

Динамика формирования генеральных разломов в зонах растяжения литосферы (результаты физического моделирования)

С.И. Шерман, А.В. Черемных, С.А. Борняков, А.С. Гладков, Л.П. Шишкина

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 664033, Россия

С соблюдением условий подобия проведено физическое моделирование формирования генеральных разломов в зонах растяжения литосферы. Показано, что пространственно-временная эволюция деструктивного процесса в зоне генерального разлома протекает закономерно от заложения многочисленных разрывов, их постепенного роста и стадийной иерархической трансформации через последовательное избирательное объединение к единому магистральному шву. Стадийность формирования генерального разлома, которая выражается в серии структурных перестроек последовательно формирующейся сети разрывов, может рассматриваться в рамках концепции структурных уровней деформации, лежащей в основе физической мезомеханики.

1. Введение

К категории генеральных отнесены разломы литосферы, имеющие длину более восьмидесяти километров и практически секущие земную кору [1]. Изучение временной последовательности развития генеральных разломов традиционными геологическими методами затруднено в силу большой продолжительности процесса, измеряемой десятками миллионов лет. Методы физического моделирования с соблюдением условий подобия позволяют нам реконструировать структурные и временные стадии формирования генеральных разломов.

Из физической теории и результатов моделирования следует, что генеральный разлом формируется закономерно и представляет собой конечный результат стадийно развивающегося в зоне его влияния деструктивного процесса. При этом природа стадийности деструктивного процесса кроется в последовательных масштабных трансформациях порождаемых им разрывных нарушений, а именно: в формировании многочисленных локальных разломов, их избирательном росте и объединении в более редкую сеть региональных разломов, а последних — в генеральный разлом [2–6].

Выделение стадий развития генерального разлома при растяжении литосферы в ранее выполненных экспе-

риментах проведено К.Ж. Семинским на количественной основе с использованием таких структурных параметров, как длина наиболее протяженного активного разрыва и плотность активных разрывов в пределах площади модели [5].

В последние годы при изучении разломной структуры, в том числе и при обработке результатов моделирования деструктивных зон литосферы, хорошо себя зарекомендовал метод фрактальных множеств [7–13], который, в силу своей специфики, отражает структурную сложность иерархической самоподобной сети разломов. Используя метод фрактальных множеств, мы предприняли попытку изучения динамики формирования генерального разлома зоны растяжения литосферы по результатам физического моделирования.

2. Методика моделирования формирования генерального разлома и подсчета количественных показателей

Методика проведения экспериментов физического моделирования на установке “Разлом” детально изложена в [3–6]. При проведении данного комплекса опытов растягивающие усилия, создаваемые перемещением одного из штампов (рис. 1), были приложены к

