

Chelidze T., Lursmanashvili O. Electromagnetic and mechanical control of slip: laboratory experiments with slider system // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2003. № 10. P. 557–564.

Tarasov N.T., Tarasova N.V. Spatial-temporal structure of seismicity of the North Tien Shan and their change under effect of high energy electromagnetic pulses // *Anal. of Geophysics*. 2004. vol 47. № 1. P. 199–212.

СЕЙСМИЧНОСТЬ В ЗОНАХ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ РАЗЛОМОВ И ЕЕ ТРИГГЕРНЫЕ МЕХАНИЗМЫ

С.И. Шерман

Институт земной коры СО РАН, Иркутск
ssherman@crust.irk.ru

В статье рассмотрены закономерности сейсмического процесса в областях динамического влияния разломов. В их границах выполняется основной закон сейсмичности Гутенберга-Рихтера и в первом приближении сейсмический процесс в сейсмической зоне можно рассматривать как суммарную совокупность сейсмических событий в областях динамического влияния активных в реальное время разломов. При этом существенно уменьшается количество анализируемых данных, что позволяет изучить временную последовательность локализации очагов в зоне динамического влияния разлома – единого концентратора очагов землетрясений за заданный интервал времени. Деформационные волны как триггеры воздействуют на разломы, провоцируя смещения крыльев, активизацию разрыва и возбуждение очага землетрясения. Установлены корреляции «время-место землетрясений» в областях динамического влияния дизъюнктивов. Подобный подход существенно сокращает площадь исследований сейсмического процесса, количество сейсмических событий, вариации других менее существенных признаков, характерных для сейсмической зоны, но расширяет возможности по изучению закономерностей пространственно-временных локализаций очагов землетрясений в границах областей динамического влияния разломов.

Введение

В сейсмологии существует понятие сейсмический режим, под которым понимается совокупность землетрясений какой-либо области, рассматриваемая в пространстве и во времени [Ризниченко, 1985, с. 34]. Сейсмический режим характеризуется рядом величин: сейсмической энергией, сейсмической активностью, плотностью и повторяемостью землетрясений, плотностью сейсмической энергии очагов землетрясений и др. Выполняется 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 не-

обходимости, характеристикой гипоцентров и отдельных событий с максимальной энергией. В приведенном представлении сейсмический процесс – суть комплекс сейсмических событий в определенном объеме пространства в интервалах обусловленного времени.

Исследования последних лет, базирующиеся на широком использовании компьютерной техники и специальных программных обеспечений, разрешающие работать с тысячными массивами данных, 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 расположения крупных очаговых зон и эпицентров. Их детальное геолого-структурное исследование приводит к однозначному заключению о приуроченности очагов землетрясений к деструктивным зонам и разломам. С точки зрения физики разрушения землетрясение – локальное проявление нарушения метастабильного состояния ограниченного объема исходной разломно-блоковой среды. В наиболее распространенных моделях подготовки землетрясений или постфактум таких событий 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 разрыву. Независимо от иерархического ранга разрывов они являются бесспорными структурами локализации сейсмических событий. На этом представлении базируются практически все известные модели очагов землетрясений. Рассмотрим некоторые закономерности пространственно-временного расположения очагов землетрясений в конкретных разломах. Иными словами, закономерности сейсмического процесса попытаемся изучить на небольших площадях, определяемых областями динамического влияния конкретных разломов [Шерман, Борняков, Буддо, 1983] и распределением в них эпицентров землетрясений. При таком подходе площадь сейсмической зоны может рассматриваться как сумма площадей динамического влияния сейсмоактивных разломов, а сейсмический процесс – как пространственно-временные вариации сейсмических событий, происходящие в областях динамического влияния активных разломов.

Активизация разломов в реальном времени

Для геодинамически активных регионов 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 принятой классификации активизации разломов и зафиксированных в каталогах временных периодов записей землетрясений. Формирование разломно-блоковой структуры литосферы представляет собой прерывистый процесс общей продолжительностью в десятки тысяч и миллионы 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.

