

УДК 551.24.03+550.34

## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ: ОПЫТ РАЗРАБОТКИ НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

© 2009 г. С. И. Шерман

*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

Поступила в редакцию 10.12.2008 г.

Показано, что известные различные модели очагов землетрясений объясняют происхождение того или иного сейсмического события, но не отражают общую геодинамическую ситуацию в сейсмической зоне и не могут быть использованы для понимания закономерностей сейсмического процесса в целом и его прогноза. На основе хорошо изученной разломной тектоники и сейсмичности Байкальской рифтовой системы предложена тектонофизическая модель сейсмической зоны. Концептуальной основой тектонофизической модели сейсмической зоны является: разломно-блоковая среда хрупкой части литосферы, достаточно частая активизация разноранговых разломов в реальном времени, инициированная деформационными волнами различной длины и скорости, сейсмические события последовательно происходящие преимущественно по одному из направлений конкретных активизированных разломов. Сейсмический процесс в той или иной части зоны может быть стимулирован наличием флюидов, наведенной сейсмичностью или другими факторами. Разрабатываемая тектонофизическая модель сейсмического процесса открывает возможности использования современных геоинформационных систем для расчетов за заданный интервал времени последовательной закономерности активизаций разрывов, а в границах областей их динамического влияния – последовательности возникновения отдельных очагов. Модель и принципиально возможные расчеты на ее основе приближают нас к средне- и краткосрочному прогнозу землетрясений.

PACS: 91.30.Vc; 91.45.-c

### ВВЕДЕНИЕ

Преобладающее большинство публикаций и работ, посвященных физическим основам прогнозирования землетрясений, посвящено формированию их очагов как индивидуальных событий. В этом направлении хорошо разработана физика очага, предложен целый ряд моделей нарушения прочности сплошной среды литосферы или динамической устойчивости ее блоковой структуры [Костров, 1975; Мячкин, 1978; Садовский и др., 1980; Родкин, 2001; Scholz, 2002; Finna, 2003; и мн. др.]. Исходя из процессов, предвещающих разрушение или нарушение метастабильного состояния блоковой среды литосферы, глубоко изучены предвестниковые процессы и признаки грядущих сейсмических событий [Соболев, 1993; Соболев, Пономарев, 2003; Зубков, 2002; и мн. др.]. Предложены методы комплексирования различных типов предвестников, определения их ретроспективных статистических и других характеристик для разработки алгоритма и создания карты ожидаемых землетрясений [Завьялов, 2006], а также конструктивные подходы к созданию теории подготовки тектонического землетрясения [Добровольский, 1991; Meissner, Kern, 2008]. Много внимания при общем анализе сейсмического процесса уделено временным циклам землетрясений [Маламуд, Николаевский, 1989; Ружич,

1997; Гамбурцев, 1992; Jonsdottir et al., 2006] Анализ пространственно-временной группировки очагов землетрясений с учетом их взаимодействия, рассмотренные на классических примерах Камчатского региона, дали основание для разработки физики волнового сейсмического процесса [Викулин, 2003]. Рассмотрены геолого-структурные позиции очаговых зон сильных землетрясений в ряде регионов мира [Рогожин и др., 2002; 2008; Kim et al., 2007]. Исследования последних лет, базирующиеся на широком использовании компьютерной техники и специальных программных обеспечений, разрешающие работать с тысячными базовыми данными, дали толчок к широким обобщениям и реконструкциям пространственно-временных вариаций сейсмичности Земли [German, 2006; Console et al., 2006; Соболев, 2002; Ребецкий, 2007; Чипизубов, 2008; и мн. др.]. При синтезе сейсмического процесса и его прогнозе очень часто исследователи опираются на статистический анализ пространственно-временного расположения эпицентров и крупных очаговых зон. Тем не менее, принципиальная модель сейсмической зоны до сего дня глубоко не разработана. Одна из причин – относительно суженная, хотя и во многом фундаментальная, но только “односторонняя” физическая база, используемая для анализа сейсмических данных.

ОБЩАЯ ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ  
ФИЗИЧЕСКАЯ БАЗА МОДЕЛЕЙ ОЧАГОВ  
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В наиболее распространенных моделях по подготовке землетрясений или постфактум доминирует схема разрушения твердого, хрупкого, упруго-хрупкого или вязкоупругого тела с различными вариантами образования трещин, а при их исходном наличии – разрастания трещин, их слияния или подвижки по исходному генерализованному разрыву. По сути землетрясение – локальное проявление нарушения состояния ограниченного объема исходной среды. Естественно, оно готовится продолжительное время, стимулируется серией различных факторов, среди которых превалирующими являются накопление и разрядка напряжений. И.П. Добровольским [1991] была предложена консолидационная модель подготовки тектонического землетрясения. Ее существенное отличие от моделей “механического” разрушения среды заключалось в том, что при длительной подготовке землетрясения в недрах будущего очага происходят физико-химические процессы, которые изменяют свойства горных пород. Эти изменения локализируются в небольших объемах, создавая неоднородности, “зацепы” с теми или иными размерами, определяющими энергию будущего землетрясения. В конце концов речь все же идет о подготовке и условиях реализации одного события, в основе которого, так или иначе, лежит разрушение если не целостной, то блоковой среды, даже, и это справедливо, с различными реологическими свойствами. В этом плане очень существенен и важен вывод С.В. Гольдина и соавторов [2001] о том, что методологическим недостатком современных моделей, относимых к физике очага землетрясений, является их нацеленность на локализованную зону – место будущего землетрясения. “Представляется, – пишут авторы [2001, с. 1490], – физика очага должна со временем уступить место физике достаточно крупных очаговых зон”. В статье нет толкования понятия “крупные очаговые зоны”. Несложно представить, возвращаясь к контексту статьи, что имеются в виду площади или объемы, в которых зафиксированы несколько локальных очагов, объединяемых в пространственно-временную зону. Ею может быть определенная часть сейсмической зоны или, обобщая, вся она в целом.

Хорошо известную миграцию сейсмического процесса нельзя объяснить ни одной из разработанных моделей очагов землетрясений. В цели разработчиков очаговых зон землетрясений и не входили задачи исследовать пространственно-временную взаимосвязь последовательных сейсмических событий в единой сейсмической зоне. Однако, последнее особенно важно и для понимания сейсмического процесса в целом, и для его прогноза. В уже цитированной работе С.В. Гольдина и коллег [2001], замеченную П.Г. Дядьковым и др. [Дядьков и др., 1999]

миграцию сейсмического процесса в Байкальской рифтовой системе (БРС) впервые связывают с реологическими свойствами среды – низкой эффективной вязкостью земной коры центральной части БРС по сравнению с ее флангами. По этой причине фиксируется запаздывание начала сейсмической активизации в центральной части БРС по отношению к флангам: “в среде с низкой эффективной вязкостью возможность накопления упругой энергии, необходимой для генерации сильных землетрясений, возникает только при интенсивных внешних нагрузениях, связанных с относительно быстрыми перераспределениями напряжений и с повышением скорости деформирования на региональном уровне” [с. 1489]. Представление о ведущей роли реологических свойств среды в сейсмическом процессе, с чем, безусловно, надо согласиться, можно использовать и для объяснения отмеченной периодичности в пространственной миграции сейсмических событий и их связи с иерархическим рангом разрывов. Изложенное близко совпадает с исследованиями Ю.В. Ризниченко [1985, с. 278], предложившим для общего понимания процессов сейсмичности называть “сейсмическим течением горных масс ту часть тектонических деформационных движений – тектонического течения – земной коры и верхней мантии в больших пространственно-временных областях, которая обязана совокупности происходящих здесь землетрясений”. М.А. Садовский, Л.Г. Болховитинов, В.Ф. Писаренко [1980] обратили внимание на необходимость рассматривать значительные площади сейсмической разломно-блоковой среды для оценки закономерностей сейсмического процесса. Они указали на мультимодальность блоковой тектоники земного шара и связанные с ней некоторые закономерности сейсмического процесса.