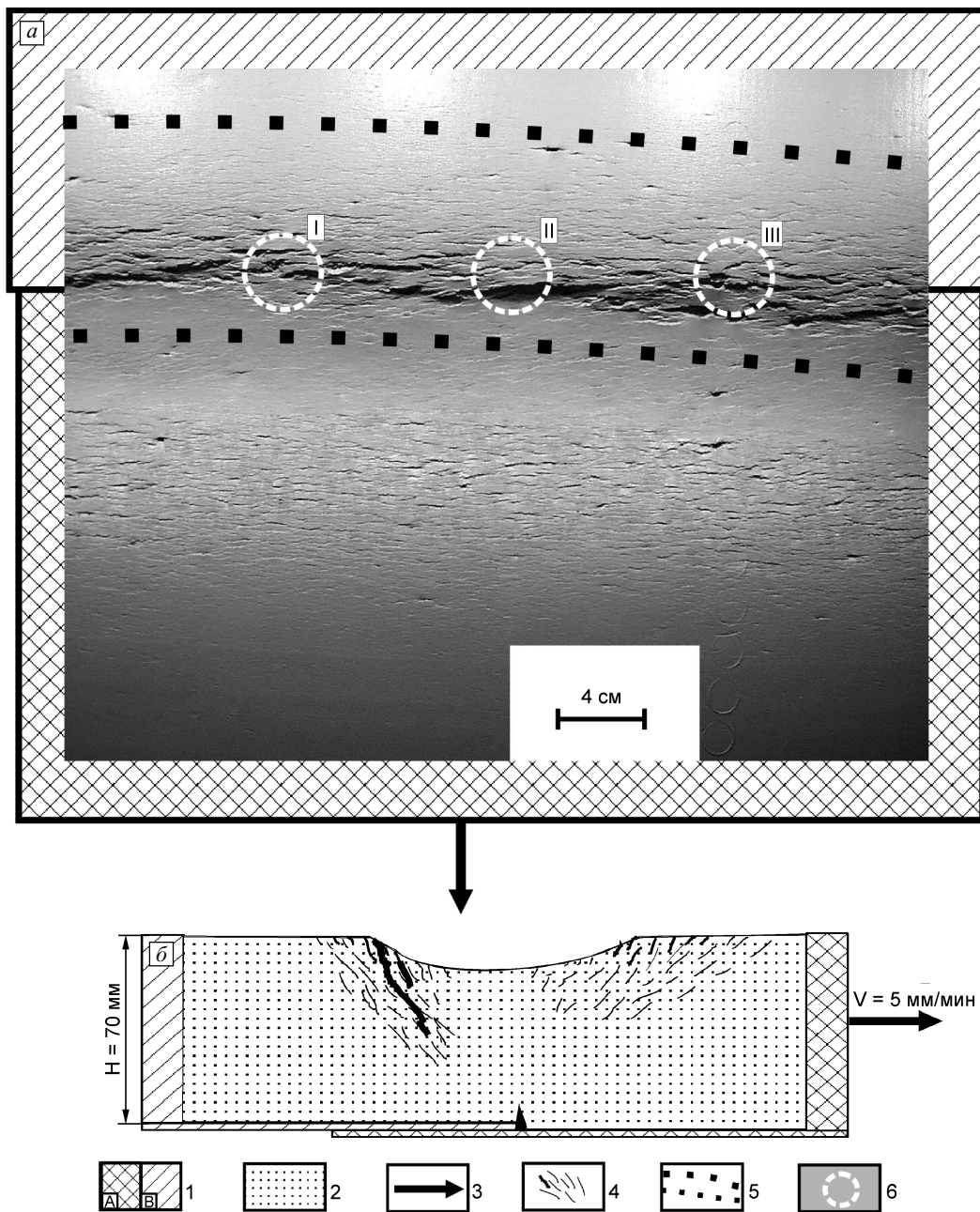


Рис. 1. Принципиальный вид модели на одной из стадий формирования зоны растяжения: фотография центральной части зоны растяжения в ходе эксперимента, вид сверху (а); схематический разрез вкrest простираения моделируемой зоны растяжения (б). Условные обозначения: 1 — штампы экспериментальной установки: подвижный (А), неподвижный (В); 2 — модельный материал; 3 — направление перемещения подвижного штампа; 4 — разрывы; 5 — зона влияния генерального разлома; 6 — участки подсчета плотности разрывов зоны формирующегося генерального разлома

подошве деформируемого слоя, что соответствует подлитосферному источнику растяжения [5, 14]. Условия подобия моделей реальным геодинамическим ситуациям неоднократно обсуждались в [2–4, 13–15]. Остановимся лишь на соотношении параметров аналоговой модели и особенностях строения тектонотипа зоны растяжения — Байкальской рифтовой зоны.

Средняя вязкость континентальной литосферы составляет 10^{23} Па·с [16], продолжительность формирования Байкальской рифтовой зоны оценивается в 25 млн лет [17], средняя плотность пород литосферы 2.7 г/см^3 . Применяемый модельный материал имеет вязкость 10^5 Па·с, удельный вес 2 г/см^3 . Скорость перемещения штампов при моделировании составляла

