

# СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕОРИЙ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ И НОВАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*Ю.Л. Ребецкий*

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

## ВВЕДЕНИЕ

Большая часть существующих сегодня моделей очага землетрясения вышла из взглядов Рэйда [Reid, 1910] на стадию подготовки и возникновения землетрясения. В рамках этой концепции утверждается, что разломы являются ослабленными участками земной коры, вдоль которых происходит регулярный сброс накопленной упругой энергии. Землетрясению предшествует появление препятствия смещению вдоль разлома, которое определяет постепенное повышение действующих здесь напряжений до предельных значений. В области, окружающей будущий очаг, сброс внутренней механической энергии резко замедляется, происходит накопление энергии упругих деформаций [Bullen, 1953]. «Наиболее высокие напряжения концентрируются в местах пересечения или излома геологических разломов. ... Существует ряд участков земной коры, находящихся в состоянии, близком к пределу длительной прочности» [Соболев, Пономарев, 2003, стр. 178]. Если прочность слайки – разлома достаточно высока, то повышенный уровень напряжений [Гзовский, 1957, 1975] охватывает все большие области в его окрестности. После достижения напряжениями предела прочности горных пород [Benioff, 1951] или предельного значения плотности потенциальной энергии [Ризниченко, 1968] объем, накопивший высокий уровень упругой энергии (высокий уровень напряжений), разрушается с образованием сдвигового разрыва, представляющего собой очаг землетрясения [Уломов, Мавашев, 1967]).

Следует заметить, что во многих работах, цитированных выше и посвященных очагу землетрясений, хотя и отмечалось, что горные породы подчиняются теории прочности Кулона – Мора, но часто факту разрушения ставилось в соответствие достижение предельных значений прочности максимальными касательными напряжениями (подразумевается, что землетрясения происходят в областях самого высокого уровня этих напряжений). Подобное разночтение особенно характерно для работ советских и российских ученых. В работах зарубежных ис-

следователей [Касахара, 1985; Kanamory, Anderson, 1975; Simpson, 1992; Райс, 1982] указывается на ответственность кулоновых напряжений за хрупкое разрушение горных пород [Оберт, 1976].

По Рэйду областям подготовки более сильных землетрясений отвечают участки более крупных спаек между блоками земной коры, здесь происходит аккомодация микроблоков в единый блок [Гамбурцев, 1960]. При этом время подготовки землетрясения напрямую связывают с размером будущего очага [Садовский, Писаренко, 1985; Друмя, Шебакин, 1985].

Существует также схема возникновения землетрясения по Рихтеру [1963], которая отличается от схемы Рэйда предположением об относительной равномерности распределения деформаций и напряжений в пространстве до землетрясения. Для объяснения возникновения землетрясения фактически вводится гипотеза о локальном снижении прочности на участке разлома, что определяет возможность пониженного уровня девиаторных напряжений в области будущего очага землетрясения. Различие схем Рихтера и Рэйда также проявляется в движениях поверхности в период подготовки и сразу после землетрясения, которые фиксируются геодезическими методами [Певнев, 2003].

Представленные выше взгляды на процесс подготовки очага землетрясения лежат в основе двух наиболее известных и общепринятых моделей: модель лавинно неустойчивого трещинообразования (ЛНТ-модель) [Miachkin et al., 1975], дилатансионно-диффузионная модель (ДД-модель) [Scholz et al., 1973]. При этом ДД-модель целиком основывается на следствиях схемы Рэйда, дополненной представлениями о влиянии на процесс хрупкого разрушения дилатансии горных пород и давления флюида в трещинно-поровом пространстве. Если рассматривать базовые идеи ЛНТ-модели, то заметим, что использование представления о длительной прочности говорит о близости этой модели к схеме Рихтера. Однако в работах ее основоположников и последователей [Соболев, 1993;

Соболев, Пономарев, 2003] дается трактовка тектонической обстановки, определяющая представлений на очаг, близкие к Рэйдю.

Различия в рамках этих моделей состоят в том, какие факторы предопределяют развитие процесса разрушения в области, где действуют напряжения, повышенные по отношению к соседним областям. В ДД-модели начало необратимых процессов обусловлено достижением напряжениями предельных значений, а в ЛНТ-модели напряжения также должны быть повышены по отношению к соседним областям, однако они могут быть ниже предельных значений. Формирование стадий упрочнения и разупрочнения в ДД-модели связывают с изменяющейся скоростью дилатансии горных пород, с процессами фильтрации и величиной флюидного давления. ЛНТ-модель является сухой, т.е. не содержит упоминания о влиянии на

процесс деформирования и разрушения флюидного давления. В ней основные фазы развития разрушения (первоначальное – объемное и финальное – локализованное трещинообразование) на микроуровне объясняются закономерностями формирования и взаимодействия трещин, проявляющимися в соответствии с идеями С.Н. Журкова [Журков, Нарзулаев, 1953] на макроуровне в снижении величины длительной прочности (эта теория получила свое первоначальное развитие в механике конструкционных материалов).

Две другие наиболее известные модели: неустойчивого скольжения (stick-slip) [Brace, Byerlee, 1966] и консолидации [Добровольский, 1991] – по характеру предполагаемых изменений напряжений и деформаций в области подготовки очага землетрясений близки соответственно к ЛНТ- и ДД-модели.