Кратко изложенные представления о физике очага землетрясения свидетельствуют о хорошей фундаментальной проработке этого вопроса и наличии целой группы моделей, описывающих процесс подготовки и реализации сейсмического акта. Ни в одной из цитированных и других работах никогда не ставилась под сомнение определяющая роль разломной тектоники в контроле и определении как отдельных сейсмических событий, так и процесса в целом. Однако, и существенного внимания не только к разломной тектонике, но и вообще к характеристике неотектонической обстановки и активизации разрывных и других структур, контролирующей сейсмические события, в современных сейсмологических исследованиях не уделяется. Это, на наш взгляд, является основной причиной слабой разработки весьма необходимых сегодня моделей для сейсмических зон как целостных неотектонических формирований.

Разработка комплексной тектонофизической модели сейсмического процесса затруднена отсутствием детально изученного переходного звена между современной активизацией разломов и сей-

сичностью. Не взирая на основополагающие модели очагов землетрясений, отгалкивающиеся от концепции “очаг–трещина”, при переходе на анализ сейсмического процесса исследователи, в основном, продолжают опираться на статистический анализ пространственно-временной локализации очагов землетрясений. При этом опускаются из внимания кинематические, синергетические и другие процессы в зонах активных разломов, контролирующих сейсмические события.

Сейсмический процесс – суть комплекс сейсмических событий, генерируемых селективной активизацией разломов в сейсмической зоне в интервалах реального времени. Современная модель сейсмического процесса должна быть привязана к сетке разломной тектоники, селективная активизация которой должна быть рассмотрена в интервалах шкалы реального времени. Землетрясение не является случайным событием, оно готовится продолжительное время, имеет множество разных долго- и коротко срочных предвестников. Для их достаточно однозначной интерпретации нужна новая комплексная модель, основанная на геологии, современной геодинамике и движениях коры, ее напряженном состоянии, разломах и формируемых ими разломно-блоковых структурах, нарушении метастабильного состояния которых в реальном времени связано с определенными триггерными источниками. Разломы, их активизация в чрезвычайно коротких интервалах реального времени могут быть определяющими факторами при разработке тектонофизической модели сейсмической зоны.

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОРГАНИЗАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

В сейсмологии существует понятие сейсмический режим, под которым понимается совокупность землетрясений какой-либо области, рассматриваемая в пространстве и во времени [Ризниченко, 1985, с. 34]. Объем этого понятия включает большой комплекс характеристик: сейсмическая энергия, плотность и повторяемость землетрясений, определения графика повторяемости, плотность сейсмической энергии очагов землетрясений и др., в том числе анализ хода сейсмического режима во времени и его флуктуации. В современной геодинамике чаще используется понятие сейсмический процесс, под которым понимается пространственно-временное изменение эпицентрального поля в сейсмической зоне с дополнительной, при необходимости, характеристикой гипоцентров и отдельных событий с максимальной энергией. В выше приведенном представлении автора статьи сейсмический процесс – суть комплекс сейсмических событий, генерируемых селективной активизацией разломов в сейсмической зоне в интервалах реального времени. Здесь акцент сделан на разрывных структурах, контролирующих временную последовательность совокупности событий. При этом определении события взаимосвязаны друг

с другом только в объеме контролирующего их разрыва. Другие авторы, например, А.В. Викулин [2004, с. 91], ставя на первое место проблему взаимосвязи событий, отмечает, что “...с позиций современных тектонических представлений первоосновой процесса является не отдельно взятое изолированное землетрясение – такого явления в “жизни” Земли не существует, а совокупность взаимосвязанных землетрясений – сейсмический процесс, реализуемый в глобальном тектоническом поле”. Это достаточно широкое понятие сейсмического процесса, модель которого построить в настоящее время достаточно сложно.

Для тектонически активных районов с детальной изученностью разломной тектоники и особенно сейсмичности сопоставление разрывных структур и эпицентрального поля землетрясений, отражающих пространственно-временную характеристику сейсмического процесса, не представляется простым. Сложность заключается в сочетании интенсивной разломно-блоковой раздробленности земной коры и высокой плотности эпицентрального поля землетрясений. Трудности анализа повышаются из-за несопоставимости времен развития и активизации разломов и зафиксированных в каталогах записей эпицентров землетрясений. Формирование разломно-блоковой структуры литосферы представляет собой прерывистый процесс общей продолжительностью в десятки и сотни миллионов лет. Инструментальные данные о распределении эпицентров землетрясений известны за десятки или сотню лет. Прямое пространственно-временное сопоставление разломной тектоники и сейсмичности требует привлечения дополнительных приемов анализа. Один из выходов складывающейся ситуации для Байкальской рифтовой системы (БРС) был предложен в работе [Sherman, Gladkov, 1999], в которой использовался фрактальный анализ. Он подтвердил интегрированную взаимосвязь разломной тектоники на разных иерархических уровнях с сейсмическими событиями различных энергетических классов. Процессы разломообразования и сейсмичности оказались сбалансированными в центральной части БРС и несбалансированными на ее флангах. Был сделан самого общего характера долгосрочный прогноз о преимущественном развитии сейсмичности на флангах БРС. Эти вопросы продолжают активно обсуждаться [Лукк и др., 1996; Захаров, Савчук, 2008].

Достаточно хорошо изучены параметры взаимосвязи сейсмичности с разломной тектоникой. Аналитическая зависимость между ними обсуждалась во многих работах, один из последних обзоров которых опубликован О.В. Луниной [2001]. Разломообразование и сейсмичность взаимосвязанные процессы, отражающие закономерности современной деформации литосферы [Шерман, 2002]. Тем не менее, знания о зависимостях между длинами разломов, амплитудами смещений и магнитудами землетрясений

позволяют говорить только о сейсмическом потенциале известных на территории разломов. Остаются неизвестными время и сила реализации их сейсмического потенциала, а также тот конкретный разлом в сейсмической зоне, где может произойти землетрясение. Необходимо изучить закономерности активизации разломов в реальном времени.

### АКТИВИЗАЦИЯ РАЗЛОМОВ В РЕАЛЬНОМ ВРЕМЕНИ

С начала 90-х годов прошлого века Ю.О. Кузьмин, В.А. Сидоров, В.С. Жуков в ряде публикаций сопоставили данные, полученные идентичными системами геодезических измерений (плотность пунктов наблюдений, точность и частота опросов), расположенными в сейсмоактивных и асейсмичных районах [Кузьмин, 2004; Кузьмин, Жуков, 2004 и др.]. Выявлены приуроченные к зонам разломов различных типов и порядков вертикальные и горизонтальные интенсивные локальные аномалии. Они высокоамплитудны (50–70 мм/год), короткопериодичны (0.1–1 год), пространственно локализованы (0.1–1 км), обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. Относительные изменения среднегодовых скоростей для них чрезвычайно высоки и составляют величины порядка  $(2-7) \times 10^{-5}$ /год. Подобные интенсивные движения в зонах разломов Ю.О. Кузьмин [2004] назвал суперинтенсивными деформациями земной поверхности в зонах разломов. Им же предложена классификация основных типов аномального изменения современных движений земной поверхности в пределах зон, или областей активного динамического влияния разломов (рис. 1). Таким образом, совершенно независимым геодезическим методом установлена высокая современная подвижность крыльев разломов в регионах с разными современными типами и интенсивностью движений земной коры.