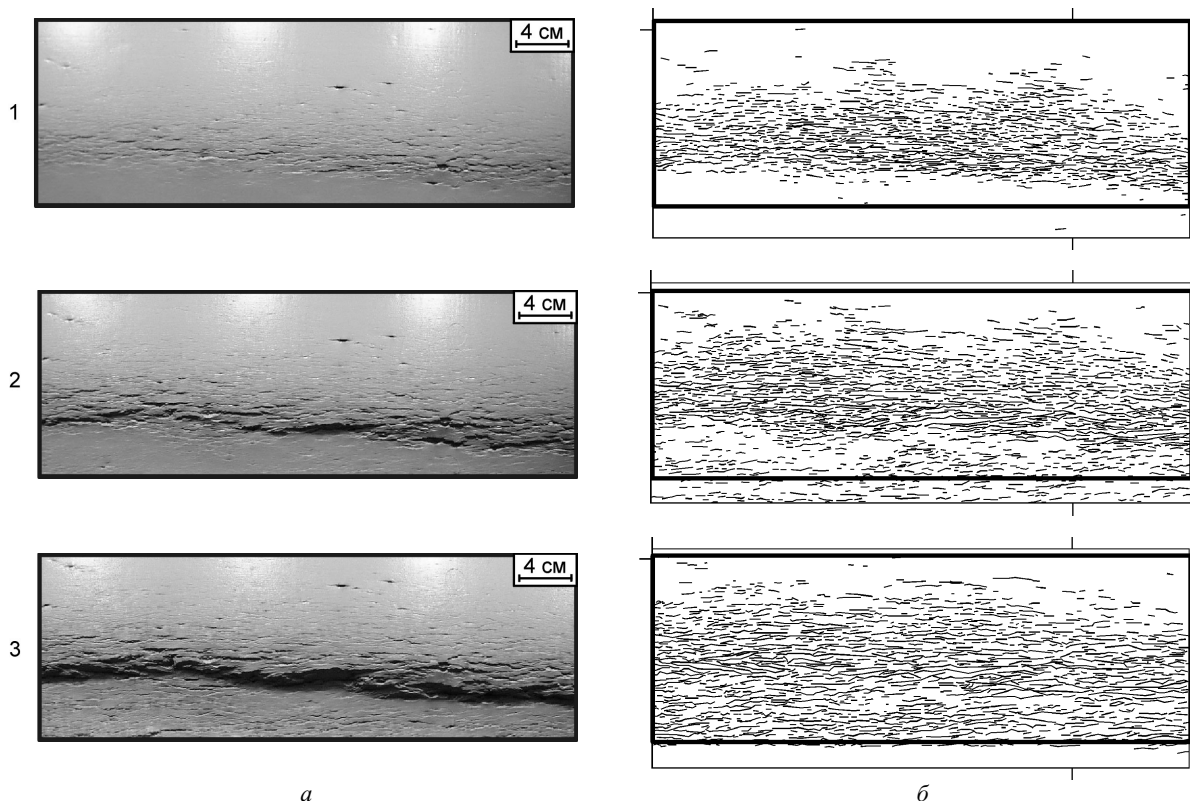


Рис. 2. Примеры фоторегистрации зоны генерального разлома (а) и структурные схемы сети разрывов в зоне (б): 1, 2, 3 — моменты фоторегистрации, соответствующие 640, 800 и 960 с от начала опыта

5 мм/мин. Продолжительность эксперимента от начала деформации до формирования сложного разлома, подобного генеральному в природе, т. е. до разрыва модели, составляла 15–20 минут. Согласно теории подобия [15], при принятых соотношениях исходных параметров 1 мм в модели соответствует 1 км в природе, а 1 минута эксперимента соответствует 1.5 млн лет.

На рифленые штампы экспериментальной установки “Разлом” равномерно размещался слой глинистой пасты толщиной 70 мм, что соответствовало примерной мощности упругой литосферы до рифтогенеза — 70 км. Путем перемещения одного из штампов с равномерной скоростью 5 мм/мин реализовалась деформация растяжения (рис. 1). Принятая скорость деформации соответствует природной скорости 3.3 мм/год. В процессе моделирования слой утонялся, что соотносится с уменьшением современной мощности литосферы под Байкальской рифтовой зоной до 40–50 км [18]. Формирование магистрального разлома в модели при постоянной нагрузке произошло за 18 минут, в течение которых последовательно было сделано 13 фотографий для измерения главным образом количественных параметров трещин. Каждая из фотографий насчитывала от 613 до 1 448 разрывов (трещин) различной длины (рис. 2, а, б). Все разрывы на каждой из фотографий с помощью специальной программы-дигитайзера были переведены

в цифровую форму. Она отражала пространственное распределение разрывов разной длины в различные временные периоды формирования генерального разлома в модели. Иными словами, полученная цифровая база данных характеризовала трещиноватость модели при различной ее деформации.

Для обработки цифровой базы данных был использован аппарат фрактальной геометрии [12, 19]. Определение фрактальных размерностей производилось по общей методике для объектов на плоскости [20] — методом подсчета квадратов (box-counting technique). Для определения фрактальной размерности применялась следующая (стандартная) процедура, реализованная в компьютерной программе “Фрактал”.

