback in the earthquake cycle: the role of pore fluids on states of criticality in the crust // *Annali di Geofisica*. 1994. Vol. 37. № 6. P. 1461–1479.
377. Makris J. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic sounding. *Tectonophysics* 1978. Vol. 46:P. 269–284.
378. Malservisi R., Hugentobler U., Wonnacott R., Hackl M. How rigid is a rigid plate? Geodetic constraint from the TrigNet CGPS network, South Africa // *Geophys. J. Int.* 2013. Vol. 192. P. 918–928. doi: 10.1093/gji/ggs081.
379. Mandelbrot B. *The Fractal Geometry of Nature*. New York: W. H. Freeman and Co., 1982. 497 p.
380. Marone C. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998a. Vol. 26. P. 643–696.
381. Marone C. The effect of loading rate on static friction and the rate of fault healing during the earthquake cycle // *Nature*. 1998b. Vol. 391. № 69. P. 69–72.
382. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc*. 1997. Vol.6. P.121–142.
383. Mao A., Harrison C. G. A., Dixon T.H. Noise in GPS coordinate time series // *J. Geoph. Res.* 1999. Vol. 104. B2. P. 2797–2816.
384. Matcharashvili T., Chelidze T., Javakhishvili Z., Ghlonti E. Detecting differences in temporal distribution of small earthquakes before and after large events // *Computers & Geosciences*. 2002. Vol. 28. P. 693–700.
385. McCaffrey R. Block kinematics of the Pacific–North America plate boundary in the southwestern United States from inversion of GPS, seismological, and geologic data // *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110. № B07401. doi:10.1029/2004JB003307.
386. McClusky S., Balassallian S., Barka A. et al. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. № B3. P. 5695–5719.

387. McDowell G.R., Bolton M.D., Robertson D. The fractal crushing of granular materials // J. Mech. Phys. Solids. 1996. Vol. 44. № 2. P. 2079–2102.
388. McNutt S.R. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories. In: Scarpa, R., Tilling, R.I. (Eds.) *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Berlin: Springer, 1996. P. 99–146.
389. McNutt S.R. Seismic Monitoring. In: *Encyclopedia of Volcanoes*. Sigurdsson, H., B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, and J. Stix (eds.) Academic Press: San Diego. 2000. P. 1095–1119.
390. McNutt S.R. Volcano Seismology. In: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. Lee, W.H.K., H. Kanamori, and P.C. Jennings (eds.), Vol. 81A, IASPEI, Palo Alto. 2002. P. 383–406.
391. Meade B. J., Hager B. H. Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. № B03403. doi:10.1029/2004JB003209.
392. Melosh H.J. Acoustic fluidization: a new geological process? // J. Geoph. Res. 1979. Vol. 84, P. 7513–7520.
393. Minster J. B., Jordan T. H. Present-day plate motions // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. P. 5331–5354.
394. *Modelling Critical and Catastrophic Phenomena in Geoscience*. Bhattacharyya P., Chakrabarti B.K. (Eds.) *Lect. Notes Phys.* Vol. 705. Springer. 2006. 525 p.
395. Molchan G., Kronrod T. The fractal description of seismicity // *Geophysical Journal International*. 2009. Vol. 179. № 3. P. 1787–1799. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04380.x.
396. Moore T.E. The Arctic Alaska superterrane // *Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey* / Bradley D.C., Dusel-Bacon C. (eds.) U.S. Geological Survey Bulletin 2041. 1992. P. 238–244.
397. Nanjo K., Nagahama H. Spatial Distribution of Aftershocks and the Fractal Structure of Active Fault Systems. // *Pure and applied geophysics*. 2000. Vol. 157. P. 575–588.
398. Nanjo K., Nagahama H. Fractal properties of spatial distributions of aftershocks and active faults. // *Chaos, Solitons and Fractals*. 2004. Vol. 19. P. 387–397.