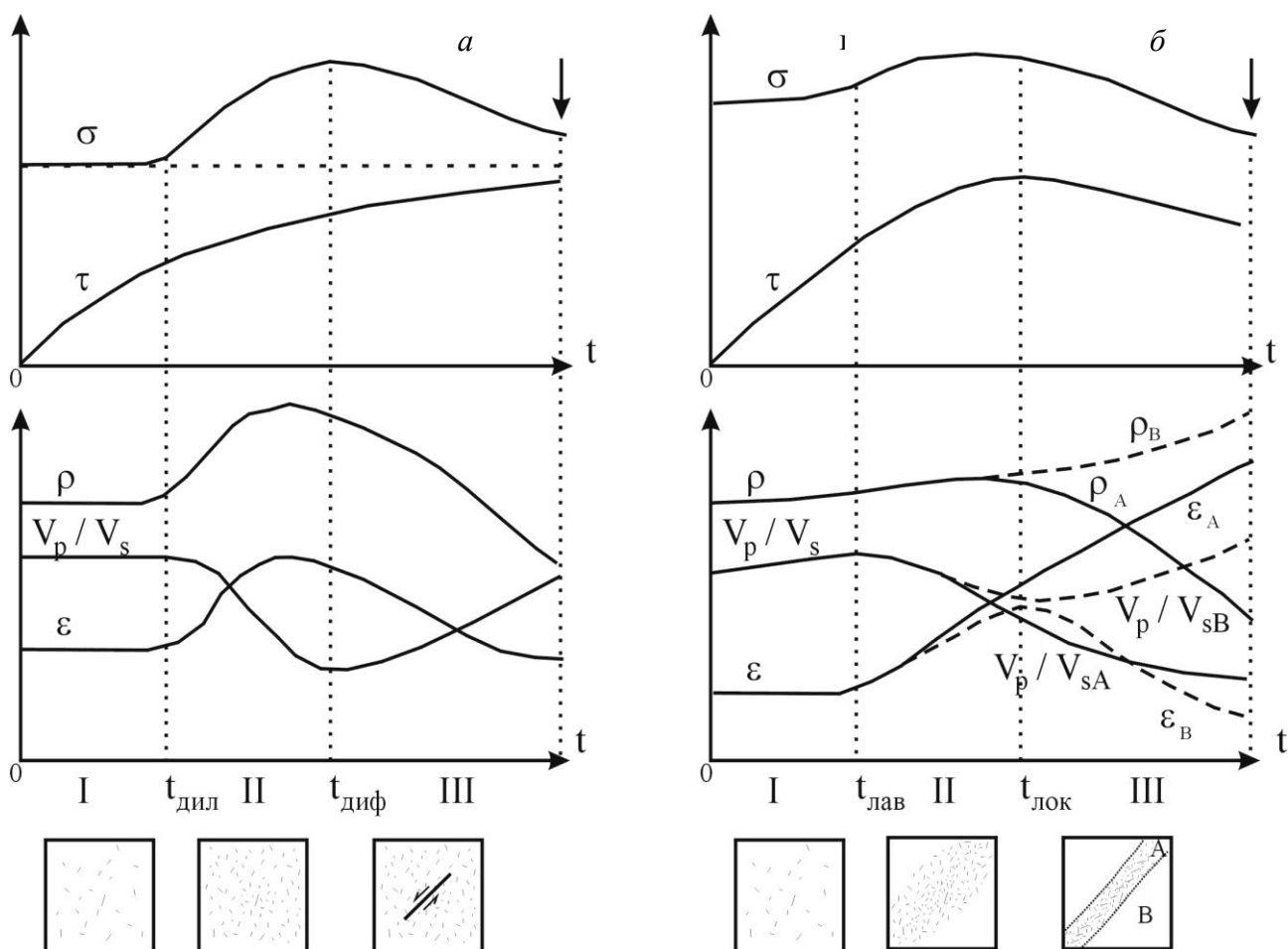
## ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В рамках представленных моделей подготовки очага главными элементами прогноза являлись предвестники землетрясения, связанные с изменением сейсмического режима (рои землетрясений, области сейсмического затишья, форшоки) и аномалиями движения дневной поверхности (ускорение или смена знака движений, получаемые при измерениях с помощью наклономеров, деформографов, триангуляционных и трилатерационных геодезических сетей) [Рихерт, 1963; Рикитаке, 1979; Моги, 1988]. В соответствии с положениями указанных моделей данные предвестники имеют разную пространственную и временную привязку.

Согласно ДД-модели (см. рис. 1, а) на всех стадиях процесса подготовки очага землетрясения должно происходить увеличение уровня девиаторных напряжений при бухтообразном изменении свойств геосреды (прочность, коэффициент Пуассона и т.д.). Подобное увеличение уровня напряжений объясняется фазой упрочнения геосреды, возникающей из-за процесса дилатансии горных пород, снижающей величину флюидного давления в трещинно-поровом пространстве и тем самым увеличивающей силы сухого трения, препятствующие скольжению вдоль берегов сколовых трещин. Дилатансия свойственна структурно-неоднородным средам [Ramsay, Huber, 1987], которыми являются горные породы, и возникает в зонах разломов в местах концентрации – локализации сдвиговых деформаций.

Стадия упрочнения сопровождается замедлением скорости квазипластического деформирования из-за снижения вклада в деформационный процесс катакластической составляющей (затруднена активизация сколовых трещин). В соответствии с ДД-моделью на заключительной стадии после восстановления флюидного давления в увеличившемся объеме трещинно-порового пространства происходит ускорение деформирования. Именно на поиске аномалий в движениях поверхности во взаимосвязи с изменением сейсмического режима строятся методы выделения областей подготовки сильных землетрясений в США, Японии и Китае [Earthquake prediction ..., 1987; Моги, 1988; Earthquake case in China, 1990].

Согласно базовым положениям ЛНТ-модели (см. рис. 1, б) начальная стадия развития области будущего разрушения может осуществляться как при повышающихся, так и при постоянных напряжениях. В это время происходит накопление дефектов (трещин) в среде и постепенное их стягивание к зоне будущего очага. На завершающей стадии, когда процесс увеличения концентрации трещин резко ускоряется, происходит снижение несущей способности массивов горных пород и возможно падение уровня напряжений. Слияние трещин и локализация деформаций, вплоть до момента возникновения крупного разрывного смещения, приводит к постепенному ускорению деформаций, особенно на заключительной стадии процесса.



**Рис. 1.** Схемы изменения физических параметров для ДД-модели (а) ЛНТ-модели (б) подготовки очага землетрясения.  $\sigma$  – напряжения,  $\tau$  – прочность,  $\rho$  – электросопротивление,  $\dot{\epsilon}$  – скорость деформации,  $V_p/V_s$  – отношение скоростей продольных и поперечных волн,  $t_{\dot{\epsilon}\dot{\epsilon}\dot{\epsilon}}$  – время начала дилатансии,  $t_{\dot{\epsilon}\dot{\epsilon}\dot{\epsilon}}$  – время, когда скорость диффузии флюида превышает скорость дилатансии,  $t_{\dot{\epsilon}\dot{\epsilon}\dot{\epsilon}}$  – начало лавинного нарастания трещин,  $t_{\dot{\epsilon}\dot{\epsilon}\dot{\epsilon}}$  – начало локализации трещин в области будущего разрыва. Пунктир для ЛНТ-модели (б) отвечает изменениям физических параметров в зоне за пределами области локализации (индекс В), сплошная линия – в пределах области локализации (индекс А)

В работах российских исследователей, базирующихся на концепции ЛНТ-модели, выделение областей подготовки сильных землетрясений осуществляется на основе слежения за пространственно-временными вариациями сейсмичности при использовании данных о силе, месте и времени землетрясения [Завьялов, 1986; Соболев, Тюпкин, 1996; др.].

Результаты анализа сейсмических режимов Курило-Камчатского региона, выполненные в рамках развиваемого в работах [Завьялов 2005; Соболев, 2003] концентрационного критерия, показали, что сильные землетрясения регулярно происходят на краю областей трещинной локализации. Подобное наблюдение не согласуется с базовыми идеями ЛНТ-модели и требует объяснения.

Согласно модельным представлениям сейсмическая активизация, рои землетрясений, форшоки должны происходить в области

будущего очага. Области сейсмического затишья в ЛНТ-модели должны возникать на третьей стадии процесса [Соболев, 1993] в двух зонах, расположенных «параллельно» вытянутости неизометричного участка горного массива, охватывающей будущий очаг землетрясения. Их формирование связано со стягиванием разрушения в процессе его локализации к поверхности очага. В рамках этой модели аномальные движения поверхности могут объясняться ускорением деформаций сдвига в области локализации трещин. Для ДД-модели области сейсмического затишья должны возникать непосредственно в очаговой области как следствие процесса дилатансии, уменьшающего поровое давление флюида [Соболев, 1993]. Анализ региональных сейсмических режимов показывает, что в тех случаях, когда перед землетрясением существовала область затишья, она покрывала область

очага будущего землетрясения, а форшоки (если они происходили) часто возникают на краю области затишья [Ружич, 1996; Еманов и др. 2005].