Прямоугольный контур для расчета фрактальной размерности задавался вдоль зоны формирующегося генерального разрыва. Он разбивался (путем деления длинной стороны) на конечное число квадратных пикселей исходным размером L_0 , равным длине короткой стороны. В случае, если соотношение длинной и короткой сторон площадки не обеспечивало выполнение этого условия, программа автоматически корректировала размеры длинной стороны, чтобы ее длина была кратной длине короткой стороны. При дальнейших итерациях размер пикселей уменьшался наполовину: $L_1 = L_0/2, \dots, L_i = L_{i-1}/2$. Для каждого нового размера (L_0, L_1, \dots, L_i)

Таблица 1

Параметры фрактальной размерности сети разрывов в зоне генерального разлома

№ фото	Время от начала опыта, с	№ итерации	Размер пиксела L_i , мм	Фрактальная размерность на итерациях D_i	Фрактальная размерность генерального разлома D
1	440	7	2.33	1.46	1.45 ± 0.02
		8	1.17	1.46	
		9	0.58	1.43	
2	518	6	4.67	1.64	1.64 ± 0.02
		7	2.33	1.66	
		8	1.17	1.63	
3	573	6	4.67	1.65	1.64 ± 0.02
		7	2.33	1.66	
		8	1.17	1.62	
4	640	6	4.67	1.67	1.66 ± 0.02
		7	2.33	1.67	
		8	1.17	1.63	
5	680	6	4.67	1.66	1.66 ± 0.02
		7	2.33	1.68	
		8	1.17	1.64	
6	720	5	9.34	1.60	1.67 ± 0.03
		6	4.67	1.699	
		7	2.33	1.69	
		8	1.17	1.65	
7	760	5	9.34	1.69	1.73 ± 0.04
		6	4.67	1.76	
		7	2.33	1.76	
		8	1.17	1.71	
8	800	5	9.34	1.72	1.75 ± 0.04
		6	4.67	1.78	
		7	2.33	1.77	
		8	1.17	1.71	
9	841	5	9.34	1.73	1.75 ± 0.02
		6	4.67	1.77	
		7	2.33	1.76	
10	880	5	9.34	1.78	1.80 ± 0.02
		6	4.67	1.82	
		7	2.33	1.796	
11	920	5	9.34	1.80	1.81 ± 0.02
		6	4.67	1.83	
		7	2.33	1.80	
12	960	5	9.34	1.83	1.82 ± 0.02
		6	4.67	1.84	
		7	2.33	1.80	
13	1000	4	18.68	1.79	1.82 ± 0.03
		5	9.34	1.85	
		6	4.67	1.85	
		7	2.33	1.80	

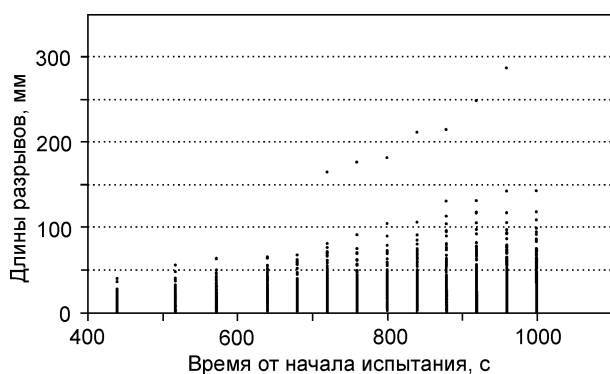


Рис. 3. Динамика роста разрывов в зоне генерального разлома

подсчитывалось число условно “разрушенных” клеток M_i . “Разрушенными” считались только те пикселы, две стороны которых пересекались разрывом. Иные позиции разрывов по отношению к пикселу (внутри него или пересечение одной стороны) не считались достаточными для его “разрушения”. Полученные таким образом данные позволяли нам рассчитать фрактальную размерность по формуле:

$$D_i = \lg M_i / \lg L_i,$$

где D_i — фрактальная размерность сети разрывов при i -ой итерации; M_i и L_i — соответственно число условно разрушенных пикселов и размер системы в единицах размера пикселов, используемых при i -ой итерации [19]. В качестве фрактальной размерности зоны генерального разлома D принято среднее значение D_i на нескольких (от 3 до 4) последовательных итерациях с наиболее близкими значениями (табл. 1). Длины разрывов вычислялись автоматически при оцифровке фотографий. В базе данных собраны параметры длин 14 570 разрывов. Плотность разрывов подсчитывалась круглой палеткой с диаметром, равным половине толщины модели, а центр палетки располагался непосредственно в районе формирования магистрального шва. Для надежности результатов плотность разрывов была измерена в пределах трех локальных участков зоны генерального разрыва (рис. 1).