399. Newman W.I., Turcotte D.L. A simple model for the earthquake cycle combining self-organized complexity with critical point behavior // *Nonlin. Proc. in Geophys.* 2002. Vol. 9. P. 453–461.
400. Nicolis C., Nicolis G. Reconstruction of the dynamics of the climatic system from time-series data // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*. 1986. Vol. 83. P. 536–540.
401. Nishida K., Kawakatsu H., Obara K. Three-dimensional crustal S wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters // J. Geophys. Res. 2008. 113. B10302.

402. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-north Pacific tectonostratigraphic terrane map. USGS. Open file report 94-714. 1994. 221 p.
403. Non-Linearity and Breakdown in Soft Condensed Matter. K. K. Bardhan B.K. Chakrabarti, A. Hansen (Eds.) Springer-Verlag. 1994. 340 p.
404. Nosonovsky M., Bhushan B. Multiscale Dissipative Mechanisms and Hierarchical Surfaces. Friction, Superhydrophobicity, and Biomimetics. Springer. 2008. 277 p.
405. Nyst M., Thatcher W. New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. № B11406. doi:10.1029/2003JB002830.
406. Olami Z., Feder H.J.S., Christensen K. Self-Organized Criticality in a Continuous, Nonconservative Cellular Automaton Modeling Earthquakes // Physical review Letters. 1992. Vol. 68. № 8. P. 1244–1247.
407. Oncel A.O., Alptekin O., Main I. Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the western part of the north Anatolian fault zone: possible artifacts due to improvements in station coverage // Nonlin. Proc. Geophys. 1995. Vol. 2. P. 147–157.
408. Oncel A.I., Wilson T.H., Nishizawa O. Size scaling relationships in the active fault networks of Japan and their correlation with Gutenberg-Richter b values // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 21827–21841.
409. Ozacar A.A., Zandt G., Gilbert H., Beck S.L. Seismic images of crustal variations beneath the East Anatolian Plateau (Turkey) from teleseismic receiver functions // Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. 2010. Vol. 340. P. 485–496.
410. Padhy S., Mishra O.P., Zhao D., Wei W. Crustal heterogeneity in the 2007 Noto-Hanto earthquake area and its geodynamical implications // Tectonophysics. 2011. Vol. 509. P. 55–68. doi:10.1016/j.tecto.2011.06.002.
411. Papadimitriou P., Kaviris G., Makropoulos K. The MW=6.3 2003 Lefkada earthquake (Greece) and induced stress transfer changes // Tectonophysics. 2006. Vol. 423. P. 73–82. doi:10.1016/j.tecto.2006.03.003.
412. Paterson M. S., Wong T.-F. Experimental rock deformation-the brittle field. Springer. 2005. 347 p.
413. Pechersky D.M., Shapiro M.N., Sharonova Z.V. Palaeomagnetic study of the Eastern Kamchatka Cretaceous-Palaeocene arc: new evidence concerning palaeosubduction zone absolute motion // Geophys. J. Int. 1997. Vol.130. P. 606–622.
414. Perouse E., Chamot-Rooke N., Rabaute A., Briole P., Jouanne F., Georgiev I., Dimitrov D. Bridging onshore and offshore present-day kinematics of central and eastern Mediterranean: Implications for crustal dynamics and mantle flow // Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3). 2012. Vol. 13. № 9. doi:10.1029/2012GC004289.

415. Peskov A., Perestoronin A.N., Didenko A.N., Guryanov V.A. Paleomagnetism Of Paleoproterozoic rocks of the South-Eastern Aldan-Stanovoi shield: the question of the formation of Siberian craton // Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium. 20-24 May 2013. Moscow. Russia. Abstracts. P. 56.
416. Pisarevsky S. Pre-Rodinian supercontinents: how ‘super’ were they? // Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium. 20-24 May 2013. Moscow. Russia. Abstracts. P. 58.
417. Piper J.D.A., Tatar O., Gursoy H. Deformational behaviour of continental lithosphere deduced from block rotations across the North Anatolian fault zone in Turkey // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 150. № 3–4. P. 191–203.