Фиксируемая инструментальными наблюдениями сейсмичность отражает процесс современного разломообразования (деструкции) верхней, упругой части литосферы, и, следовательно, не всегда может корреспондировать с относительно консервативной ранее заложенной сеткой разломов и системой блоков различных иерархических уровней, геологических этапов заложения и активизаций. Можно использовать сейсмические события для решения «обратной» задачи – выделения активных разломов в реальном времени, соответствующем последним десятилетиям, в крайнем случае, столетию. В этом плане в согласии с [Несмеянов и др., 1992; Несмеянов, 2004] активными должны считаться разрывы, смещения по которым происходят в настоящее время и зафиксированы инструментально геофизическими или геодезическими методами, а также на основе исторических источников и т.п. Уточняя это определение в свете излагаемого материала, активными разломами следует считать разрывы, геолого-геофизические процессы, в областях динамического влияния которых происходят в настоящее время или происходили не более чем в столетний предшествовавший период времени [Шерман, 2009]. Для выяснения закономерностей достаточно сложной и во многом не ясной избирательной современной активизации разноранговых и разновозрастных разломов разработан метод их классификации по количественному индексу сейсмической активности [Шерман, Сорокин, Савитский, 2005].

Под количественным индексом сейсмической активности ξ_n (км⁻¹) (КИСА) разлома понимается число сейсмических событий n определенных энергетических классов K , приходящихся на единицу длины разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км) за заданный промежуток времени t (годы). Количественный индекс оценивается по выражению: $\xi_n = n/L$, где n – величина, зависящая от K , M и t . В преобразованном для расчётов виде уравнение может быть представлено в следующей формуле:

$$\xi_n = \sum n(M, K, t)/L, \quad (1)$$

где n – количество сейсмических событий энергетических классов K 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 0,02 до 0,09 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов. При этом принято во внимание известное положение о том, что при увеличении длины разрывов относительная ширина областей их динамического влияния отстает от роста длины [Шерман, Борняков, Буддо, 1983]. КИСА характеризует сравнительную активность конкретных разломов и даёт основание для анализа доли участия в различные интервалы времени разнорангового разломного сообщества в сейсмическом процессе. В определенной мере КИСА отражает кинематическую характеристику разломов, поскольку между энергетическим классом землетрясений и подвижками в очагах существует связь [Ризниченко, 1985], особенно значимая для событий с $K \geq 12-13$ энергетических классов, при которых смещение в среде превышает сантиметры. Вариации КИСА отражают частоту активизаций конкретных разрывов, но не характеризуют при этом их энергетические потенциалы.

Введение нового количественного параметра оценки сейсмической активности разломов, базирующегося на данных мониторинга сейсмических событий в областях динамического влияния разломов, позволяет исследовать сейсмический процесс на локальных участках сейсмической зоны. Это открывает новые возможности для исследований закономерностей процессов селективной активизации многочисленных ансамблей разноранговых разломов в реальном времени.

Селективная активизация разломов в интервалах реального времени в сейсмической зоне и новые возможности изучения сейсмического процесса

Тестирование новых возможностей изучения закономерностей активизации многочисленных ансамблей разноранговых разломов в реальном времени проведено на примере Байкальской сейсмической зоны (БСЗ). Она является одним из наиболее сейсмически активных и в то же время социально значимых регионов России, геодинамическое развитие которого с начала кайнозоя предопределяется континентальным рифтогенезом – Байкальской рифтовой системой (БРС). БРС протягивается более чем на 2000 км из северо-западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии. Ее фундаментом служит гетерогенный и гетерохронный складчатый пояс, завершивший свое развитие в раннем палеозое. Орогенный комплекс территории здесь формировался, начиная с конца раннего палеозоя, до кайнозоя включительно. Большая по протяженности часть БРС контролируется структурным литосферным швом между Сибирским и Забайкальским (Амурским) мегаблоками Евразийской плиты, начало формирования которого относится к раннему протерозою и который на протяжении всей фанерозойской истории региона разделял блоки литосферы существенно разного строения и развития. На этот хорошо подготовленный фундамент наложился кайнозойский рифтогенез. Начавшись в БРС около 65 Ма и уверенно датированный с 36 Ма [Логачев, 2003] он привел к селективной во времени активизации практически всех разломов фундамента, попавших в границы рифтовой системы. Их суммарным эффектом за миллионы лет явилось формирование в литосфере центральной части БРС зоны современной деструкции литосферы [Шерман, Демьянович, Лысак, 2004; Sherman, Dem'yanovich, Lysak, 2004], определив нестабильное состояние территории в региональном поле напряжений и ее высокую сейсмическую активность (рис. 1, см. цв. вкл.).