В рамках представленных выше моделей аномальные движения поверхности могут быть обусловлены как замедлением, так и ускорением процесса деформирования в очаговой области, происходящим из-за дилатансионного разрыхления (вторая стадия) и в результате последующего восстановления флюидного давления (третья стадия).

Форшоковые землетрясения вместе с явлением предваряющего землетрясения крипа вдоль разлома приняты в качестве основных прогностических признаков. В частности, так было для серии землетрясений в районе Паркфилда (разлом Сан-Андреас, США), произошедших в конце XIX и XX столетий. Однако существуют случаи возникновения роев землетрясений и активизации сейсмического процесса без последующего сильного землетрясения. Достаточно часто возникают землетрясения, которые не предваряются криповыми движениями вдоль разломов, форшоками или сейсмической активизацией [Дещеревский и др., 2003]. Примером такого события может являться катастрофическое землетрясение вблизи города Таншань, Китай в 1976 г, приведшего к гибели нескольких сот тысяч человек.

Еще один предвестник, используемый при прогнозе землетрясения, – сейсмические бреши [Федотов, 1968], определяет местом готовящегося землетрясения участок сейсмофокальной области, где в течение длительного времени (десятки, сотни и тысячи лет) не было землетрясения максимально возможной для данного района энергетической мощности. По определению С.А.Федотова период времени между двумя событиями максимальной мощности, области очага которых перекрывают друг друга, именуется сейсмическим циклом. Идею возможности прогноза землетрясений с помощью выделения сейсмических брешей можно обосновать из модели Рэйда путем введения дополнительных гипотез: 1) о равномерности на больших временах распределения энергии упругих деформаций вдоль сейсмофокальной зоны; 2) о единственной форме релаксации упругой энергии через крупномасштабное хрупкое разрушение. Эти гипотезы автором концепции прогноза не оговаривались, но они следуют из основных по-

ложений концепции.

Представленные выше предвестники в виде аномальных движений поверхности и изменения сейсмического режима прямым образом отражают пространственные и временные вариации процесса деформирования и разрушения земной коры непосредственно перед возникновением сильного землетрясения. При этом каждый из предвестников характеризует лишь какую-то сторону этих процессов в таком виде, по которому мы ничего не можем сказать о поле деформаций (упругих, пластических, квазипластических) и напряжений или о характере распределения прочности в земной коре, т.е. о тех параметрах, которые ответственны за процесс разрушения.

Другие предвестники, используемые при прогнозе землетрясения, характеризуют этапы подготовки очага через ряд физических явлений, косвенно связанных с деформационным процессом (см. обзор в работе [Сидорин, 1992]). К подобным явлениям относятся аномальные, как правило, бухтообразные изменения: скоростей и частотного состава сейсмических волн; уровня, химического состава и температуры подземных вод; ускорения свободного падения, приливных деформаций и наклонов; электросопротивления и электромагнитного излучения горных пород; электро-теллурических (земных токов) и геомагнитных полей. Эти и другие явления связаны с процессом деформирования горных пород в области готовящегося очага, но эта связь в большом числе случаев многовариантна, т.е. допускает разные способы физического обоснования.

Косвенные предвестники обычно принимаются во внимание тогда, когда потенциально опасная область выделяется по результатам изучения сейсмического режима и по данным деформационных измерений поверхности (долгосрочный прогноз). В восьмидесятые годы прошлого столетия в США, Японии, Китае и в бывшем СССР существовали представления о необходимости комплексного учета наблюдаемых предвестников. Считалось, что достаточно нарастить аппаратную базу наблюдений на полигонах (Япония, США, СССР), изучить закономерности развития трещин в экспериментах на образцах (СССР), развернуть системные наблюдения за множеством предвестников землетрясений (Китай), и проблема прогноза землетрясений может быть решена.

## ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В США с начала 80-х годов прошлого столетия начал осуществляться эксперимент по развитию методов прогноза на великолепно оснащенном различной сейсмологической, геофизической и геодезической аппаратурой Паркфилдском полигоне, где с регулярностью 20-25 лет происходили землетрясения с магнитудами, близкими к  $M=6$ . Это был международный полигон, на котором ученые из разных стран изучали процесс подготовки землетрясения. Предполагалось, что выполняемые наблюдения позволят выявить особенности деформационного режима и сопутствующих ему физических полей в различные периоды формирования очаговой области.

Первоначально землетрясение в Паркфилде ожидали в  $1988 \pm 7$  (Lindh, Sykes, Bakun ...), затем в  $1993-1995 \pm 11$  (Eflsworth, Ben-Zion). После 1999 г представление прогноза по этому региону в научной литературе практически прекратилось. Землетрясение произошло 28 сентября 2004 г, когда его менее всего ожидали, и оно не сопровождалось предваряющим крипом и форшоками [Langbein et al., 2005] так, как это было при предыдущих землетрясениях в этом районе. Предварительный анализ данных геофизических полей, полученных перед его возникновением, также не позволил выявить каких-либо значимых аномалий, которые можно было бы трактовать как предвестник землетрясения [Lindh, 2005]. В то же время за период ожидания этого землетрясения в Калифорнии произошла серия сильных землетрясений с магнитудами большими, чем землетрясение в Паркфилде: Лома Приета 18.10.1989 ( $M=6.9$ ), Капе Мендосино 24.04.1992 ( $M=7.2$ ), Ландерс ( $M=7.1$ ) 28.06.1992, Нордридж 17.01.1994 ( $M=6.7$ ), Гектор Майн 16.10.1999 ( $M=7.1$ ), Сан Симеон 22.12.2003 ( $M=6.5$ ). Землетрясения были неожиданными, они нанесли не только серьезный материальный урон экономике США, но и показали, что в исследованиях по предупреждению сейсмической опасности нет значимого продвижения.

В Японии длительное время выполняются наблюдения за районом вблизи Токио, где в 1924 г произошло разрушительное землетрясение. На этом небольшом участке вплоть до землетрясения в Кобе 1994 г были сосредоточены основные исследования японских сейсмологов. После 1994 г в Японии было резко усилено финансирование сейсмологических исследований, создана одна из наиболее плотных сетей сейсмических и GPS станций (расстояние

между станциями 50-100 км). Однако и эта сеть не позволила дать прогноз сильного землетрясения Токачи-Оки, произошедшего в 2003 г к юго-востоку от о. Хоккайдо. В настоящее время основные усилия японских сейсмологов направлены на выявление участков повышенной шероховатости области контакта литосферных плит, которые по их мнению, являются потенциальным источником их «зацепления» и, следовательно, фактором, определяющим последующее накопление уровня напряжений. Здесь также продолжается эксплуатация идей, следующих из модели Рэйда.

В Китае после успешного прогноза землетрясения в окрестности г. Хайченг 1975 г ( $M=7.3$ ) последовало катастрофическое Таншаньское землетрясение 1976 г, не проявившееся в целом ряде предвестников (форшоки и др.), за которыми осуществлялось слежение. В Китае вслед за Японией и США осуществляется крупное наращивание сетей сейсмологических и геофизических станций с целью изучения физических полей сейсмоактивных областей.