418. Piper J.D.A., Gursoy H., Tatar O. et al. Distributed neotectonic deformation in the Anatolides of Turkey: A paleomagnetic analysis // Tectonophysics. 2010. Vol. 488. № 1. P. 31–50. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.026.
419. Ponomarev A., Sobolev G., Maibuk Yu. Acoustic Emission Dynamics Initiated by Fluid Infusion on Laboratory Scale // De Rubeis V. et al. (eds.). Synchronization and Triggering: from Fracture to Earthquake Processes, GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences 1. Springer-Verlag: Berlin. 2010. P. 179–200.
420. Ponomarev A.V., Zavyalov A.D., Smirnov V.B., Lockner D.A. Physical modeling of the formation and evolution of seismically active fault zones // Tectonophysics. 1997. Vol. 277. P. 57–81.
421. Popov V. L. Contact Mechanics and Friction. Physical Principles and Applications. Springer. 2010. 362 p.
422. Prawirodirdjo L., Bock Y. Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. B08405. doi:10.1029/2003JB002944.
423. Primakov I., Shnirman M. Type of trajectory instability for a movable disk model of the lithosphere // Phys. Earth Planet. Inter. 1999. Vol.111. P.305-315.
424. Ranalli G., Murphy D.C. Rheological stratification of the lithosphere // Tectonophysics. 1987. Vol.132. P. 281–295.
425. Raleigh C.B., Peterson M.S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications // J.Geophys.Res. 1965. Vol. 76. P.3965–3985.
426. Reilinger R., McClusky S., Vernant P. et al. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. № B05411. doi:10.1029/2005JB004051.

427. Rice J. R., Ruina A. L. Stability of Steady Frictional Slipping // *Journal of Applied Mechanics*. 1983. Vol. 50. P. 343-349.
428. Robertson M.C., Sammis C.G., Sahimi M., Martin A.J. Fractal analysis of three-dimensional spatial distributions of earthquakes with a percolation interpretation. // *Journal of Geophysical Research*. 1995. Vol.100. B1. P.609–620.
429. Rodkin M.V. Patterns of seismicity found in the generalized vicinity of a strong earthquake: agreement with common scenarios of instability development // *Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective*, *Geophys. Monogr. Ser.*. 2012. Vol. 196. P. 27–39. doi:10.1029/2011GM001060.
430. Rodkin M. V., Gvishiani A. D., Labuntsova L. M. Models of generation of power laws of distribution in the processes of seismicity and in formation of oil fields and ore deposits // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2008. Vol. 10. № ES5004. doi:10.2205/2007ES000282.
431. Ruina A. Slip Instability and State Variable Friction Laws // *Journal of Geophysical Research*. 1983. Vol. 88. № B12. P. 10359-10370.
432. Sagiya T., Miyazaki S., Tada T. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan // *PAGEOPH*. 2000. Vol. 157. P. 2303–2322.
433. Sammis C.G., Sornette D. Positive feedback, memory, and the predictability of earthquakes // *PNAS*. 2002. Vol. 99. C. 2501-2508. doi:10.1073/pnas.0125809999.
434. Schmittbuhl J., Vilotte J.-P., Roux S. Velocity weakening friction: A renormalization approach // *J. Geophys. Res.* 1996a. Vol.101. №B6. P. 13911-13917.
435. Schmittbuhl J., Vilotte J.-P., Roux S. A dissipation-based analysis of an earthquake fault model // *J. Geophys. Res.* 1996b. Vol. 101. № B12. P. 27741-27764.
436. Scholz C.H. Earthquakes and friction laws // *Nature*. 1998. Vol. 391, P. 37–42.
437. Scholz C. H. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge: Cambridge University Press. 2002. 471 p.
438. Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake prediction: A physical basis // *Science*. 1973. Vol. 181. P. 803–810.
439. Schultz R.A., Okubo C.H., Wilkins S.J. Displacement-length scaling relations for faults on the terrestrial planets // *Journal of Structural Geology*. 2006. Vol. 28. P. 2182–2193.