Более узкие временные рамки для оценки активизации разломов в реальном времени предложены в работе С.И. Шермана, А.П. Сорокина и В.А. Савитского [2005]. Авторы, вслед за В.Г. Трифоновым [1985] предлагают уточнить понятие сейсмоактивный разлом фактом приуроченности к нему сейсмического события. При этом другие геологические и геоморфологические критерии активизации отступают на второй план, поскольку хорошо известно, что не все разломы, активные по геоморфологическим признакам, являются сейсмоактивными в настоящее время. Предложено оценивать степень современной активности разломов по количественному индексу сейсмической активности  $\xi_n$  (КИСА), рассчитываемому по уравнению [Шерман и др., 2005]:

$$\xi_n = L^{-1} \sum_{k=8}^{k=16} n(M, t), \quad (1)$$

где  $n$  – количество сейсмических событий энергетических классов  $k$  от 8 до 16 за промежуток времени  $t$ , зарегистрированных для разломов длины  $L$  при ширине области их динамического влияния  $M$ , км. Ширина зоны  $M$  оценивается по уравнению

$$M = bL, \quad (2)$$

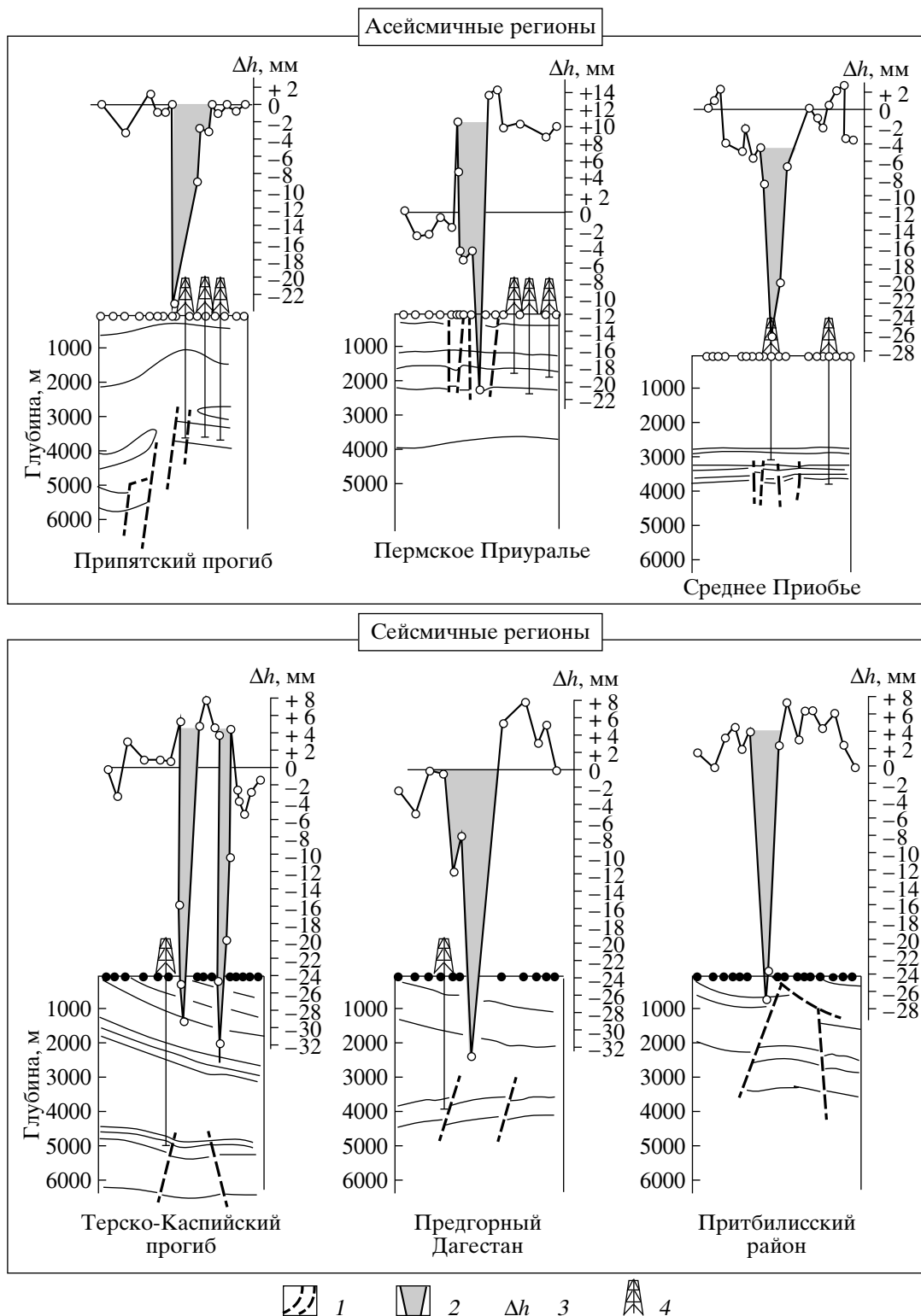
где  $L$  – длина разломов, км;  $b$  – коэффициент пропорциональности, зависящий от  $L$  и по эмпирическим данным изменяющийся от 0.03 до 0.09 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов [Шерман и др., 1983].

Рассмотрение вариаций КИСА на примерах разломной тектоники хорошо изученной БРС (рис. 2а, 2б), а также более широкой территории Центральной Азии [Шерман, Горбунова, 2008] свидетельствует об отсутствии ясно выраженной пространственной закономерности в активизации территориально сближенных в сейсмической зоне ансамблей разломов в чрезвычайно короткие интервалы реального времени. Создается кажущееся впечатление, что активизация разломов в границах сейсмоактивных зон происходит хаотично.

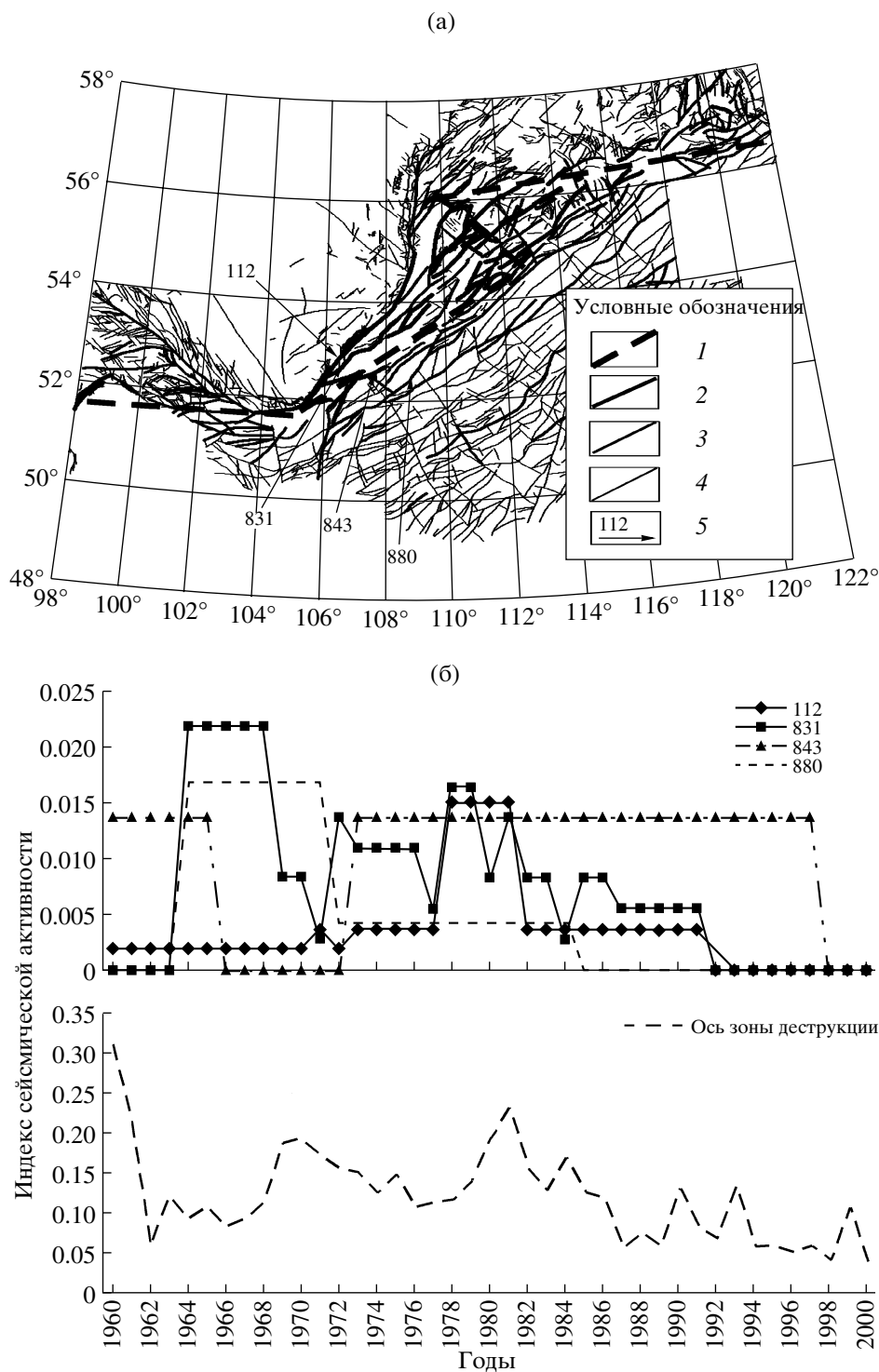
Эндогенные источники развития разломов и генетически связанной с ними сейсмичности в задаваемые (месяцы, годы), с геологической точки зрения мгновенные, интервалы времени остаются пространственно и энергетически стабильными. Это означает, что эндогенные энергетические факторы при активизации разломов в короткие интервалы реального времени и в неотектонически активных, и в относительно пассивных территориях, не превалируют. Следовательно, пространственно-временные закономерности в возбуждении активизации разломов следует искать в энергетически слабых, но достаточных для нарушения метастабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы, триггерных механизмах. Для их исследования рассмотрим организацию сейсмического процесса в границах областей динамического влияния разломов в детально изученной Байкальской рифтовой системе.

### БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА КАК ПОЛИГОН ДЛЯ РАЗРАБОТКИ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Байкальская рифтовая система (БРС) является одной из наиболее сейсмически активных и в то же время социально значимых территорий России. Проблема анализа современного сейсмического процесса и прогноза землетрясений для региона объединяет фундаментальную и практическую важность исследований. Сейсмичность территории обусловлена структурной позицией БРС на границе Забайкальской и Сибирской литосферных плит Центральной Азии. Долгоживущий шов между ними определяет современный общий S-образный структурный план БРС, характеризующийся относитель-



**Рис. 1.** Примеры локальных аномалий движений земной поверхности в зонах разломов в различных регионах [Кузьмин, 2004]: 1 – зоны разрывных нарушений; 2 – зоны аномальных вертикальных движений; 3 – амплитуды современных вертикальных движений земной поверхности; 4 – пробуренные скважины.



**Рис. 2.** (а) – Карта активных разломов Байкальской рифтовой системы по количественному индексу сейсмичности на базе сейсмических данных за 1960–2000 гг.: 1 – ось зоны современной деструкции литосферы; 2 – индекс сейсмичности  $>1.0$  (весьма активные разломы); 3 – индекс сейсмичности  $0.1-0.99$  (активные разломы); 4 – индекс сейсмичности  $<0.09$  (неактивные разломы); 5 – разломы и их номера по каталогу, показанные на графиках; (б) – графики временных изменений активности разломов по разрезу через центральную часть Байкальской рифтовой системы: вверху – графики изменения активности региональных разломов по разрезу через центральную часть Байкальской рифтовой системы (номера на графиках соответствуют номерам разломов на рис. а); внизу – график изменения активности по оси зоны современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой системе.

но закономерной сеткой разломов [Шерман и др., 2002]. Разломы БРС формировались в течение всей истории ее геологического развития – от раннего палеозоя до кайнозоя включительно. Большая их часть активны в кайнозое. Однако эпицентрального поле землетрясений БРС не всегда согласуется с известной разломно-блоковой структурой региона.

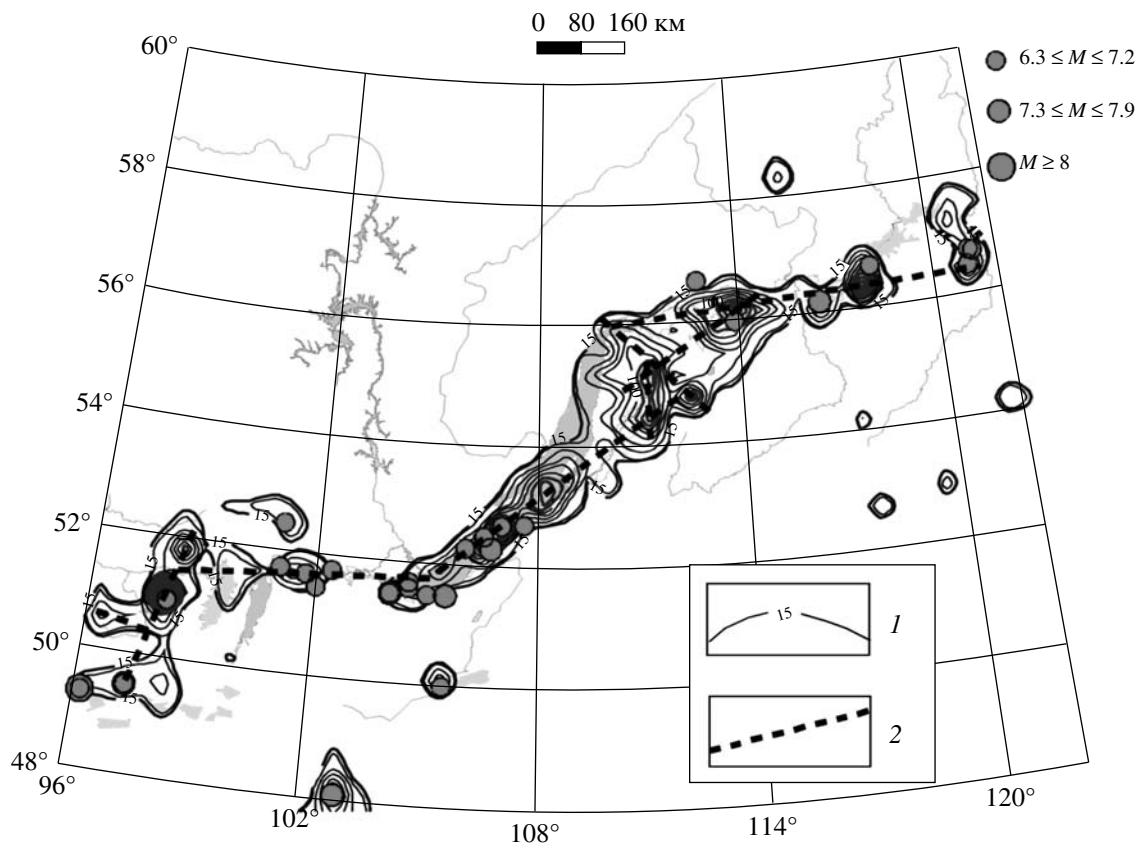
Для анализа сейсмического процесса в БРС и оценки его связи с современной активной разломной тектоникой было проведено изучение “долговременного”, условно стабильного на местности эпицентрального поля [Sherman et al., 2004;]. Его анализ на фоне активизированной территории рифтовой системы позволил выделить площадь интенсивно напряженного пространства литосферы, оказавшейся по комплексу геолого-геофизических условий в особом положении, характеризующимся относительно долговременной аномальной концентрацией эпицентров. Геологическая природа подобного пространства – суть долговременная активизация разрывных структур, их разрастание, слияние и, реже, формирование новых дислокаций. Исследования Г.Г. Кочаряна и А.А. Спивака [2006], позволяющие находить слабые разломные звенья в общей блоковой структуре литосферы, дают дополнительное физическое обоснование при прочих равных условиях активизации более протяженных разрывов. Близкая по времени селективная активизация протяженных прежде всего разрывов определяет формирование зон современной деструкции литосферы и ее высокой сейсмической активности. Именно эти зоны или их составные крупные разломы являются структурными факторами локализации современных землетрясений. Локализация землетрясений связана с селективной активизацией разломов или более масштабных зон современной деструкции литосферы. По сути это крупная очаговая зона в понимании С.В. Гольдина и др. [2001], контролирующая сейсмический процесс.

Несоответственность в редких случаях пространственной общности в распределении очагов землетрясений и тектонических разломов можно рассматривать как сигнал о том, что фиксируемая инструментальными наблюдениями сейсмичность свидетельствует о новейшей современной деструкции хрупкой части литосферы, и, следовательно, не всегда должна коррелировать с относительно консервативной по отношению к сейсмическому процессу известной разломно-блоковой структурой региона различных геологических этапов заложения и активизации. Следовательно, а priori можно ожидать проявление сейсмических событий в “монокристаллической” литосфере, но такие факты, вне сомнений, могут быть связаны только со слабыми по энергетическому классу событиями.