В суммарной пространственной и временной результативности локализация сейсмических событий в сейсмической зоне характеризуется квазихаотичностью распределения эпицентрального поля землетрясений. Оно затушевывает анализ геолого-геофизической закономерности о структурных и временных факторах, определяющих локализацию событий в активизирующихся разломах. Необходимо отдельно проанализировать структурные и временные факторы, контролирующие локализацию очагов (эпицентров) землетрясений в зонах разломов, а затем снова суммировать результаты. Таким способом можно будет вычленить землетрясения, связанные с триггерными механизмами и оценить их.

По составленным цифровым базам данных в соответствии с уравнением 1 оценены КИСА¹ разломов за 50-летний период в целом (рис. 2, см. цв. вкл.) и более

¹ В Байкальском регионе для пересчета магнитуд M в значения энергетических классов K используются формулы $K = 4 + 1,8 M$ (при $K \leq 14$) и $K = 8,1 + 1,16 M$ (при $K > 14$).

короткопериодные, ежегодные, вариации КИСА, один из примеров которых показан на рис. 3 (см. цв. вкл.). Детальный анализ сейсмической активности разломов только за последний более чем пятидесятилетний период инструментальных методов регистраций землетрясений показывает их относительно разную степень активности, как суммарную за весь период наблюдений, так и изменяющуюся из года в год. Области динамического влияния для всех участвующих в выборке разломов оценены как функция их длины по уравнению 2. Вариации значений количественного индекса сейсмичности позволяют распределить разломы на несколько групп (см. рис. 2, 3, цв. вкл.).

Намечаются две очевидные закономерности: (1) – чем выше количественный индекс сейсмической активности, тем ближе к стержневой структуре зоны современной деструкции литосферы БРС располагаются разломы по принятому показателю; (2) – поперечные к стержневой структуре разломы не характеризуются высокими количественными индексами сейсмичности.

Изложенное подтверждается исследованиями Д.В. Рундквиста, П.О. Соболева и В.М. Ряховского [1999], которые применили компьютерную технологию географических информационных систем для совместного пространственного анализа сейсмической активности важнейших разломов БРС. При оценке сейсмической активности использовался сейсмический момент M_0 , рассчитанный по формуле $M_0 = 1,5 M + 9,14$. Вокруг разломов строились буферные зоны (аналогия областям активного динамического влияния разломов) шириной 20 км в каждую сторону от сместителей и все землетрясения в границах буферных зон считались приуроченными к соответствующим разломам. Для разломов был рассчитан суммарный сейсмический момент, который нормировался на их длину (удельный сейсмический момент). Проведенный анализ результатов [Рундквист, Соболев, Ряховский, 1999] показывает, что наибольшие удельные сейсмические моменты характерны для разломов, находящихся на осевой линии зоны современной деструкции литосферы или близко расположенных к ней разломов. При удалении от оси зоны удельный сейсмический момент уменьшается на один и более порядков. В первую очередь, это свидетельствует об уменьшении энергетического потенциала сейсмичности и снижении интенсивности деструктивного процесса от осевой линии зоны современной деструкции литосферы к ее латеральным ограничениям. Во вторую очередь, это является аргументом в пользу правомерности рассмотрения активных разломов и областей их динамического влияния как квазиобособленных локальных сейсмических территорий со свойственным им сейсмическим процессом. Можно говорить о некотором сходстве сейсмического процесса в сейсмической зоне и областях динамического влияния разломов.

Приведенный график вариаций КИСА (рис. 4, см. цв. вкл.) демонстрирует изменение сейсмической активности разломов по годам. При обзоре всех графиков хорошо видна квазипериодичность изменения интенсивности сейсмического процесса в областях динамического влияния разных по иерархическому уровню активных разломов. Совершенно естественно, что геолого-структурная и геоморфологическая характеристики никоим образом не могут существенно измениться за принятые короткие интервалы времени. Изменения сейсмической активности разломов, показанные на графиках, отражают вариации изменения динамического состояния среды в областях динамического влияния разломов. В целом сложный квазипериодический процесс активизации разломов различных иерархических уровней последовательно затрагивает разные ансамбли разломов в пределах БРС, определяя пространственно-временную характеристику сейсмичности.