В России в 90-х годах прошлого столетия после распада СССР и из-за фактического сворачивания финансирования научных исследований были существенно сокращены комплексные исследования сейсмоактивных областей (потеряны не только геофизические полигоны в Гарме и Талгаре, но произошла частичная утрата собранных данных). Это предопределило угасание интереса к проблеме изучения процесса деформирования, происходящего в области будущего очага землетрясения. Основной упор в прогнозе землетрясений стал делаться на поиск, в основном, косвенных геофизических предвестников и статистический анализ закономерности сейсмического режима [Соболев и др. 1990; Kossobokov et al., 1990]. Отыскиваются либо области сейсмического затишья [Ружич, 1996], либо наоборот области повышенной концентрации сейсмичности [Завьялов, 1986]. Одним из наиболее наглядных результатов подобного подхода является неоправдавшийся прогноз землетрясения, выданный Международным Институтом Теории Прогноза РАН в правительство РФ (газета «Известия» от 15 сентября 2005 г) для Петропавловск-Камчатского, и одновременный пропуск сильного землетрясения в Корьякии 20.04.2006 ( $M=7.6$ ).

Как выше было уже отмечено, комплексное изучение сейсмического режима и деформаций

поверхности, выполнявшееся на различных полигонах (Паркфилд, Гарм, Талгар), показало, что возможны разные сценарии подготовки очага землетрясения. Замечаемые отдельными исследователями на примере нескольких землетрясений аномальные (предвестниковые) изменения какого-либо геофизического, геодезического или сейсмологического параметра при увеличении времени наблюдений и числа анализируемых землетрясений начинали проявляться нерегулярно [Дещеревский и др., 1997]. С середины 90-х годов прошлого века в проблеме прогноза землетрясений на западе практически не появлялись новые идеи.

Появились публикации о случайном характере землетрясений, о бесперспективности детерминированного подхода [Дещеревский и др., 2003] и, как следствие, о невозможности прогноза землетрясений [Geller, 1997]. Пожалуй, наиболее рельефно это отразилось в неудаче Паркфилдского эксперимента. В работе [Bakun, et al., 2005] предлагается пересмотреть сами модельные взгляды на процесс подготовки очага землетрясения, а в работе [Дещеревский и др., 2003] предлагается отыскивать предвестниковые явления во флуктуации физических параметров в областях, находящихся в состоянии, близком к критическому.

На мой взгляд, утверждение, высказанное в работе [Дещеревский и др., 2003] относительно краха детерминированного подхода, некорректно по той причине, что на самом деле исследование процесса подготовки очага землетрясений в естественных условиях в том виде, как требуется в этом подходе, до сих пор не осуществлялось. Громадное большинство предвестниковых явлений лишь косвенным образом связано с напряженным состоянием, и поэтому их нельзя определять как факторы детерминированного подхода. Неопределенность явлений, стоящих между предельным состоянием горных пород и наблюдаемым предвестником, предопределяет вероятностный подход при их использовании.

К особому случаю относятся данные о перемещениях дневной поверхности, полученные из GPS наблюдений или путем прямых

геодезических измерений [Певнев, 2003; Кузьмин, 2004]. Эти предвестниковые данные непосредственно связаны с процессом деформирования горных массивов. Однако их недостаточно для полного представления о деформационном процессе из-за отсутствия информации об изменении вертикальных компонент смещений в глубинных слоях земной коры, а с другой, мы пока не можем утверждать, что правильно понимаем взаимосвязь катаклического трещинного течения или крипа по разлому с крупномасштабным хрупким разрушением, происходящим в массивах горных пород. Без ясности в этом вопросе этот тип данных также переходит в разряд косвенных предвестников.

Отрицательный результат в проблеме прогноза показывает, что наши представления о механизме генерации землетрясений достаточно далеки от реального природного процесса (здесь надо согласиться с авторами работы [Bakun, et al., 2005]). Многие представления о процессе подготовки землетрясения переключались из механики прочности конструкционных материалов и не учитывают особенности строения сейсмогенных участков земной коры – разломных зон.

С другой стороны, необходимо развивать методы мониторинга природного напряженного состояния, позволяющие получать данные о полном тензоре напряжений в глубинах земной коры. Подобные методы стали создаваться в самое последнее время [Ребецкий, 2003а, 2003б, 2005а; Angelier, 1989; Гинтов, 2005]. Нужно научиться оценивать прочностные параметры массивов горных пород в их естественном залегании. Напряжения прямо связаны с процессом разрушения и позволяют наиболее полно характеризовать стадию деформационного процесса.

Далее рассмотрим факторы, определяющие особенности процесса деформирования и разрушения горных пород, которые во многом и определили проблемы, возникшие при развитии рассматривавшихся выше концепций прогноза сейсмической опасности.

## **РАЗНОМАСШТАБНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РАЗЛОМНЫХ ЗОН**

Основной особенностью строения массивов горных пород является их неоднородность, проявляющаяся в разных формах и в разных физических процессах на масштабных уровнях, различающихся на 7–8 порядков. Крупные разломы разделяют земную кору на блоки, в которых снова можно выделить разломы

меньшей протяженности, ограничивающие более монолитные участки массивов горных пород – микроплиты. В последних в свою очередь выделяются достаточно протяженные трещины, и так далее. Если рассматривать отдельно разломы, то они создают в своей окрестности полосу динамического влияния – шовную зону

[Шерман и др., 1983], в пределах которой и концентрируются основные разрывные деформации. Ширина этих шовных – разломных зон зависит от протяженности разломов и длительности активных деформационных процессов, действующих в них.

Разломные зоны имеют специфическую структуру строения и являются отдельным объектом тектонофизических исследований [Семинский, 2003; Шерман и др, 1991, 1992, 1994]. В настоящее время назрела необходимость говорить о разломах, как об особых геологических телах [Ребецкий, 2008], развитие которых предопределяется набором механических процессов, происходящих в них, формирующих спектр специфических условий их деформирования и определяющих аномальные характеристики различных физических полей.

Неодинаковые и неоднаправленные перемещения блоков земной коры, обусловленные вертикальной (плотностные неоднородности в литосфере и верхней мантии) и горизонтальной (движения литосферных плит) тектоникой приводят к возникновению деформаций в самих блоках, сопряженных с активными разломными зонами. Более монолитные блоки земной коры имеют более высокую прочность и эффективную упругую жесткость (упругие модули) в сравнении с разломными зонами. Возможно, только в отдельные моменты времени прочность отдельных участков разломных зон, повышаясь, может приближаться к прочности блоков земной коры («зацепы» по Рэйду, «спайка шва» по Г.А. Гамбурцеву, «консолидация» по И.П. Добровольскому). Поэтому разломные зоны следует рассматривать как места сброса энергии, накопленной в упругих деформациях блоков земной коры. Конечно, горные породы в самих разломных зонах также упруго-деформированы, но уровень этих деформаций невысок из-за имеющего здесь место интенсивного катакластического – трещинного течения и постоянного перевода части упругих деформаций в неупругие – остаточные.

В середине прошлого столетия М.В. Гзовский, понимая, что именно разломные зоны являются источником сейсмогенных процессов (сейсмические швы по Г.А. Гамбурцеву), определил в качестве основных задач тектонофизики изучение структуры и механизма генерации напряжений в зонах разломов. Прочность, эффективные упругие и пластические модули могут изменяться вдоль различных частей разломных зон, предопределяя изменения уровня действующих в них

напряжений. В отдельные относительно продолжительные моменты времени может происходить увеличение или снижение эффективной жесткости участков разломов. Такие изменения могут быть связаны как со структурно-вещественными преобразованиями, происходящими в разломных зонах из-за действующих в них деформационных процессов, так и с изменением температурного или флюидного режимов (увеличение температуры и флюидного давления способствует понижению прочности [Терцаги, 1961], предела упругости и увеличению скорости пластического течения).