3. Динамика формирования генерального разлома в зоне растяжения литосферы

На начальных стадиях деформирования в модели формируется линейный прогиб, простирающийся параллельно линии стыковки подвижного и неподвижного штампов. По краям прогиба закладываются две зоны мелкой трещиноватости (рис. 1). Их развитие начинается с появления редких, а по мере деформации все более сгущающихся многочисленных мелких трещин. В дальнейшем они объединяются с образованием более протяженных разрывов. Активное структурообразование со временем локализуется во все более узкой зоне и

смещается к оси прогиба, на краю которого в итоге и формируется единый магистральный шов. Установлено, что структурообразование в пассивном крыле модели (со стороны неподвижного штампа), включая поранговые перестройки и развитие магистрального сместителя, начинается раньше и более наглядно выражено формированием систем трещин. (В частности, в Байкальской рифтовой зоне относительно неподвижной считается западная, граничащая с платформой часть, где, как известно, и формируются основные генеральные разломы.) В пассивном крыле модели и были измерены количественные параметры разломов, анализ которых приведен ниже.

Динамика роста разрывов в пределах области развития генерального разлома отражена на графике изменения длин разрывов во времени (рис. 3). На нем отчетливо обособились две совокупности: первая соответствует крупному разрыву — будущему сегменту магистрального шва, который далее по тексту мы будем называть главным; вторая — остальным разрывам, длина которых существенно меньше главного. В процессе эксперимента в интервале времени 840–880 секунд при сохранении равномерной нагрузки отмечается замедление роста главного разрыва по отношению к продолжающемуся ускоренному удлинению других (рис. 3). Динамика изменения показателя плотности разрывов отражает дискретный характер слияния трещин с образованием разрывов нового ранга длины. Распределение величины количества разрывов на единицу площади вдоль и вкрест простирающейся формирующейся зоны интенсивной деформации дискретно и согласуется с исследованиями К.Ж. Семинского [5]. В эксперименте нас интересовали абсолютные значения плотности разрывов в той части модели, где интенсивное трещинообразование фиксируется на протяжении всего эксперимента — в зоне формирования магистрального шва. В ее границах и подсчитывалась плотность разрывов, регистрация которой велась на нескольких участках вдоль зоны (см. рис. 1).

Установлено, что в процессе деформации плотность разрывов в зоне интенсивного трещинообразования изменяется. Динамика этого процесса показана на графиках (рис. 4) и отражает неравномерность деструкции, или, что то же самое, этапы изменения структуры при равномерном нагружении. На первом этапе происходит увеличение плотности разрывов, связанное с зарождением мелких трещин. Далее следует этап незначительного изменения плотности, отражающий замедление разрастания разрывов перед структурной перестройкой. Она заключается в попарном соединении части трещин, что приводит к уменьшению их общей плотности и появлению новой иерархической группы более протяженных разрывов. Затем процесс разрывообразования повторяется на новом этапе с соответствующими изменениями плотности и появлением новой иерархической

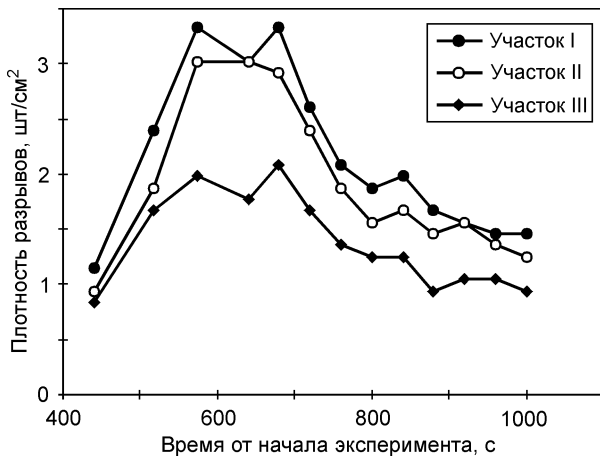


Рис. 4. Изменение плотности разрывов по ходу эксперимента на тестовых участках зоны генерального разлома

группы более длинных и, следовательно, менее распространенных разрывов.