Визуально хорошо выделяются отдельные, активные в разное время, разломы как по группам слабых, так и по группам сильных событий. Корреляции между сильными и слабыми событиями в одних и тех же разломах сильно варьируют в зависимости от положения разлома по отношению к зоне современной деструкции литосферы. Наиболее высокие значения коэффициентов корреляции характерны для разрывов, параллельных простиранию оси зоны современной деструкции.

На примере ЮЗ сегмента БСЗ, где проведены наиболее детальные исследования и составлены карты активизаций разноранговых разломов, отчетливо проявляется зональная структура эпицентрального поля землетрясений (рис. 5, см. цв. вкл.). Разломы и области их динамического влияния «исчерпывают» практически все зафиксированные землетрясения с $K \geq 7$. Основными критериями зональности служат: площади распространения эпицентров землетрясений в зависимости от их интенсивности и энергетических классов. Выполняется основной закон сейсмичности Гутенберга-Рихтера, определяющий связь между количеством землетрясений и их энергией. На карте оба этих параметра дополнительно выражаются зависимостью «класс землетрясений – расстояние от оси зоны современной деструкции литосферы». Основной закон сейсмичности находит свою тектоническую интерпретацию, в том числе и в других параметрах обработки данных [Некрасова, Кособоков, 2006].

Таким образом, как показывает анализ, сейсмические события в своем преобладающем большинстве случаев контролируются отдельными активными разломами, происходят в областях их динамического влияния и характеризуются квазипериодичностью пока неясной природы. Каждый активный разлом представляет собой условно обособленную сейсмоактивную территорию. В первом приближении сейсмический процесс в сейсмической зоне можно рассматривать как суммарную совокупность сейсмических событий в областях динамического влияния активных в реальное время разломов. При этом существенно уменьшается количество анализируемых данных, но (!) не нарушается основной закон сейсмического процесса, что позволяет изучить временную последовательность локализации очагов в зоне динамического влияния одного разлома – одного концентратора очагов землетрясений за заданный интервал времени. Подобный подход существенно сокращает площадь исследований сейсмического процесса, количество сейсмических событий, вариации других менее существенных признаков, характерных для сейсмической зоны, но расширяет возможности по изучению закономерностей пространственно-временных локализаций очагов землетрясений в границах областей динамического влияния разломов.

Закономерности пространственно-временной локализации сейсмических событий в областях динамического влияния разломов

Опубликованные в последние годы работы дали богатый фактический материал по повторной активизации разрывов. Они выявили тенденцию в прорастании разрывов в одном из направлений, в последовательности расположения максимальных смещений по их простиранию и, что наиболее существенно, определенной последовательности в расположении очагов землетрясений [Kasahara, 1979; Anderson et al., 1996; Kim, Choi, 2007; Шерман, Горбунова, 2007]. При повторных активизациях разрывов выявляются преимущественные векторы движений фронта активизации разрывов, их прорастания и возбуждения очагов землетрясений, что свидетельствуют об однонаправленном движении некоторого триггерного волнового

источника возбуждения метастабильного состояния разломной зоны. При этом частота сейсмических событий в области динамического влияния разлома отражает интенсивность его активизаций, а тенденция в пространственной направленности очагов вдоль оси разлома во времени воспроизводит скорость и вектор движений триггерного источника активизаций. В зоне разлома происходит реализация второго [Гольдин, 2002] механизма развития крупной трещины: её продолжающееся формирование идет по предварительно уже существующей перколяционной сети более мелких трещин и скорость дискретного развития (активизации) трещины по простиранию может быть исключительно низкой, исчисляемой годами, столетиями или более продолжительным временем.

Для выяснения тенденций векторной направленности возбуждений по наиболее активным разломам БРС были построены индивидуальные графики, на оси абсцисс которых откладывались длины разломов с соответствующими положениями эпицентров землетрясений; на оси ординат – время этих событий [Sherman, Gorbunova, 2008]. По физическому смыслу каждый из графиков отражает два новых дополнительных параметра разломов: наклон его линии воспроизводит вектор пространственно-временного движения очагов землетрясений вдоль разрыва (с левого фланга разлома на правый или наоборот), а тангенс угла ее наклона к оси ординат – средние векторные скорости пространственного распространения волны возмущения, стимулирующей возбуждение очагов землетрясений [Шерман, Горбунова, 2007].