В случае возникновения упрочнения участка разломной зоны концентрация (повышение) напряжений возникает не только в области упрочнения, но и в примыкающих к разломной зоне более прочных и более жестких блоках земной коры. При разрядке напряжений в зоне разлома вследствие медленного крипа по разлому или из-за быстрых смещений в очаге сильного землетрясения их снижение происходит и в сопряженных блоках.

Отмеченная неоднородность структурного строения разломных зон обуславливается действием ряда специфических процессов, которые в конструкционных материалах либо вовсе отсутствуют, либо их влияние на прочность не так ярко выражено [Ребецкий, 2004, 2005б, 2006]. Одним из таких процессов является дилатансия горных пород в зоне локализации сдвига (разломной зоне), которая приводит к резкому увеличению трещинно-порового пространства, что при неизменном объеме флюида должно сопровождаться увеличением эффективного изотропного давления, т.е. упрочнением участка разломной зоны. Этот процесс достаточно локален, связан с областью больших деформаций и не может захватывать большие объемы горных пород вне зон разломов, т.к. в силу их большей прочности уровень катакластических деформаций в них существенно ниже.

Другим структурообразующим процессом разломных зон является процесс диспергации вещества – милонитизации горных пород [Паталаха и др., 1987]. В зонах локализации сдвига, там где уровень макронапряжений достигает 60-70% от предела упругости в присутствии флюида начинает достаточно быстро и интенсивно осуществляться уменьшение размера зерен и агрегатов горных пород [Поспелов, 1972] – милонитизация горных пород. Механизм дробления связан не столько с простым механическим перетиранием, сколько с растрескиванием сильно деформированных зерен и кристаллов за счет возникновения под

воздействием проникающего в них флюида большого числа новых дислокаций [Ребиндер, 1978]. Эти процессы должны особенно ускоряться в областях, где в силу локальной геодинамической обстановки может происходить интенсивная миграция флюида (участки земной коры с большим градиентом флюидного давления в трещинно-поровом пространстве). Таким образом, флюид является активным участником структурных преобразований пород.

Измельчение зерна горных пород в условиях активных сдвиговых деформации должно приводить к уплотнению среды за счет уменьшения объема трещинно-порового пространства и, следовательно, к медленному увеличению флюидного давления. Это явление усиливается компакцией зерен, вызванной разрушением цементных связей на их границах и происходящей в областях, где уровень напряжений на макроуровне близок к пределу упругости. Увеличение уровня флюидного давления приводит к снижению уровня девиаторных напряжений и ускорению процесса трещинного течения.

С другой стороны, изменение размерности зерен приводит к изменению механических свойств, смене внутреннего механизма прочности, что выражается в ускорении пластических деформаций и изменении прочностных параметров (уменьшение угла внутреннего трения) [Hall, Harrisberger, 1970; Schock, Louis, 1982]. На участке разлома, охваченном процессом милонитизации, наблюдается медленное разупрочнение, сопровождающееся изменением механизма потери несущей способности: хрупкое разрушение сменяется пластическим разупрочнением путем локализации больших пластических деформаций. Кроме того, переходя в более тонкодисперсное состояние, горные породы становятся также и более активными, способными к быстрым физико-химическим превращениям. В условиях повышенного стресса в них возможно осуществление метаморфических превращений при более низких  $PT$  условиях, чем это имеет место для горных пород обычного состояния [Чиков, 1990].

В зонах милонитизации могут происходить реакции дегидратации, которые обеспечивают аномальное повышение флюидного давления. Для подобного состояния горных пород скорость этих реакций уже не связана с интенсивностью теплового потока, а может обеспечиваться прямым переходом механической энергии в

химическую. В таких условиях метаморфические реакции дегидратации могут происходить взрывным образом [Ениколопян и др, 1987]. В этом случае резко изменяется объем трещинно-порового пространства и объем содержащегося в нем флюида, его давление очень быстро возрастает, а уровень девиаторных напряжений резко снижается – быстрое разупрочнение. Такое разупрочнение по сути является пластическим, т.к. происходит снижение уровня упругих деформаций в объеме без появления магистрального разрыва, но из-за сверхбыстрого протекания метаморфической реакции оно может сопровождаться возникновением динамической упругой волны.

Если зоны милонитизации мозаично рассыпаны среди областей с высокой скоростью дилатансии или реликтового состояния (структурно-вещественное состояние этих областей определено предыдущими этапами деформирования), то влияние процесса диспергации горных пород выражается в эффективных параметрах прочности (снижение) и флюидного давления (повышение). Объединение подобных милонитизированных областей в протяженные участки при отсутствии сверхбыстрых метаморфических преобразований (реакции дегидратации) может привести к асейсмическому режиму деформирования разломной зоны – крипу или при прохождении быстрой реакции дегидратации может спровоцировать резкое падение прочности, сверхбыстрые пластические деформации и возникновение крупномасштабного хрупкого разрушения – землетрясения [Ребецкий, 2006].

Здесь следует отметить, что указанные процессы сильно зависят от интенсивности квазипластических деформаций, происходящих в разломных зонах, предопределяя различия в эффективной прочности для разломов вблизи границ плит и для внутриплитовых разломов. Возможно, что именно этим обусловлены их различия в сейсмическом режиме и то, что для внутриплитовых землетрясений величина сбрасываемых напряжений на порядок превышает значения, наблюдаемые для землетрясений вблизи границ плит.

В рамках представленного анализа процесс формирования аномально протяженного хрупкого разрыва (землетрясения) выглядит как случайный процесс, зависящий от сочетания участков разломов активной милонитизации, дилатансии и метаморфизма.



## РАЗНОМАСШТАБНЫЕ ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Напряжения, действующие в разломных зонах, зависят от структурно-вещественного состояния слагающих их горных пород, температурного поля, флюидного режима этих зон и определяются региональной тектоникой земной коры. Поскольку в отличие от материалов, используемых для конструкций, геологическая среда является существенно неоднородной, то это предопределяет наличие существенной неоднородности – мозаичности в поле напряжений, проявляющейся на разных масштабных уровнях осреднения, и, следовательно, в сильной зависимости значений компонентов тензора природных напряжений от масштаба осреднения. Следует заметить, что причины и проявление в эффективных свойствах геосреды (средних для определенного масштаба) этой неоднородности на разных масштабах осреднения также различны. Так, неоднородности горных пород микроскопического уровня, обусловленные наличием кристаллов, зерен и агрегатов, дислокаций и микротрещин, микропор могут быть сглажены путем осреднения физических параметров с линейным размером менее 1 см (однородное деформирование образцов малого размера), что будет характеризовать макроскопический уровень осреднения свойств геосреды и компонентов тензоров напряжений и деформаций.