Для выделения зоны современной деструкции литосферы в БРС был разработан алгоритм обработки сейсмологических данных [Шерман и др.,

2002; Sherman et al., 2004]. Известно, что в границах БРС происходит ежегодно до 4000 сейсмических событий, а их суммарное только зарегистрированное количество к настоящему времени превышает 130000 данных. Пространственное распределение эпицентров в первом приближении носит хаотический характер. По многотысячной базе многолетних данных были выделены районы относительно устойчивой во времени и пространстве концентрации очагов землетрясений, отражающие долговременную пространственную локализацию процесса деструкции. За критерий пространственно-временной устойчивости сейсмического процесса были приняты концентрации эпицентров землетрясений, значения плотностей которых превышали два среднеквадратических отклонения  $\sigma_D$  от среднего фонового значения распределения эпицентров в пределах БРС. По принятому алгоритму в границах БРС, используя совокупность из 30000 землетрясений с 8-го (представительного класса для выбранного периода времени и исследуемой территории) по 17-й энергетические классы ( $2.5 \leq M_{LH} \leq 7.7$ ) за 1961–1999 гг. были оценены плотности эпицентров на единицу площади по сетке, соответствующей трапеции  $0.2^\circ \times 0.3^\circ$  по широте и долготе соответственно (рис. 3). На карте выделены участки, плотность эпицентров в которых превышает фоновую на два среднеквадратических отклонения оценки средней плотности. Они (участки) с высокой надежностью отражают стабильные во времени и пространстве места с интенсивной концентрацией эпицентров. Эти места характеризуют интегрированную величину сейсмического состояния в конкретных координатах пространства, которая отражает активно и долговременно протекающий в литосфере деструктивный процесс. Он локализуется в центральной части БРС, пространственно образуя S-образно вытянутую зону современной деструкции литосферы. Наметки этой структуры были выделены ранее и определены как развивающийся Байкало-Чарский разлом [Шерман, 1977]. Таким образом, выделяемая зона современной деструкции литосферы включает и объединяет известные на флангах БРС трансформные разломы [Шерман, Леви, 1978] с развивающимся Байкало-Чарским разломом в единую современно активную, протяженную и глубоко проникающую по гипоцентрам землетрясений [Гилева и др., 2000] деструктивную зону, к оси которой оказались приуроченными все известные в БРС сильные землетрясения (см. рис. 3).

Деструктивная зона может рассматриваться как самостоятельная геотектоническая структура, соответствующая начальным этапам формирования достаточно крупного межблокового разлома литосферы. Область его динамического влияния определяет современную сейсмическую активность БРС. Как развивающаяся дизъюнктивная структура зона современной деструкции литосферы хорошо коррелирует с трансформными [Шерман, Леви, 1978],



**Рис. 3.** Карта плотности эпицентров землетрясений в Байкальской рифтовой зоне: 1 – изолинии плотности эпицентров с шагом 20 событий: первая изолиния 15 соответствует фону, утолщенные изолинии соответствуют ареалам, у которых повышенная плотность эпицентров превышает фоновое значение  $+2\sigma_D$ ; 2 – ось деструктивной зоны литосферы; справа от рисунка – очаги землетрясений соответствующих магнитуд (1760–1999 гг.).

и со многими известными генеральными и региональными разломами, которые можно рассматривать как ее составные элементы. Подтверждается сделанный ранее В.В. Ружичем [1997] более широкий вывод о том, что развитие всей БРС можно рассматривать как формирование крупномасштабного деструктивного элемента литосферы.

Таким образом, организация сейсмического процесса в БРС характеризуется сосредоточиванием очагов сильных землетрясений за более чем двухсотлетний период в относительно узкой сложной по форме и протяженной по простиранию зоне, вдоль которой группируются участки долговременной высокой плотности эпицентров всех других землетрясений, окруженные площадями рассредоточенной сейсмичности. Более детальные формы организации сейсмического процесса связаны с временной последовательностью возникновения событий в областях динамического влияния достаточно часто повторно активизирующихся в реальном времени конкретных разломов.

На основе определяющего критерия современной активизации разломов – приуроченности к ним очагов землетрясений – и представлений об обла-

стях генерации землетрясений, опубликованных в [Гольдин, 2002 и др.], были построены карты для активных разломов Центральной Азии (рис. 4а) и выявлены неизвестные ранее для рассматриваемого региона свойства современных активных разломов, которые использованы для получения новых данных о структурных закономерностях и геодинамических источниках активизации разрывов. Эти свойства – тенденция активизации разломов в реальном времени, ее направленность и скорость – были обнаружены благодаря построению графиков (по аналогии с [Вилькович и др., 1974; Kasahara, 1979 и др.]), на оси абсцисс которых откладывались длины разломов с соответствующими положениями эпицентров землетрясений; на оси ординат – время событий [Шерман, 2007]. На графиках в координатах время–пространство наклоны линий отражают временные тренды сейсмических событий на разрывах – суть направления их дополнительного “вспарывания”, выраженного сейсмическими очагами – эпизодами в долговременном развитии разломов. Временные тренды образуют системы параллельных прямых, как если бы вдоль соответствующих разломов распространялись с постоянной скоростью серии возмущений, инициирующих



Параметры современной активизации разломов Центральной Азии

Группа/общее кол-во разломов/разломы, участвующие в анализе	Средняя длина разломов, км	Тангенс угла наклона временного тренда активизации, градусы	Средняя скорость активизации разломов, км/год	Частота, год <sup>-1</sup>	Характерное время активизации, годы	Длина деформационных волн, км
1/26/19	438 ± 152	89.40 ± 0.24	94 ± 57	0.05	20.4 ± 1.7	2000
2/23/22	321 ± 87	87.44 ± 0.3	22 ± 3	0.05	22.2 ± 2.3	450
3/23/17	299 ± 94	85.39 ± 0.4	12 ± 1.25	0.05	22.4 ± 2.6	250
4/15/14	206 ± 62	81.28 ± 0.9	7 ± 0.7	0.05	21.1 ± 2.1	130

сейсмические события (рис. 4б). Каждая прямая соответствует возмущениям в конкретных разломах, наклон прямых определяет скорость, а их отклонение влево или вправо от вертикали – направление возмущений по простиранию разрывов. Временные тренды по одинаковым углам наклона кривой к оси абсцисс систематизируются в четыре статистически обеспеченные группы (таблица), которые по критерию одинаковых векторов скоростей – направленных возмущений разломов – свидетельствуют об идентичных параметрах их активизации (см. рис. 4б). Между скоростью процессов активизации разломов  $V$  и их средней длиной  $L$  фиксируется высокая нелинейная корреляционная связь  $r = 0.9$ , а уравнение регрессии описывает ее следующими нелинейными взаимоотношениями параметров:

$$V = 7E - 0.6L^3 - 0.0053L^2 + 1.2098L - 81.725 \text{ (км/год)}$$

при  $R^2 = 0.9971$ ,

где  $R^2$  – достоверность аппроксимации. Кроме того, регистрируется различное пространственное направление временного тренда в разломах – вектора активизации.