По предложенной методике изучена специфика пространственно-временного распространения очагов землетрясений по основным сегментам БСЗ и избранным активным разломам (рис. 6, см. цв. вкл.).

Создана ГИС Digital faults и разработаны алгоритмы для работы с базами данных по разломной тектонике и эпицентральному полям землетрясений. Они позволили получить новую характеристику активных разломов – векторную скорость активизации и вычислить математические зависимости пространственно-временной последовательности локализации мест сейсмических событий в областях динамического влияния разломов. На графике (рис. 7, см. цв. вкл.) показано время и место локализации эпицентров в ЮЗ сегменте зоны современной деструкции. Выборка содержит 51 наблюдение, которые сгруппированы в три скопления, характеризующиеся достаточно высокими коэффициентами детерминации. Линии регрессии, кроме тесноты связи между событиями, характеризуют два дополнительных параметра: наклон линий воспроизводит вектор пространственно-временной последовательности «движения» очагов землетрясений вдоль сегмента с запада на восток, а тангенс угла наклона линий к оси ординат – характеризует среднюю скорость изменения мест локализации, миграции, очагов. Она соответствует фазовой скорости деформационной плоской волны, в качестве триггерного механизма возбуждающей активизацию разрывов в сегменте и вне него и последовательное возникновение очагов землетрясений. Линии регрессии отражают три периода деформационных волн. Их средняя фазовая скорость 29 км/год, длина ~640 км, средний период ~22 года.

Аналогичным образом проанализированы два других сегмента БСЗ (см. рис. 6, цв. вкл.). Результативная картина приведена на графиках (рис. 8, см. цв. вкл.). На них отчетливо выделяются линии регрессии, отражающие волновые периоды прохождения деформационных волн и устойчивую корреляционную связь в координатах «время-место событий». Она позволяет для каждого из сегментов БСЗ, прямоугольные контуры которых ограничены полосой шириной в 15 км, с двух сторон

обрамляющих осевые линии сегментов, осуществлять среднесрочный прогноз сейсмических событий с $K \geq 12$. Показательно, что векторы деформационных волн в первых двух сегментах совпадают и направлены в целом с западного направления на восточное, а в третьем – они противоположны. Территориальная граница раздела векторной направленности деформационных волн совпадает с центральной меридиональной частью Байкальской рифтовой зоны, соответствует современной развивающейся границе между Сибирской и Забайкальской (Амурской) континентальными плитами [Шерман, Леви, 1978].

Для уточнения выводов о направленности деформационных волн отдельно проанализированы временные тенденции локализации землетрясений в некоторых разломах, территориально расположенных в различных частях БСЗ. В анализ включены более слабые землетрясения с $K \geq 11$. Результаты подтверждают тенденцию во временной последовательности расположения очагов землетрясений с запада на восток или, наоборот, в соответствующих местах БРС и дополняют аргументацию о волновых триггерных механизмах, способствующих активизации разрывов и временной последовательности по их простиранию возбуждения очагов землетрясений.

Источниками подобных волн, возможно, являются продолжающиеся процессы активного рифтогенеза, приводящие к эпизодическим подвижкам всей межблоковой границы между Сибирской и Амурской (Забайкальской) плитами, а также более локальные смещения между блоками других рангов на флангах и в центральной части БРС. Высокая вероятность возбуждения волн в связи с подвижками блоков, лежащих на вязком основании, согласуется с расчетами [Николаевский, Рамазанов, 1986; Невский, 1999; и др.]. Ранее, к близким выводам о волновом процессе, пространственно определяющем возникновение очагов землетрясений, но с иным критерием структурного контроля, пришел В.И. Уломов [1993]. К настоящему времени факт существования деформационных волн в зонах разломов не вызывает сомнений [Быков, 2005]. Их можно рассматривать как один из классов механических движений, свойственных земной коре и литосфере в целом [Гольдин, 2004].

Введение и использование новых параметров для характеристики активных разломов – фазовых скоростей и векторов деформационных волн как триггерных механизмов активизации метастабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы – позволяет выявить дополнительные геодинамические свойства разломов как объемных геологических тел, а также вероятные источники и механизмы их современной активизации.