По определению Оберта [1976] уровень осреднения, следующий за макроскопическим, следует именовать как мегаскопический уровень с размером окна осреднения в первые десятки сантиметров. Однако в отличие от конструкционной механики при изучении тектонических процессов нельзя ограничиться одним уровнем осреднения, линейный масштаб которого больше макроскопического. Так, структурно-вещественные неоднородности малых – мегаскопических линейных размеров: полосчатость, сланцеватость, кливаж, включения, трещины, крупные поры и др., сглаженные путем осреднения физических параметров с линейным размером окна осреднения в 1-3 м (однородное деформирование крупных образцов), – будут характеризовать сублокальный уровень осреднения.

Локальный уровень осреднения с линейным размером в 30-100 м (масштаб геологического обнажения) определяет сглаживание физических параметров, вызванных проявлением неоднородностей в виде включений и трещин размером в первые метры и более, наличием слоистости, складчатых структур, даек. На этих масштабных уровнях различие между горными породами разломных зон и блоков земной коры связано с

большей раздробленностью, а также более высокой пористостью и флюидизацией первых.

Наконец, субрегиональный и региональный уровни осреднения (линейный размер соответственно: 1–3 км и 30–100 км) обусловлены необходимостью сглаживания проявления неоднородности массивов горных пород в виде крупных геологических внедрений, массовыми интрузиями, резкой сменой структурного состояния и вещественного состава. Возможно также выделение мегарегионального масштаба осреднения, характеризующего неоднородность физических параметров планетарного уровня (линейный размер осреднения в первые тысячи километров).

Опыт тектонофизической реконструкции автора параметров тензора современных напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений [Ребецкий, 1997; Ребецкий и др. 2001; Романюк, Ребецкий, 2001] показывает, что получение данных о напряжениях определенного масштаба не следует рассматривать как акт простого осреднения. Мы оцениваем значения параметров эффективных напряжений – обобщенных напряжений, которые в соответствии с теми или иными физическими принципами удовлетворяют совокупности исходных данных определенного линейного масштаба. Конечно, параметры напряжений соседних масштабных уровней связаны между собой, но в силу того, что связь эта обеспечивается энергетическими критериями [Ребецкий, 2003а], она не является линейной, допускающей простое осреднение. Для некоторых участков земной коры подобные параметры вообще нельзя подобрать, т.к. для данного масштаба эти области являются высокоградиентными зонами. В силу этого при тектонофизической реконструкции говорят о доменах квазиоднородного напряженно-деформированного состояния данного масштабного уровня осреднения.

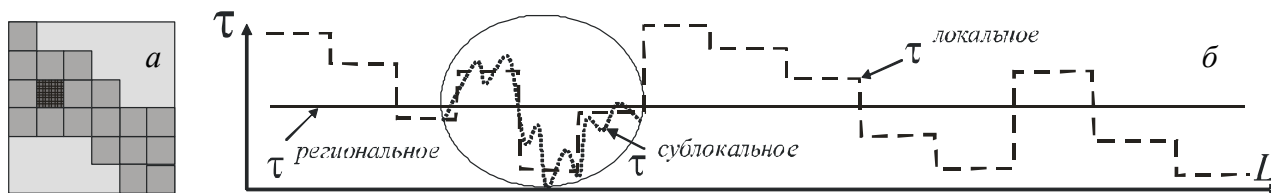
Далее мы также будем использовать эту терминологию, предполагая, что линейные размеры осреднения каждого масштаба определяют размеры домена, точкам которого присваиваются одинаковые значения параметров тензора напряжений соответствующего масштаба осреднения. На рис. 2, а показан пример разбиения регионального домена на субрегиональные и локальные домены. В пределах домена субрегионального масштаба осреднения компоненты напряжений локального масштаба осреднения изменяются, доставляя в среднем значение напряжений субрегионального масшта-

ба осреднения (рис. 2, б), и т.д.. В рамках представленной иерархии масштабов говорят о региональном поле напряжений, когда параметры напряжений этого масштаба осреднения определены в области более чем  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  (область, близкая по размеру к мегарегиональному домену), и соответственно о субрегиональном поле напряжений, когда параметры напряжений соответствующего масштаба определены в области более чем  $50 \times 50$  км –  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  (область, состоящая из одного и более региональных доменов).

Упругие и пластические свойства геосреды разных масштабных уровней осреднения будут определяться структурами соответствующих линейных размеров (на порядок меньших линейного размера осреднения). В силу этого, для мегаскопических масштабных уровней (сублокальный – мегарегиональный) процесс накопления остаточных деформаций будет осуществляться не только за счет истинной

пластичности (как на макроскопическом уровне осреднения), но и за счет разрывных смещений большего масштаба, чем те, с которыми обычно ассоциируются пластические деформации. Поэтому для этих масштабных уровней следует говорить о катакластическом деформировании за счет множества трещин, разрывов, слоистости, складчатых форм и др. разномасштабных структурных элементов массивов горных пород.

Для каждого масштабного уровня осреднения в качестве хрупких разрывов и трещин механизм образования или активизации которых связан с напряжениями именно этого масштабного уровня, следует идентифицировать структуры, линейный размер которых больше линейного размера осреднения данного масштабного уровня. Отсюда вытекает двойственность анализа трещин как с позиций механики пластичности (совокупность трещин малой длины), так и с позиции механики разрушения (отдельные крупные трещины).



**Рис. 2.** Пример разбиения субрегионального домена на множество локальных доменов и локального домена на множество сублокальных (а), а также изменение напряжений локального (без сглаживания – осреднение непересекающимися объемами) и сублокального (со сглаживанием – осреднение пересекающимися объемами) масштабов осреднения в пределах профиля одного регионального домена (б)

## ХРУПКОЕ РАЗРУШЕНИЕ ТРЕЩИНОВАТЫХ ГОРНЫХ

Одним из основных положений существующих моделей очага землетрясения является гипотеза о высоком уровне касательных напряжений в большей части будущего очага землетрясения. Считается, что на последней стадии подготовки землетрясения происходит повышение этих напряжений до определенного предельного значения, а в процессе афтершоковой деятельности осуществляется релаксация напряжений в тех участках очага, где они остались высокими и после землетрясения. Предполагается также, что чем выше интенсивность напряжений, действующих в земной коре, тем выше значение сбрасываемых напряжений и, следовательно, тем более разрушительное землетрясение может произойти.

Однако исследования, основанные на анализе природных напряжений и результатов лабораторных экспериментов, заставляют существенно скорректировать, а в каких-то аспектах и пере-

смотреть подобные представления. Согласно результатам экспериментов над образцами [Mogi, 1964; Byerlee, 1968; Ставрогин, Протосеня, 1992; и др.] горные породы являются кулоновой средой, т.е. хрупкой средой с внутренним трением. Для таких сред предельное состояние хрупкого разрушения определяется на основе теории прочности Кулона – Мора [Поль, 1975]. В этом случае близость к предельному состоянию характеризуется не максимальными касательными напряжениями или вторым инвариантом девиатора напряжений (энергетический критерий прочности), как это имеет место для металлов, а кулоновыми напряжениями  $\tau_c$ , которые представляют собой разность между касательным напряжением  $\tau_n$  на плоскости разрыва и напряжением «сухого» трения, обусловленным суммарным эффектом от действия нормального к трещине напряжения

$\sigma_{nn}$  и флюидного давления  $p_{fl}$ , существующего в трещинах, т.е. эффективного нормального напряжения  $\sigma_{nn}^*$  [Терцаги, 1961]:

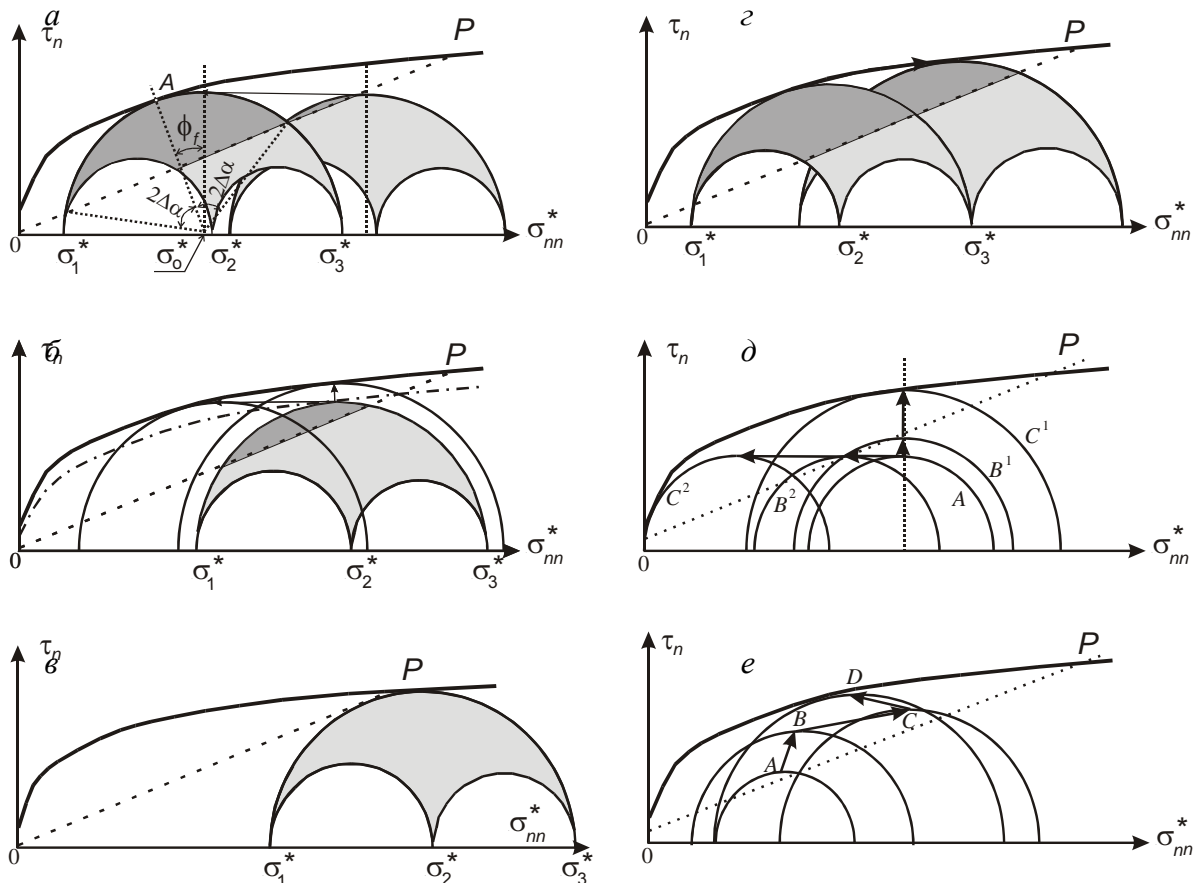
$$\tau_C = \tau_n + k \sigma_{nn}^*, \quad k = k_s, \quad k_f \quad (1)$$

при  $\sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} + p_{fl} \leq 0, \quad p_{fl} \geq 0, \quad \tau_n \geq 0$ .

Здесь  $k_f$  и  $k_s$  – коэффициенты внутреннего трения эффективно сплошных горных пород и статического поверхностного трения трещины, которые следует использовать при расчете куло-

новых напряжений соответственно при оценке возможности возникновения новой трещины или активизации уже существующей (положительные значения для нормальных напряжений  $\sigma_{nn}$  отвечают растяжению, а для давления в твердой матрице пород  $p$  и флюида в трещинно-поровом пространстве  $p_{fl}$  – сжатию).

Положительность значений  $\tau_n$  достигается выбором системы координат (на рис. 3 построены верхние части диаграммы Мора, отвечающие  $\tau_n \geq 0$ ).



**Рис. 3.** Анализ хрупкого разрушения трещиноватых горных пород на диаграмме Мора: *a* – два напряженных состояния, для одного из которых возможна только активизация старых трещин, а для другого помимо этого происходит формирование новых трещин (большой круг Мора касается внешней огибающей); *б* – переход от напряженного состояния, не образующего новые трещины, к предельным состояниям, большие круги Мора которых касаются внешней огибающей, за счет: повышения величин максимальных касательных напряжений (по стрелке вверх); снижения величины всестороннего эффективного давления (по стрелке налево); снижения эффективной прочности горных пород из-за увеличения трещиноватости (штрих пунктирная огибающая); *в* – напряженное состояние, неблагоприятное для хрупкого разрушения (правее точки *P*), определяющее пластическое или квазипластическое течение; *г* – изменение соотношения между нормальными и касательными напряжениями на плоскости скальвания при смещении большого круга Мора вдоль огибающей направо, стрелка показывает направление нагружения; *д* – два варианта нагружения при  $\mu_\sigma = 0$  от чисто упругого состояния *A* до предельного *C* – касание большим кругом Мора внешней огибающей. Переход от состояния *A* в состояния *B*<sup>1</sup> и *C*<sup>1</sup> за счет увеличения  $\tau$  при  $p^* = const$ , а в состояния *B*<sup>2</sup> и *C*<sup>2</sup> за счет уменьшения эффективного давления  $p^*$  при  $\tau = const$ ; *е* – изменение напряженного состояния, соответствующее ДД-модели очага землетрясения. *A* – стадия начала дилатансии, *B* – стадия прекращения дилатансии и начала восстановления флюидного давления, *C* – предельное состояние. На диаграмме направо откладываются отрицательные значения эффективных нормальных напряжений

Половина значения угла внутреннего трения  $\varphi_f = tg k_f$  определяет угол, на который от нормали к плоскости действия максимальных касательных напряжений отклонится нормаль к плоскости скалывания горных пород (точка А на рис. 2, а). Положение центра большого круга Мора определит значение эффективных нормальных напряжений на плоскости максимальных касательных напряжений

$$\sigma_o^* = -(p^* + \tau\mu_\sigma / 3) \quad (2)$$

$$\text{при } \tau = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2} \text{ и } \mu_\sigma = \frac{2(\sigma_2^* - \sigma_3^*)}{(\sigma_1^* - \sigma_3^*)} - 1.$$

Здесь  $p^* = p - p_{fl}$  – эффективное давление,  $\tau$  – модуль значений максимальных касательных напряжений, а  $\mu_\sigma$  – значение коэффициента Лоде – Надаи, определяющего вид эллипсоида напряжений ( $|\mu_\sigma| \leq 1$ ).