Как отмечалось выше, в качестве интегрального показателя структурной организации, связанной с формированием зоны растяжения, нами использована фрактальная размерность. Формирование генерального разлома отражается во фрактальной размерности, которая фиксирует последовательность образования сети разрывов в пассивном крыле модели (табл. 1). Изменения фрактальной размерности сопоставлялись с длинами разрывов и их плотностью. Сравнение позволило связать “ступенчатость” графика фрактальной размерности сети разрывов и проявления фрактальности на различных итерациях (табл. 1) со структурными изменениями в зоне формирующегося генерального разлома (рис. 5).

На начальном этапе дизъюнктивной стадии деформации модели постепенно происходит усложнение структурного рисунка сети разрывов из-за постоянного образования все новых разрывов и незначительного их удлинения. Это период зарождения разрывной сети. Он характеризуется постепенным увеличением плотности разрывов, их длины и усложнением структурного рисунка трещиноватости. Разрывы развиваются изолированно друг от друга. Затем отмечается замедление структурообразования, которое выражается в незначительных изменениях плотности разрывов, их длин и фрактальной размерности сети разрывов (рис. 5).

Первая структурная перестройка — основная. Она начинается через 11 минут от начала эксперимента, происходит в течение 80 секунд (интервал времени 680–760 с от начала опыта), фиксируется контрастным изменением всех регистрируемых параметров. В этот период наблюдается резкое увеличение длины главного разрыва (рис. 5, а), снижение значения плотности разрывов (рис. 5, б) и скачкообразное возрастание фрактальной размерности (рис. 5, в). Наиболее быстро изменяется

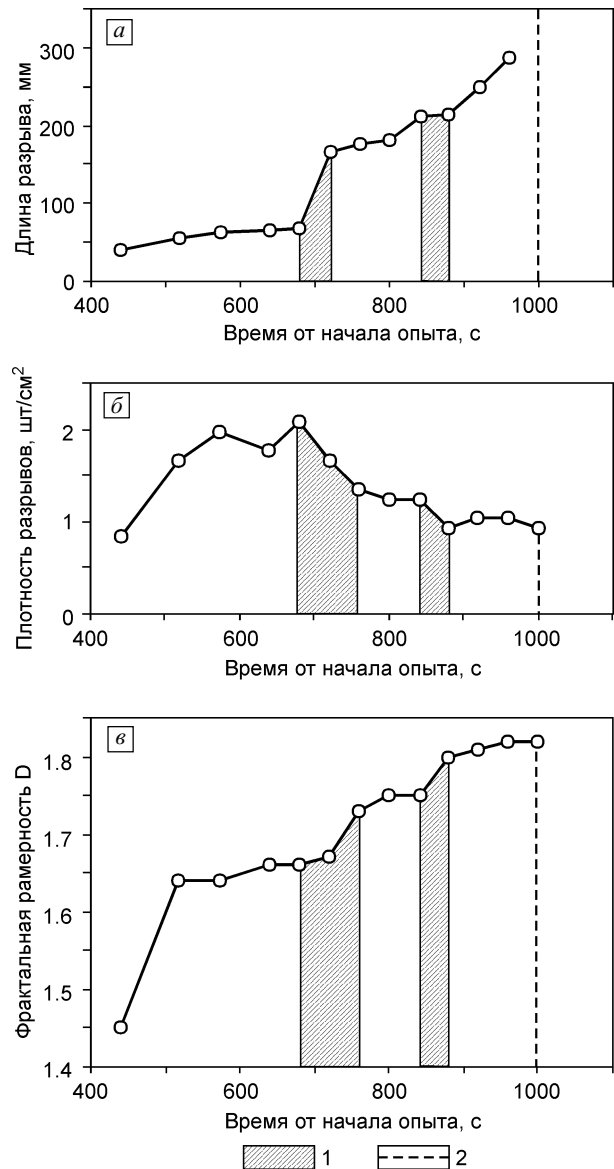


Рис. 5. Графики изменения длины главного разрыва в пределах модели (а), плотности разрывов на одном из тестовых участков зоны генерального разлома (б), фрактальной размерности сети разрывов в зоне (в). Условные обозначения: 1 — интервалы структурных перестройки; 2 — момент формирования магистрального шва

параметр длины (интервал времени 680–720 с от начала опыта), а изменения двух других показателей охватывают более продолжительный отрезок времени. Динамика роста разрывов в зоне хорошо отражается при расчете фрактальной размерности (табл. 1). Так, в начале структурной перестройки фрактальность сети разрывов зоны проявляется на более ранней итерации, хотя при этом не фиксируется резкого увеличения значения фракталов, что связано со слиянием нескольких трещин и формированием главного разрыва. В результате же структурной перестройки наблюдается резкое увеличение

фрактальной размерности, которое свидетельствует о значительных изменениях сложности всей сети разрывов. В интервале времени от первой структурной перестройки до второй фрактальная размерность зоны генерального разрыва остается постоянной.