О метастабильном состоянии разломно-блоковой среды литосферы и других триггерных механизмах землетрясений

Метастабильное состояние разломно-блоковой среды хрупкой части литосферы БРС неоднородно по площади. Наиболее неустойчивое динамическое состояние и пониженная прочность характерны для зоны современной деструкции литосферы. Исследования Г.Г. Кочаряна и А.А. Спивака [2003], позволяющие находить «слабые» разломные звенья в общей блоковой структуре литосферы, дают дополнительное физическое обоснование для приоритетной активизации более протяженных из всего ансамбля разноранговых разрывов. Проведенные ими исследования позволили определить деформационные характеристики (значения нормальной жесткости) межблоковых границ в широком диапазоне их длины. Авторами показано, что величина нормальной жесткости межблоковых границ (разломов как геологических

тел и пограничных структур – С.Ш.) снижается примерно пропорционально увеличению длины разрывов. Следовательно, в БРС наиболее ослабленной будет ее центральная часть – зона современной деструкции литосферы, а в областях динамического влияния разломов – основной разлом. Его опережающие структуры способствуют локализации слабых сейсмических событий и, тем самым, участвуют в организации зонального строения эпицентрального поля землетрясений в сейсмической зоне [Шерман, 2009].

Особую роль в локализации сейсмических событий играют разломные узлы. Пересечения и сочленения разломов необходимо рассматривать как один из важнейших структурных факторов, увеличивающих раздробленность субстрата, влияющих на изменения локального поля напряжений и предопределяющих локализацию очагов землетрясений [Шерман, Адамович, Мирошниченко, 1986]. В таких случаях могут фиксироваться отклонения от устанавливаемых зависимостей «время-место события». Из рассмотренных нами случаев отклонения оценки «время-место» возможны для зоны сочленения ЮЗ и Центрального сегментов БСЗ, а также для его СВ окончания (см. рис. 6, цв. вкл.). В редких случаях разломные пересечения сочетаются таким образом, что блокируют возможность перемещения одного из приразломных блоков и видоизменяют активный в реальное время разлом в пассивный. Часто подобные разломы в англоязычной литературе называют *lock faults* – запертые разломы.

Анализ сейсмичности в разных по площадям областях динамического влияния разломов БСЗ показывает, что число событий, не согласовывающихся с деформационными волнами, существенно разнится. При этом, чем ниже классы землетрясений, тем менее теснота связи между ними и обсуждаемыми параметрами деформационных волн. Имеются, как минимум, еще две группы сейсмических событий, возбуждение которых связано с другими триггерными механизмами или иными причинами [Шерман, 2009].

Выделяется группа слабых, как правило, по энергетическому потенциалу событий с характерным возвратно-поступательным (маятниковым) миграционным процессом [Шерман, Демьянович, Лысак, 2004]. Он свидетельствует о постепенном неравномерном разрастании разрывов по простиранию благодаря длительному воздействию постоянного регионального поля напряжений [Шерман и др., 1989]. Триггерным механизмом возбуждения того или иного сейсмического события могут быть сейсмические волны, распространяющиеся от близких землетрясений сопредельной территории БСЗ. Подобные землетрясения, соответствующие наведенной сейсмичности, требуют разработки дополнительных программ для их возможного прогноза. Не исключено, что роль одних групп землетрясений, как факторов наведенной сейсмичности для других групп, завышена. Показано, что воздействие сильных землетрясений на инициирование других, в том числе и более слабых событий, весьма незначительно [Кондратьев, Люкэ, 2007].

Другая группа сейсмических событий может быть инициирована в разломных зонах суперинтенсивными деформациями [Кузьмин, 2004]. Под ними понимаются индуцированные тектонические деформации геологической среды в разломных зонах, которые могут быть вызваны движениями блоков, обусловленных вариациями поля напряжений, либо индуцированием аномальных деформаций благодаря механизму параметрического возбуждения [Кузьмин, Жуков, 2004]. Принимая во внимание, что активизация разломов в реальном времени короткопериодична, наиболее вероятен параметрический механизм ее индуцирования.

Работы Мотодзи Икея [Ikeya et al., 1997; 2000; Ikeya, 2004; Икея, 2008] в части, касающейся разработки электромагнитной модели тектонического разлома, пока-

зали, что и на стадии образования микротрещин, и во время активизации тектонического разлома и возбуждения землетрясений возникают электромагнитные волны – механическое напряжение генерирует высокие электрические потенциалы в земной коре и литосфере.