440. Sella G.F., Dixon T.H., Mao A. REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 104. B4. doi:10.1029/2000JB000033.
441. Shang P., Na X., Kamae S. Chaotic analysis of time series in the sediment transport phenomenon // *Chaos, Solitons and Fractals*. 2009. Vol. 41. № 1. P. 386–379. doi:10.1016/j.chaos.2008.01.014.

442. Sherman S.I., Gladkov A.S. Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // *Tectonophysics*. 1999. Vol. 308. P. 133–142.
443. Shreve R.L. The Blackhawk landslide // *Geol.Soc.Am. Spec.Pap.* 1968. Vol.108. 47 p.
444. Sibson R.H. Continental fault structure and the shallow earthquake source // *J.Geol.Soc. London*. 1983. Vol. 140. P. 741–767.
445. Sornette D. *Critical Phenomena in Natural Sciences. Chaos, Fractals, Selforganization and Disorder: Concepts and Tools*. Second edition. Springer. 2006. 528 p.
446. Sornette D., Knopoff L., Kagan Y.Y., Vanneste C. Rank-ordering statistics of extreme events: application to the distribution of large earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. P. 13883–13893.
447. Sornette D., Pisarenko V. Fractal Plate Tectonics // *Geophys. Res. Let.* 2003. Vol. 30. № 3. doi:10.1029/2002GL015043.
448. Sornette A., Sornette D., Evesque E. Frustration and disorder in granular media and tectonic blocks: implications for earthquake complexity // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 1994. Vol. 1. P. 209–218.
449. Telesca L., Lapenna V., Macchiato M. Mono- and multi-fractal investigation of scaling properties in temporal patterns of seismic sequences // *Chaos, Solitons and Fractals*. 2004. Vol. 19. P. 1–15.
450. Telesca L., Cuomo V., Lapenna V., Macchiato M. A New Approach to Investigate the Correlation Between Geoelectrical Time Fluctuations and Earthquakes in a Seismic Area of Southern Italy. // *Geophysical Research Letters*. 2001. Vol. 28. № 23. P. 4375–4378.
451. Tikhonov I.N. Mega-earthquake on 11 March 2011 in Japan and aftershock process dynamics' development // *Rus. J. of Earth Sci.* 2011. Vol. 12. ES1003. doi:10.2205/2011ES000503.
452. Torabi A., Berg S.S. Scaling of fault attributes: A review // *Marine and Petroleum Geology*. 2011. Vol. 28. P. 1444–1460. doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.04.003.
453. Trifonov V.G. World map of active faults (preliminary results of studies) // *Quaternary International*. 1995. Vol. 25. P. 3–12.
454. Trifonov V.G. Active faults in Eurasia: general remarks // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 380. N 3–4. P. 123–130.
455. Turcotte D.L. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. 2nd edn. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.
456. Turcotte D.L. Seismicity and self-organized criticality // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1999. Vol. 111. №3-4. P. 275-293.
457. Turcotte D.L., Malamud B.D., Guzzetti F., Reichenbac P. Self-organization, the cascade model, and natural hazards // *PNAS*. 2002. Vol. 99. P. 2530–2537. doi:10.1073/pnas.

458. Urquizu M., Correig A.M. Analysis of seismic dynamical systems // *Journal of Seismology*. 1998. Vol. 2. P. 159–171.
459. Utsu T. A statistical study on the occurrence of aftershocks // *Geophys. Mag.* 1961. Vol. 30. P.521–605.
460. Utsu T. Statistical features of seismicity // *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Part A*. San Diego: Academic. 2002. P. 719–732.
461. Utsu T. Relationships between magnitude scales. In: Lee W.H.K, Kanamori H., Jennings, P.C., and Kisslinger C., eds. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology: Academic Press. International Geophysics*, 2002. Vol. 81-A. P. 733–746.