Вторая структурная перестройка (841–880 с) выражается в уменьшении плотности разрывов и увеличении фрактальной размерности их сети (рис. 5). Длина главного разрыва при этой перестройке напротив остается практически постоянной (рис. 5, а), однако следует вспомнить, что в этот момент времени наблюдается увеличение длин разрывов во второй совокупности (рис. 3). Эта особенность отражается и во фрактальной размерности. Причем, в отличие от первой структурной перестройки, увеличение значений фрактальных размерностей хорошо согласуется с итерационной последовательностью. Это дает основание предполагать, что при второй структурной перестройке увеличение фрактальной размерности обусловлено не ростом главного разрыва, а слиянием разрывов меньшей длины, то есть перестройкой трещин других иерархических уровней, что и отражается в уменьшении плотности разрывов. Последующее развитие зоны генерального разлома характеризуется незначительным увеличением фрактальной размерности разрывов, постоянством их плотности и закономерным ростом главного разрыва.

Интересен момент образования магистрального шва — разрыва, секущего модель на всю толщину. Магистральный шов формируется при слиянии главных разрывов. На графиках плотности разрывов в этот момент отмечается весьма незначительное уменьшение плотности (рис. 4). Фрактальная размерность сети разрывов не увеличивается, однако она начинает проявляться на более ранней итерации (табл. 1). Это связано с весьма незначительными изменениями рисунка сети разрывов в зоне, т.к. структурные преобразования происходят в очень узкой полосе, прилегающей к магистральному шву, и собственно выражаются только в изменении его длины, которая становится равной длине модели. Таким образом, изменения фрактальной размерности соответствуют структурным перестройкам сети разрывов и наиболее достоверно фиксируют изменения последней.

4. Стадии развития генерального разлома как структурные уровни деструкции

Принципы физической мезомеханики [21, 22] могут быть плодотворно применены для объяснения закономерностей динамики формирования генеральных разломов зон растяжения литосферы, в частности стадийности их развития. Проведенные ранее экспериментальные исследования эволюции деструктивной зоны сдвига в модели показали, что она может рассматриваться как открытая неравновесная динамическая система, а ее

стадийно-унаследованное развитие как синергетический процесс, подчиняющийся закону структурных уровней деформации. При этом за количественный критерий выделения структурных уровней была принята фрактальная размерность [13]. Рассмотрим по аналогии с вышеприведенными результатами эволюцию деструктивного процесса в зоне растяжения.

Деструкция модели в зоне растяжения начинается на микроуровне с зарождения многочисленных непротяженных и не взаимодействующих друг с другом разрывов, плотность сети которых, по мере развития деформационного процесса быстро увеличивается. Развитие сети локальных разрывов в рамках микроуровня продолжается до тех пор, пока разрывная структура в состоянии обеспечить диссипацию поступающей в модель деформационной энергии. Как только внутренняя структура генерального разлома не способна реализовать поступающую энергию, создаются условия для перестройки и перехода разрывной структуры с микроуровня на мезоуровень, в рамках которого, путем заложения и развития разрывов нового масштабного уровня, создаются новые более эффективные условия для диссипации накопившейся в деформируемой модели энергии. Далее деструктивный процесс качественно повторяется с последующим переходом на макроуровень и образованием единого генерального разрыва. Результаты фрактального анализа показывают, что по мере развития генерального разрыва его внутренняя структура постепенно усложняется, представляя собой в целом самоподобную, иерархически соподчиненную сеть разрывов. Подобие начинает проявляться на более ранних итерациях и сохраняется при переходе с одного структурного уровня на другой. Фиксируются два типа изменения структуры на мезоуровне, связанные: 1) с формированием новой иерархической системы трещин в результате резкого увеличения длины главного разрыва; 2) с резким возрастанием протяженности разрывов меньших рангов длины и увеличением общей площади разрушения. Эти качественные трансформации находят отражение в вариациях фрактальной размерности.