Выявленные свойства разломов – разная скорость и векторная направленность активизаций, скорее всего связанная с прохождением деформационных волн возбуждения, – дают основание говорить о региональных источниках генерации деформационных волн – триггерных механизмах активизации разломов в реальном времени. Синхронная активизация разломов по группам, характеризующимся идентичными длинами по простиранию, свидетельствует о том, что деформационные волны разных длин и скоростей вызывают резонансную активизацию разломов определенных длин. На наличие деформационных волн, их скоростной характеристике и возможности вызывать возмущения в метастабильной среде литосферы указы-

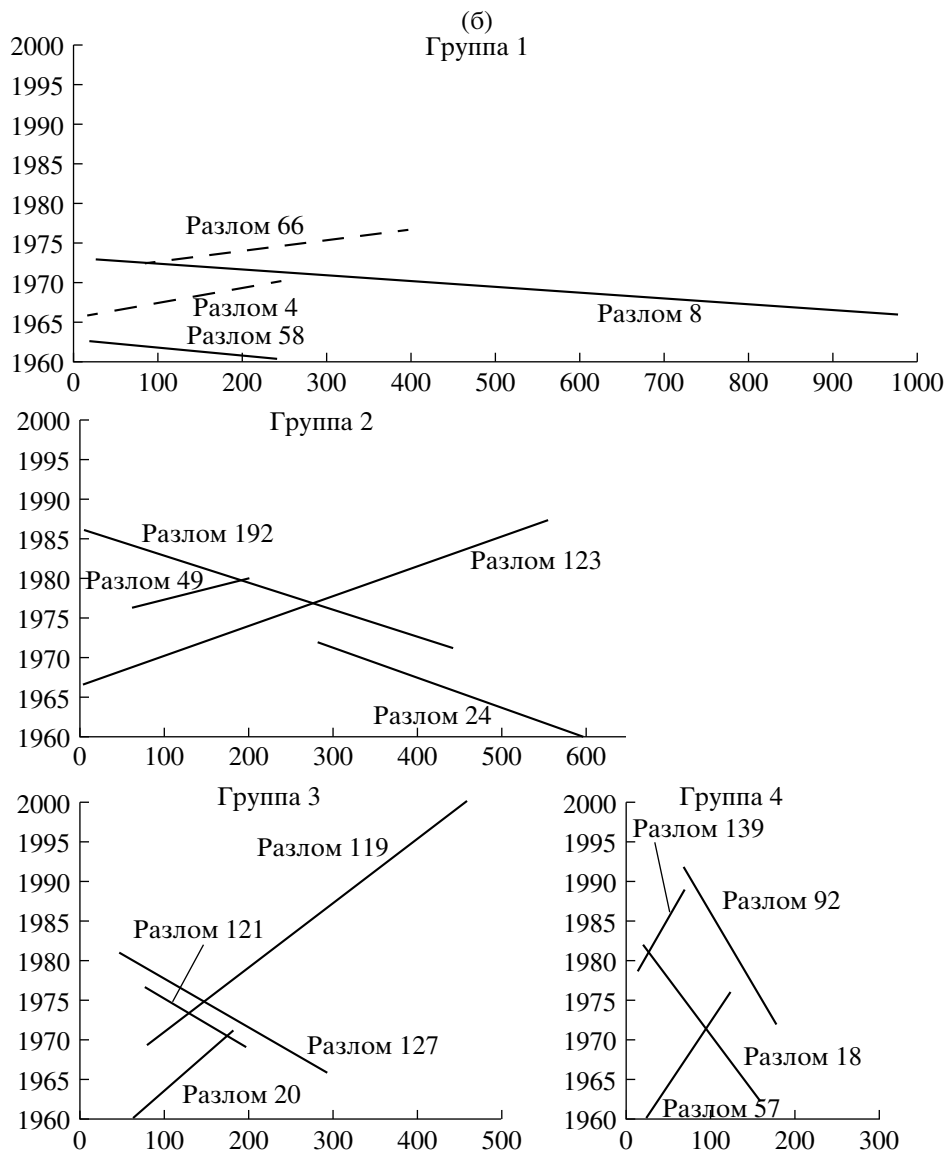
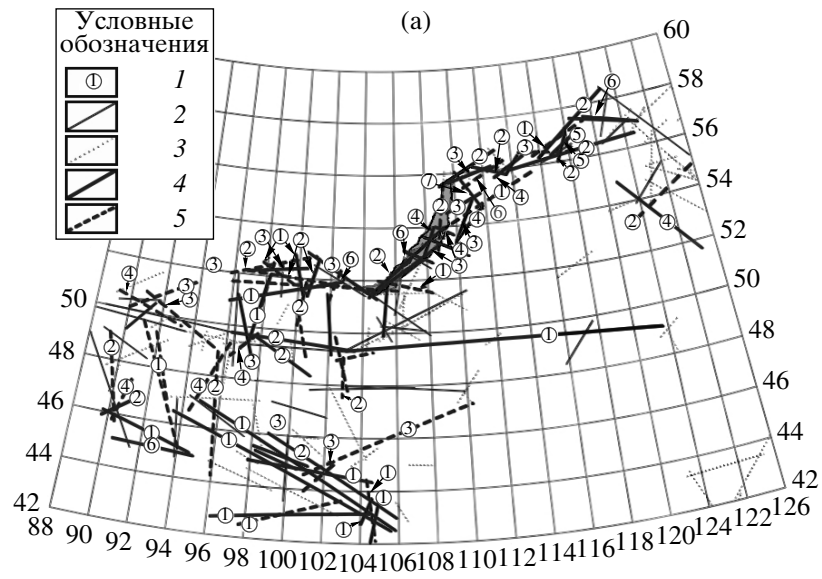
вали многие исследователи [Быков, 2005; Николаевский, Рамазанов, 1986; Уломов, 1993; Kasahara, 1979; Nikonov, 1976; Никонов, 1975; и мн.др.].

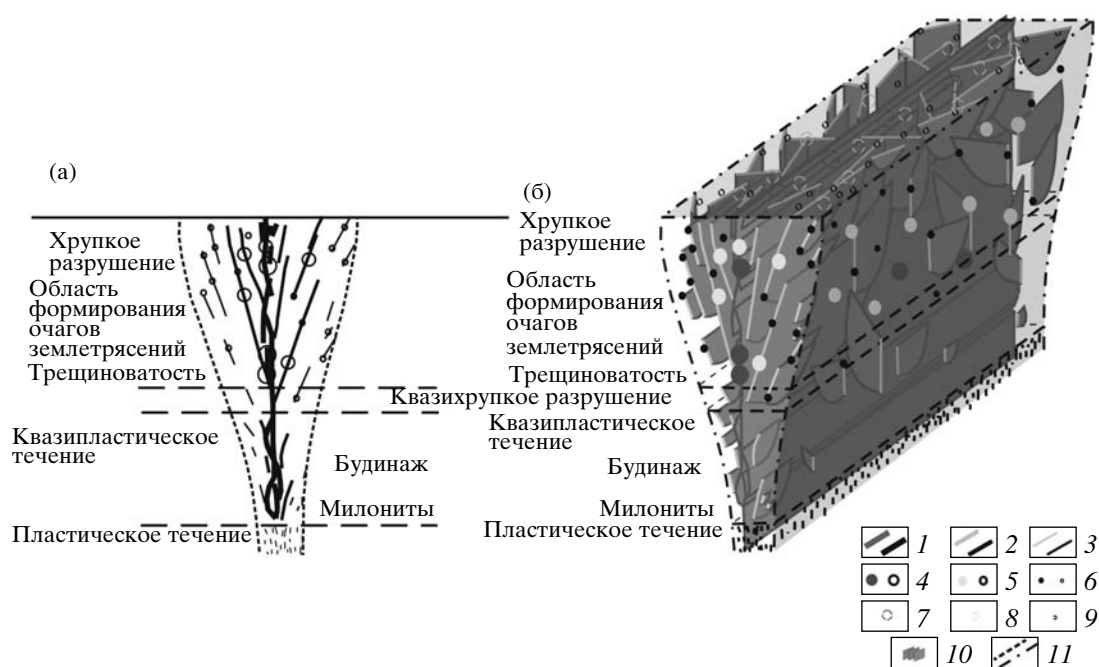
Изложенное позволяет в первом приближении представить тектонофизическую модель сейсмической зоны. Модель предназначена увязать селективную активность разноранговых разломов в реальном времени с современным сейсмическим процессом.

#### ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Сейсмический процесс представляет собой наиболее яркое выражение современного геодинамического развития территории. Он интегрирует нарушения динамического равновесия разломно-блоковой структуры литосферы, вызванные изменениями регионального или локального напряженного состояния, активизацией и подвижками по разрывам, появлением или трансформациями флюидных масс, другими причинами, способными нарушить метастабильное состояние разломно-блоковой среды литосферы. К последним можно отнести наведенную сейсмичность, причиной которой может быть любой другой более сильный сейсмический акт. Совершенно естественно, что воздействие различных причин и факторов на метастабильную разломно-блоковую структуру верхней хрупкой части литосферы может иметь разные последствия. Если говорить не об отдельных актах, а о сейсмическом процессе на определенной территории, то его определяющими факторами в порядке уменьшения значимости являются: тектоническая активизация значительной по площади территории (десятки тысяч и более квадратных километров) – разломно-блоковое строение ее литосферы – интенсивные современные движения литосферы – превалирование одного из типов напряженного

**Рис. 4.** (а) – активные разломы Центральной Азии и их группировка по параметрам современной активизации: 1 – номера групп разломов в соответствии с таблицей в тексте; 2 – разломы с неопределенными параметрами активизации; 3 – неактивные разломы; 4,5 – разломы с преобладающими векторами движения волн возмущения: 4 – с востока на запад; 5 – с запада на восток; (б) – примеры графиков временных трендов сейсмических событий в четырех группах разломов с разными скоростными характеристиками активизации. Оси ординат – годы сейсмических событий; оси абсцисс – длины разломов, км.





**Рис. 5.** Тектонофизическая модель сейсмической зоны (а) и ее изображение в формате 3D (б):

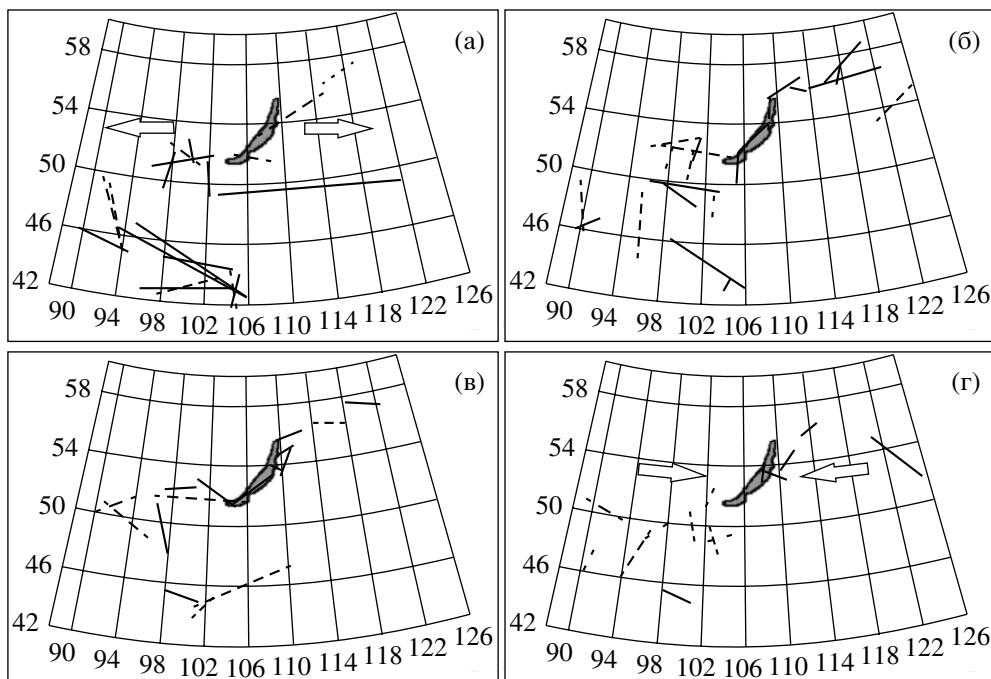
1 – корневая часть зоны, представленная региональными и трансрегиональными многократно активизированными разломами, преимущественно докайнозойского заложения; 2 – региональные разломы, характеризующиеся нестационарной моделью развития; 3 – локальные разломы, характеризующиеся нестационарной моделью развития; 4,5,6 – гипоцентры очагов землетрясений различных магнитуд; 7,8,9 – эпицентры очагов землетрясений различных магнитуд; 10 – плоскости разломов; 11 – примерные границы зоны активной современной деструкции литосферы.

состояния литосферы – пространственная организация межблоковых разломов и их сетки по направлениям, одно из которых, как минимум, не препятствовало бы разрядке постоянно действующих региональных напряжений. При таком геодинамическом “разупрочненном” метастабильном состоянии верхней хрупкой части литосферы дополнительное воздействие на нее любым триггерным механизмом вызовет ответную реакцию в структурах и процессах в последовательности, кратко изложенной.

То есть, триггерный фактор явится причиной последовательной селективной активизации разломов, которая будет происходить в разных местах вовлеченного в движения объема литосферы и в соответствии с длинами деформационных волн и ранговой принадлежностью разломов, резонансный отклик которых – суть подвижка по разрыву и сейсмическое событие. Его энергетический потенциал будет коррелировать с длинами разломов, их положением и состоянием как пограничной межблоковой структуры, а также дополнительными факторами, способными воздействовать на состояние (см. ниже) разломно-блоковой среды. Пространственно-временная локализация очагов в каждый конкретный момент времени будет определяться положением активизированных разрывов и “очередностью” расположения события в

пределах области динамического влияния конкретных дизъюнктивов (рис. 5).

Модель на рисунке представляет собой принципиальный разрез Байкальской сейсмической зоны (синоним Байкальская рифтовая система) в направлении СЗ–ЮВ. В основу модели положены основные разломы (см. рис. 2) и долговременное распределение плотности очагов землетрясений с известными исторически сильными землетрясениями (см. рис. 3). Ось зоны современной деструкции литосферы – суть формирующаяся активная межблоковая граница, контролирующая наиболее сильные сейсмические события. Другие разноранговые разломы, главным образом, параллельные зоне, а также перпендикулярные ей и прочие соответствующей группой деформационных волн вовлекаются в активизацию и все вместе предопределяют сейсмический процесс во всей зоне. При этом сохраняются хорошо известные соотношения между длинами разломов и их сейсмическим потенциалом. В настоящее время в БРС можно выделить четыре основные группы волн с различными временными периодами и скоростями активизирующих разломы разных длин и направлений (рис. 6) [Шерман, Горбунова, 2008]. Модель отражает и известную характеристику сейсмичности для БРС и других сейсмических зон: чем сильнее сейсмиче-



**Рис. 6.** Расположение активных разломов Центральной Азии с различными скоростями и векторами деформационных волн возбуждения. (а) – разломы 1-ой группы; (б) – разломы 2-ой группы; (в) – разломы 3-й группы; (г) – разломы 4-ой группы.

Пунктирная линия – вектор активизации разломов направлен с запада на восток; сплошная линия – вектор активизации разломов направлен с востока на запад. Стрелки – примерное направление фронта деформационных волн возбуждения (активизации) разломов.

ское событие, тем ближе оно располагается к оси основного разрыва.

В целом описанный идеальный процесс по своей последовательности может нарушаться. Этому будут способствовать флюиды, наведенная сейсмичность, вызванная дополнительными нагрузками на первично трещиноватую среду или близко произошедшими сильными сейсмическими событиями, волны от которых явятся внеочередными, дополнительными стимуляторами подвижек или более слабых возбуждений отдельных рядом расположенных разломов. В изложенной последовательности наиболее существенна роль флюидов, особенно воды, наличие и распространение которой в разломно-блоковой среде контролируется разломной тектоникой. О роли воды в сейсмическом процессе глубокие многолетние исследования проведены И.Г. Киссиным и другими исследователями [Киссин, 2007; Барабанов и др., 1988]. Изменение напряжений, сейсмическая активизация разломов, вызванная подвижками по ним или периодическим воздействием флюидов, также показана в ряде недавно опубликованных работ [Bezerra et al., 2007; Matsumura, 2006; Toda, Matsumura, 2006]. Наличие флюидной фазы в трещинах существенно снижает трение, срабатывает эффект Ребиндера и снижается прочность, увеличивается дилатансия пород – появляется группа

признаков, направленная на уменьшение прочностной характеристики массива. Сочетание перечисленных и других, менее значимых факторов, может способствовать некоторому нарушению временной последовательности активизации разломов и/или тенденции векторной направленности формирования в них очагов. Однако подобные факторы не искажают основной ритм процесса, характерный для неотектонического режима рассматриваемой территории.