Экспериментальные работы по возникновению электрических сигналов в различных по прочностным константам средах при распространении продольной волны сжатия проведены А.Н. Бесединой с коллегами [2009]. В экспериментах исследовался электрический эффект при распространении продольных волн сжатия в прочных пористых материалах при изменении периодов и амплитуд волн. Установлено, что возникающий электрический сигнал пропорционален ускорению частиц или скорости деформации. И, что очень вероятно, наоборот: высокие электрические потенциалы могут индуцировать нарушение метастабильного состояния разломной зоны, генерировать импульсные подвижки крыльев разломов и сейсмические события. В работах [Тарасов и др., 1999; Гохберг, Колосницын, 2009;], серии публикаций в сборнике «Геоэлектрические исследования...» [1989] и некоторых других [Велихов и др., 2000] в широком лабораторном экспериментальном и природном аспектах обсуждены проблемы электромагнитного воздействия на хрупкую литосферу, особенно земную кору, для возбуждения упругих волн источниками тока различных мощностей и частот.

Существенную роль в ослаблении прочностных свойств разломно-блоковой среды литосферы играют флюиды, а непосредственно в верхней коре – вода [Киссин, 2006; и мн. др.]. Фиксируется и воздействие изменений атмосферного давления на активизацию сейсмического процесса. Эти и некоторые другие, не перечисляемые здесь причины, не всегда регистрируются как постоянные признаки и не связаны высокими корреляционными отношениями с параметрами сейсмического процесса. Рассматривать их как триггерный источник возбуждения сейсмичности можно только в отдельных конкретных случаях.

Наиболее аргументированными триггерными механизмами нарушения динамического равновесия разломно-блоковой среды литосферы, активизации разломов и возбуждения землетрясений являются деформационные волны, наведенная сейсмичность и суперинтенсивные деформации. Их общей корневой природой является эволюция разломов как межблоковых структур, при которой значительные по амплитуде движения плит или крупных блоков служат генератором деформационных волн. Распространяющиеся по зонам разломов волны воздействуют на внутриразломные структуры, ослабляют их прочностные свойства, провоцируя смещения крыльев, активизацию разрыва и возникновение очага землетрясения. Механизм воздействия наведенной сейсмичности аналогичен, но широко не распространен. Природа суперинтенсивных деформаций наиболее тесно связана с синергетикой процесса тектонического развития разломной зоны.

Таким образом, все три определяющих фактора активизации сейсмического процесса и возбуждения очагов землетрясений отражают различные формы воздействия тектонических триггерных механизмов на пространственно-временную локализацию сейсмических событий как минимум выше 12 энергетического класса.

Заключение

Сохранение свойств основного закона сейсмичности в областях динамического влияния разломов – автомодельность сейсмического процесса – открывает воз-

возможности изучить пространственно временную последовательность локализации сейсмических событий на малых площадях. При подобном подходе существенно сокращаются: площадь исследований сейсмического процесса, количество анализируемых сейсмических событий, вариации их положения, другие менее существенные признаки, характерные для сейсмической зоны, но расширяются возможности изучения закономерностей миграций эпицентров (очагов) землетрясений по отношению к оси зоны современной деструкции литосферы или конкретного изучаемого разлома. Деформационные волны как триггеры воздействуют на разломы, провоцируя смещения крыльев, активизацию разрыва и возбуждение очага землетрясения. Установлены корреляции «время-место землетрясений» в областях динамического влияния дизъюнктивов. Открываются возможности краткосрочного прогноза землетрясений в областях динамического влияния активных разломов, а также целенаправленного выбора места для организации комплексных геолого-геофизических режимных наблюдений за вариациями различных геофизических и других полей и способов воздействия на них.

Исследования выполнены по гранту РФФИ (09-05-12023-офи_м), Госконтракту 02.740.11.0446, Интеграционному проекту СО РАН № 61, проекту ОНЗ РАН 16.8.

Литература

Беседина А.Н., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Соловьев С.П. Лабораторное моделирование электромагнитных эффектов при распространении сейсмических волн // Проблемы взаимодействующих геосфер: сб. научных трудов ИДГ РАН. – М.: ГЕОС, 2009. 182–193 с.

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

Велихов Е.П. и др. Импульсная МГД-установка «Сахалин» электрической мощностью 500 МВт на твердом пороховом топливе // ДАН, 2000, т. 370, № 5. с. 617–622.