5. Заключение

Результаты экспериментального изучения динамики формирования генеральных разломов зон растяжения литосферы позволили рассмотреть их дискретное развитие с привлечением принципов физической мезомеханики. Показано, что стадии деструктивного процесса в зонах растяжения литосферы могут рассматриваться как структурные уровни деформации [21, 22]. Для их выделения наиболее доступным и информативным количественным критерием является фрактальная размерность сети разрывов зоны влияния генерального разлома, учитывающая суммарную длину разрывов в зоне, характер их ранжирования по длинам и степень упорядоченности.

доченности их пространственного расположения в пределах тестовой площадки. На графике изменения фрактальной размерности сети разрывов во времени четко фиксируется неравномерность, стадийность деструктивного процесса при равномерном нагружении.

Таким образом, выделенные нами по результатам моделирования стадии структурного развития генерального разлома находят хорошее объяснение с позиции физической мезомеханики, что отражает фундаментальный характер этого нового научного направления, основные положения которого могут с успехом использоваться для интерпретации процессов деструкции литосферы. Они особенно важны при анализе главных событий, сопровождающих деструкцию, — сейсмичности литосферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 01-05-64485, 01-05-06056, 00-15-98574).

Литература

1. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. – Новосибирск: Наука, 1977. – 102 с.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
3. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). – Новосибирск: Наука, 1983. – 112 с.
4. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. – Новосибирск: Наука, 1991. – 262 с.
5. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны растяжения. – Новосибирск: Наука, 1992. – 228 с.
6. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сжатия. – Новосибирск: Наука, 1994. – 263 с.
7. King G. The accommodation of large strain into upper lithosphere of the Earth and other solids by self-similar fault systems: geometrical origin b-value // Pure and Appl. Geoph. – 1983. – V. 121. – P. 761–815.
8. Aviles C.A., Scholz C.H., Boatwright J. Fractal analysis applied to characteristic of the San Andreas fault // Journ. Geoph. Res. – 1987. – V. 92. – No. B1. – P. 331–344.
9. Okubo P., Aki K. Fractal geometry in the San Andreas fault // Journ. Geoph. Res. – 1987. – V. 92. – No. B1. – P. 345–355.
10. Velde B., Dubois J., Bardi A., Touchard G. Fractal analysis of fractures in rocks: The Cantor's dust method // Tectonophysics. – 1990. – V. 179. – P. 345–352.
11. Merceron T., Velde B. Application of Cantor's method for fractal analysis of fractures in the Toyoha Mine, Hokkido, Japan // Journ. Geoph. Res. – 1991. – V. 96. – No. B10. – P. 16641–16650.
12. Sherman S.I., Gladkov A.S. Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // Tectonophysics. – 1999. – V. 308. – P. 133–142.
13. Борняков С.А., Шерман С.И. Многоуровневая самоорганизация деструктивного процесса в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Физ. мезомех. – 2000. – Т. 3. – № 4. – С. 107–115.
14. Борняков С.А. Динамика структурообразования в однослойной модели при условно-активном механизме растяжения // Геология и геофизика. – 1990. – № 1. – С. 47–56.
15. Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика. – 1984. – № 3. – С. 8–18.
16. Кучай В.К. Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1983. – 208 с.
17. Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В., Леви К.Г., Бухаров А.А., Кашик С.А., Шерман С.И. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии (Основные результаты исследований Института земной коры СО РАН в 1992–1996 гг.). – Новосибирск: Наука, 1996. – С. 57–80.
18. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Беличенко В.Г., Мордвинова В.В., Кожевников В.М., Арвисбаатар Н. Геофизические исследования на российско-монгольских трансектах // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI века: Сб. науч. тр. – Новосибирск: Наука, 1996. – С. 7–13.
19. Челидзе Т.Л. Фрактальность структур разрушения геоматериалов // Физические и сейсмогеологические основы прогнозирования разрушения горных пород. – М.: Наука, 1992. – С. 39–46.
20. Mandelbrot B.B. The fractal geometry of nature. – New York: W.H. Freeman, 1982. – 121 p.
21. Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физ. мезомех. – 1998. – Т. 1. – № 1. – С. 5–22.
22. Панин В.Е. Синергетические принципы физической мезомеханики // Физ. мезомех. – 2000. – Т. 3. – № 6. – С. 5–36.