462. Utsu T., Ogata Y., Matsu'ura R.S. The Centenary of the Omori Formula for a Decay Law of Aftershock Activity // *J.Phys.Earth*. 1995. Vol. 43. P. 1–33.
463. Vadkovsky V.N., Zakharov V.S. Dynamic processes in geology: Introduction to nonlinear systems. // *The Second International Conference on the Geology of Africa*. 28-30 Oct., 2001, Assuit-Egypt. Abstracts. Assuit, 2001. P. 51.
464. Vadkovsky V., Zakharov V. Dynamic processes in geology: Introduction to nonlinear systems // *WISTCIS Outlook Conference “Information Society Priorities: New Prospects for European CIS Countries”*. Conference abstracts. Moscow. 2003. P. 66.
465. Vigny C., Simons W.J.F., Abu S. et al. Insight into the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from GPS measurements in Southeast Asia // *Nature*. 2005. Vol. 436. P. 201–205.
466. Viti M., Albarello D., Mantovani E. Rheological profiles in the Central-Eastern Mediterranean // *Annali di Geofisica*. 1997. Vol. 40. № 4. P. 849–864.
467. Volant P., Grasso J.R. The finite extension of fractal geometry and power law distribution of shallow earthquakes: a geomechanical effect // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 21879–21889.
468. Walsh D.B., Scotese C.R. *Plate Tracker Version 1.1*. Arlington: University of Texas. 1994. 25 p.
469. Wang Z., Zhao D. Seismic evidence for the influence of fluids on the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake in southwest Japan // *Phys. Earth Planet. Int.* 2006. Vol. 155. P. 313–324.
470. Wang J., Zhao D. P wave anisotropic tomography of the Nankai subduction zone in Southwest Japan // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3)*. 2012. Vol. 13. № 5. doi:10.1029/2012GC004081.
471. Wang W., Zhao B., Wang Q., Yang S. Noise analysis of continuous GPS coordinate time series for CMONOC // *Advances in Space Res.* 2012. Vol. 49. P. 943–956. doi:10.1016/j.asr.2011.11.032.
472. Wang W., Yang S., Wang Q. Crustal block rotations in Chinese mainland revealed by GPS measurements // *Earthq. Sci.*. 2009. Vol. 22. P. 639–649. doi: 10.1007/s11589-009-0639-4.

473. Williams S. D. P., Bock Y., Fang P. et al. Error analysis of continuous GPS position time series // *J. Geophys. Res.* 2004. Vol. 109. B03412. doi:10.1029/2003JB002741.
474. Williams T.B., Kelsey H.M., Freymueller J.T. GPS-derived strain in northwestern California: Termination of the San Andreas fault system and convergence of the Sierra Nevada–Great Valley block contribute to southern Cascadia forearc contraction // *Tectonophysics*. 2006. Vol. 423. P. 171–184.
475. Wilson T.H. Scale Transitions in Fracture and Active Fault Networks // *Math. Geology*. 2001. Vol. 33. N 5. P. 591–613.
476. Yukutake Y., Tanada T., Honda R., Harada M., Ito H., Yoshida A. Fine fracture structures in the geothermal region of Hakone volcano, revealed by well-resolved earthquake hypocenters and focal mechanisms // *Tectonophysics*. 2010. Vol. 489. P. 104–118. doi:10.1016/j.tecto.2010.04.012.
477. Zavyalov S., Zakharov V. Calculation of Tectonic Block Rotation Parameters from GPS Data // *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 14, EGU2012-PREVIEW, 2012. EGU General Assembly 2012 <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2012/EGU2012-12519.pdf>
478. Zhang J., Bock Y., Johnson H. et al. Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Error analysis of daily position estimates and site velocities // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. B8. P. 18035–18055.
479. Zhao J., Chen S., Zuo R., Carranza E. J. M. Mapping complexity of spatial distribution of faults using fractal and multifractal models: vectoring towards exploration targets // *Computers & Geosciences*. 2011. Vol. 37. P. 1958–1966. doi:10.1016/j.cageo.2011.04.007.