В целом, разрабатываемая модель организации сейсмического процесса в сейсмоактивной зоне требует от нас, прежде всего, исследовать источники и закономерности активизаций в реальном времени разрывных структур, контролирующих сейсмические события. Параллельно необходимо учитывать гидрогеологический режим и другие дополнительные факторы в конкретном районе для оценки степени их вероятного влияния на возникновение конкретных, возможно “внеочередных”, очагов, нарушающих пространственно-временную организацию сейсмического процесса.

Разрабатываемая тектонофизическая модель сейсмического процесса открывает возможности использования современных геоинформационных систем для расчетов за заданный интервал времени последовательной закономерности активизаций разрывов, а в границах областей их динамического

влияния – последовательности возникновения отдельных очагов. Модель и принципиально возможные расчеты на ее основе приближают нас к средне- и краткосрочному прогнозу землетрясений.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Широко распространенные в последние годы различные статистические методы обработки мировых и региональных данных по эпицентрии и энергетическим параметрам сейсмического процесса являются весьма важным синтетическим фактором более глубокого понимания современной геодинамики Земли. Однако только статистические методы не могут привести нас к кратко- и среднесрочному сейсмическому прогнозу в конкретных сейсмических зонах. Очень часто статистическая обработка материалов оторвана от геодинамической ситуации. Уже многие годы публикуются результаты исследований, свидетельствующие о важности оценки общей геологической ситуации в эпицентральных местах, не говоря уже о сейсмических зонах, исследование разрывных структур которых и источников их активизаций является актуальной задачей [Yeats et al., 1977; Рогожин и др., 2007].

Построение комплексной тектонофизической модели сейсмического процесса – одна из областей предстоящих углубленных исследований тектонофизики и сейсмологии. Ее решение откроет прямую дорогу к познанию закономерностей пространственно-временной локализации землетрясений и их прогнозу. Изучение закономерностей деструкции литосферы, образования разломно-блоковой структуры, селективной активизации разрывов и синхронно протекающей сейсмичности, разработка теоретических моделей этого сложного комплексного процесса – одна из общих ближайших задач тектонофизики и сейсмологии.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 07–05–00251) и интеграционного проекта СО РАН “Землетрясения, горные удары, внезапные выбросы породы, угля и газа: механизмы формирования и критерии прогнозирования катастрофических событий”.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Киссин И.Г., Милькис М.Р. Проявления деформационных волн в гидрогеологическом и сейсмическом режимах зоны Передового Копетдагского разлома // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 5. С. 21–31.

Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176–1190.

Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: изд-во КГПУ. 2003. 151 с.

Викулин А.В. Введение в физику Земли. Учебное пособие для геофизических специальностей вузов. Петропавловск-Камчатский: изд-во КГПУ. 2004. 240 с.

Вилькович Е.В., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И. Волны тектонических деформаций на крупных разломах // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 1. С. 77–80.

Гамбурцев А.Г. Сейсмический мониторинг литосферы. М.: Наука. 1992. 200 с.

Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 5. С. 629–636.

Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.

Гольдин С.В., Дядьков П.Г., Дашевский Ю.А. Стратегия прогноза землетрясений на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1484–1496.

Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ. 1991. 217 с.

Дядьков П.Г., Мельникова В.И., Назаров Л.А. и др. Сейсмоструктурная активизация Байкальского региона в 1989–1995 годах: результаты экспериментальных наблюдений и численное моделирование изменений напряженно-деформированного состояния // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 373–386.

Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. М.: Наука. 2006. 254 с.

Захаров В.С., Савчук О.В. Самоподобные свойства сети активных разломов и сейсмичности. Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы 41 совещания Межведомственного тектонического комитета. Том 1. М.: ГЕОС. 2008. С. 324–329.

Зубков С.И. Предвестники землетрясений. М.: ОИФЗ РАН. 2002. 140 с.

Киссин И.Г. Новые данные о “чувствительных зонах” земной коры и формирование предвестников землетрясений и постсейсмических эффектов // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 5. С. 548–565.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 176 с.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИЦК “Академкнига”. 2003. 423 с.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95–111.

Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: изд-во Московского госуд. горного университета. 2004. 262 с.

Лукк А.А., Децеровский А.В., Сидорин А.Я., Сидорин И.А. Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде. М.: ОИФЗ РАН. 1996. 210 с.

Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1389–1398.

Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: изд-во “Дониш”. 1989. 144 с.

Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука. 1978. 232 с.

- Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К.* Генерация и распространение волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 10. С. 3–13.
- Никонов А.А.* Миграция сильных землетрясений вдоль основных зон разломов Средней Азии // Докл. АН СССР. 1975. Т. 255. № 2. С. 306–309.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИЦК “Академкнига”. 2007. 406 с.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука. 1985. 408 с.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А.* Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Геотектоника. 2007. № 2. С. 3–23.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В.* Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.
- Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН. 2002. 130 с.
- Родкин М.В.* Проблема физики очага землетрясения: противоречия и модели // Физика Земли. 2001. № 8. С. 42–52.
- Ружич В.В.* Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1997. 144 с.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1980. 100 с.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. 1993. М.: Наука, 313 с.
- Соболев Г.А.* Динамика разрывообразования и сейсмичность. Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 67–78.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
- Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
- Уломов В.И.* Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. С. 43–53.
- Чипизубов А.В.* Реконструкция и прогноз изменений сейсмичности Земли. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2008. 240 с.
- Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Изд-во Наука. СО. 1977. 102 с.
- 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.
- Шерман С.И.* Новые данные о закономерностях активизации разломов в Байкальской рифтовой системе и на сопредельной территории // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 1. С. 110–114.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука. СО. 1983. 101 с.
- Шерман С.И., Горбунова Е.А.* Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 115–122.
- Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В.* Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 4. С. 533–536.
- Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В.* Сейсмический процесс и современная многоуровневая деструкция литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1458–1470.
- Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов. Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука. 1978. С. 7–18.
- Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А.* Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 3. С. 395–398.
- Bezerra F.H.R., Takeya M.K., Sousa M.O.L., Aderson F.N.* Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil // Tectonophysics. 2007. V. 430. P. 27–39.
- Console R., Murru M., Catalli F.* Physical and stochastic models of earthquake clustering // Tectonophysics. 2006. V. 417. P. 141–153.
- Finna M.D., Grossa M. R., Eyalb Y., Drapera G.* Kinematics of throughgoing fractures in jointed rocks // Tectonophysics. 2006. V. 376. P. 151–166.
- German V.I.* Unified scaling theory for distributions of temporal and spatial characteristics in seismology // Tectonophysics. 2006. V. 424. P. 167–175.
- Jonsdottir K., Lindman M., Roberts R., Bjorn Lund, Bodvarsson R.* Modelling fundamental waiting time distributions for earthquake sequences // Tectonophysics. 2006. V. 424. P. 195–208.
- Kasahara K.* Migration of crustal deformation // Tectonophysics. 1979. V. 52. P. 329–341.
- Kim Y.-S., Choi J.-H.* Fault propagation, displacement and damage zones // Conference Commemorating the 1957 Gobi-Altay Earthquake. Ulaanbaatar, Mongolia. 2007. P. 81–86.
- Matsumura Shozo* Seismic activity changes progressing simultaneously with slow-slip in the Tokai area // Tectonophysics. 2006. V. 417. P. 5–15.
- Meissner R. Kern H.* Earthquakes and strength in the laminated lower crust Can they be explained by the “corset model” // Tectonophysics. 2008. V. 448. P. 49–59.
- Nikonov A.A.* Migration of large earthquakes along the great fault zones in Middle Asia // Tectonophysics. 1976. V. 31. P. 55–60.
- Scholz C.H.* The Mechanics of Earthquakes and faulting. 2nd ed. Cambridge Univ. Press. New York. 2002.
- 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.
- Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V.* Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // Tectonophysics. V. 380. № 3–4. 2004. P. 261–272.
- Toda Shinji, Matsumura Shozo* Spatio-temporal stress states estimated from seismicity rate changes in the Tokai region, central Japan // Tectonophysics. 2006. V. 417. P. 53–68.
- Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R.* The geology of Earthquakes. New York: Oxford University Press. 1977. 568 p.