Геоэлектрические исследования с мощным источником тока на Балтийском шите. Ред. Е.П. Велихов // М.: Наука, 1989. 280 с.

Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37–54.

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

Гохберг М.Б., Колосницын Н.И. Электромагнитное воздействие на среду // Проблемы взаимодействующих геосфер: сб. научных трудов ИДГ РАН. – М.: ГЕОС, 2009. с. 202–208.

Киссин И. Г. «Чувствительные зоны» земной коры как проявления динамики межблоковых взаимодействий // ДАН, том 407, № 3, 2006. с. 394–399.

Икея М. Землетрясения и животные: от народных примет к науке. М.: Научный мир, 2008. 320 с.

Кондратьев О.К., Люкэ Е.И. Наведенная сейсмичность. Реалии и мифы // Физика Земли, № 9, 2007. с. 31–47.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород // М.: ИКЦ «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.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. т. 44, № 5. С. 391–406.

Невский М.В. Геофизика на рубеже веков // Избранные труды ученых ОИФЗ РАН. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 124–139.

Некрасова А. К., Кособоков В. Г. Общий закон подобия для землетрясений: Прибайкалье // ДАН, том 407, № 5, 2006. с. 679–681.

Несмеянов С.А. Введение в инженерную геотектонику. М.: Научный мир. 2004. 216 с.

Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А. и др. Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // Инж. Геология, 1992, № 2. с. 17–32.

Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 10. С. 3–13.

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.

Рундквист Д.В., Соболев П.О., Ряховский В.М. Отражение различных типов разломов в сейсмичности Байкальской рифтовой зоны // Докл. Академии Наук, 1999, т. 366, № 6, с. 823–825.

Соболев Г.А. Динамика разрывообразования и сейсмичность // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. с. 67–78.

Тарасов Н.Т., Тарасова М. В., Авадимов А.А., Зейгарник В.А. и др. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999, № 4–5. С. 152–160.

Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. С. 43–53.

Читизубов А.В. Реконструкция и прогноз изменений сейсмичности Земли. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. 240 с.

Шерман С.И. А.В. Пейве – основоположник учения о глубинных разломах // Геотектоника. № 2, 2009. С. 20–36.

Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли, № 11, 2009. С. 8–21.

Шерман С.И., Адамович А.Н., Мирошниченко А.И. Условия активизации зон сочленения разломов // Геология и геофизика, 1986, № 3. С. 10–18.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования) Новосибирск, «Наука» СО АН СССР, 1983, 110 с.

Шерман С.И., Горбунова Е.А. Количественный анализ современной активности разломов Центральной Азии и их триггерных механизмов // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Иркутск: Издательство ИЗК СО РАН. 2007. с. 195–203.

Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Доклады Академии наук, 2002, том 387, № 4, с. 533–536.

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., Молчанов А.Е., Адамович А.Н., Саньков В.А. Неравномерность проявления сейсмической активности в сдвиговых зонах // Геология и геофизика, 1989, № 11. С. 3–13.

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.

Anderson J.G., Wesnousky S.G., Stirling M.W. Earthquake Size as a Function of Fault Slip Rate. // Bull. Seism. Soc. America. 1996. vol. 86, N 3. P. 683–690.

German V.I. Unified scaling theory for distributions of temporal and spatial characteristics in seismology // Tectonophysics, 2006, V. 424. p. 167–175.

Ikeya M. Earthquakes and animals: from Folk Legends to Science // World Scientific Publishing Co Pte. Ltd. 2004. 301 p.

Ikeya M., Matsumoto H., Huang Q., Takaki S. Theoretical scaling laws for fault length, seismic electromagnetic signals (SEMS) and maximum appearance area // J. Earthquake prediction research. 2000, V. 8. P. 351–360.

Ikeya M., Takaki S., Matsumoto H., Tani A., Komatsu T. Pulsed charge model of a fault behavior producing seismic electric signal (SES) // Circuits, Systems and Computers. 1997. V. 7. P. 153–164.

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.

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, N 3–4, 2004. p. 261–272.

Sherman S.I., Gorbunova E.A. Variation and origin of fault activity of the Baikal rift system and adjacent territories in real time // Earth science frontiers, 2008. v. 15, N 3. p. 337–347.