Сжимающее напряжение в твердом «скелете» горных пород  $\sigma_{nn}$  увеличивает, а всестороннее (изотропное) сжимающее флюидное давление ( $p_{fl} > 0$ ) уменьшает сопротивление сухого трения, препятствующее сколовому типу разрывообразования. Достижение кулоновыми напряжениями предельных значений  $\tau_C|_{k=k_f} = \tau_f$  (внутреннее сцепление – cohesion) или  $\tau_C|_{k=k_s} = \tau_s$  (поверхностное сцепление) определяет соответственно разрушение ненарушенных участков горных пород и активизацию ранее возникших и частично залеченных трещин.

Заметим, что каждому участку трещиноватых горных пород может отвечать свое значение эффективного внутреннего сцепления  $\tau_f$ , обусловленное его структурно-вещественным состоянием, и широкий спектр значений  $\tau_s$ , величина которого определяется условиями на поверхности конкретного уже существующего протяженного разрыва. Существует взаимосвязь прочностных параметров горных пород ( $\tau_f$  и  $\tau_s$ ) с масштабным уровнем осреднения напряжений. Для образцов горных пород в первые сантиметры величина  $\tau_f$  может достигать 1 кбар [Byerlee, 1968], а для массивов при осреднении в первые километры и десятки километров снижаться до первых десятков бар [Ребецкий, 2003а, 2005б].

Параметры  $k_f$  и  $\tau_f$  являются функциями напряжений, определяя на диаграмме Мора выпуклый характер линии предельных состояний при образовании новых разрывов (касание

большим кругом Мора верхней огибающей), а слабая зависимость коэффициента поверхностного трения от давления и температуры дает возможность построить линию наименьшего сопротивления сухого трения  $\tau_C|_{k=k_s} = 0$ , определяющую возможность активизации старых разрывов (см. рис. 3, а). Обобщение результатов экспериментов по разрушению образцов горных пород при высоком обжимающем давлении, выполненное Дж. Байерли [Byerlee, 1968], показало, что возможность хрупкого разрушения трещиноватых горных пород определяется попаданием точки, характеризующей вектор напряжений (эффективное нормальное  $\sigma_{nn}^*$  и касательное  $\tau_n$  напряжения) на поверхности ранее существовавшего разрыва, в область между линией прочности эффективно сплошных участков (*fracture shear strength* – верхняя огибающая линия на рис. 3, а) и линией минимального сопротивления статического поверхностного трения (нижняя линия рис. 3, а). Внутри этой области  $\tau_C|_{k=k_s} \geq 0$ . Напряженные состояния, большие круги Мора которых находятся ниже линии минимального сопротивления статического поверхностного трения, характеризуют чисто упругое поведение пород, а область выше линии предела прочности, является областью нереализуемых напряженных состояний.

Для каждого напряженного состояния, характеризуемого тремя кругами Мора, линия минимального сопротивления сухого трения отсекает область, точки которой определяют значения векторов напряжений и ориентацию уже существующих трещин, определенным образом наклоненных к главным напряжениям, активизация которых возможна при выполнении условия  $\tau_C|_{k=k_s} = \tau_s$ . Начало активизации разрывов для данного напряженного состояния определяется пересечением большого круга Мора линии минимального сопротивления сухого трения  $\tau_C|_{k=k_s} \geq 0$  (*frictional shear strength* – пунктирная линия на рис. 3, а). Чем больше размеры области, отсекаемой этой линией, тем более вероятна активизация разрывов с ориентацией, все сильнее отличающейся от ориентации плоскости скалывания горных пород, положение которой определяется касанием большого круга Мора внешней огибающей  $\tau_C|_{k=k_f} = \tau_f$ . Угол  $\Delta\alpha$  определяет максимальное отклонение нормали к плоскости активизирующейся трещины от нормали к

плоскости скалывания горных пород (обе нормали лежат в плоскости, образованной осями главных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ). На рис. 3, а области с разного цвета заливкой внутри большого круга Мора определяют различные значения нормальных (эффективных) и касательных напряжений на произвольно ориентированных площадках. Светлая заливка определяет положения наклонных площадок с отрицательными значениями кулоновых напряжений, темная определяет область, где кулоновы напряжения положительные (здесь возможно хрупкое разрушение). Переход в процессе нагружения от одного состояния к другому (большие круги Мора) показан стрелками, соединяющими точки площадок максимальных касательных напряжений.

Как это видно из рис. 3, б, разрушение горных пород путем образования новых разрывов сплошности (касание большого круга Мора внешней огибающей) может происходить как из-за повышения уровня максимальных касательных напряжений (увеличение радиуса большого круга Мора) – начальная стадия ДД-модели, так и из-за понижения эффективного всестороннего давления (смещение большого круга Мора налево) – завершающая фаза ДД-модели. Еще одним вариантом достижения указанного критического состояния является снижение прочности горных пород, реализующегося на завершающей стадии ЛНТ-модели (штрих пунктирная огибающая линия на рис. 3, б).

Еще один важный вывод, который можно сделать из анализа диаграммы Мора, отвечает условию прекращения развития хрупких разрывов. Эта ситуация возникает, когда большой круг Мора касается предельной огибающей за точкой пересечения этой линии с линией минимального сопротивления сухого трения (точка  $P$  рис. 3). Правее этой точки (см. рис. 3, в) происходит асейсмическое течение горных пород или медленное криповое движение вдоль разломов (тихие землетрясения).

## КАТАКЛАСТИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Каждый акт возникновения новой трещины или активизации старой является актом хрупкого разрушения горных пород. Однако, когда в каком то ограниченном пространстве за ограниченный период времени активизируется большое число трещин, то для определенного масштаба осреднения эффект от вклада этого ансамбля в деформационный процесс будет выглядеть как течение, подобное пластическому,

Результаты экспериментов и теоретические исследования процесса хрупкого разрушения показывают, что увеличение интенсивности девиаторных компонент тензора напряжений для кулоновой среды, находящейся вблизи предельного состояния, сопровождается также увеличением эффективного всестороннего давления (смещение большого круга Мора на рис. 3, з по стрелке направо). Используя выражение (1) и соотношения между компонентами вектора напряжений на площадке скалывания с углом внутреннего трения и инвариантами тензора напряжений, можно получить выражение, связывающее величины максимальных касательных напряжений  $\tau$  (радиус большого круга на диаграмме Мора) и эффективного изотропного давления  $p^*$  при изменении напряженного состояния вдоль предельной огибающей

$$p^* = \left[ \tau \left( \sqrt{1 + k_f^2} - k_f \mu_\sigma / 3 \right) - \tau_f \right] / k_f . \quad (3)$$

Как следует из рис. 3, з, если исходное напряженное состояние было среднего уровня интенсивности (средняя часть диаграммы Мора), то по мере смещения большого круга Мора направо и увеличения изотропных и девиаторных компонент тензора напряжений спектр возможной ориентировки активных разрывов начинает уменьшаться (уменьшается относительный размер области, отсекаемой от большого круга Мора линией минимального сопротивления сухого трения). Это означает, что механизмы очагов землетрясений в области повышенного уровня напряжений менее изменчивы по ориентации в сравнении с областью напряжений более низкого уровня. Такие изменения особенности сейсмического режима могут быть связаны как с пространственными изменениями напряженного состояния, так и с изменением интенсивности напряжений, происходящими в течение определенного периода времени в одной области.

– катакластическое течение горных пород. В инвариантных характеристиках напряженного состояния, не зависящих от выбранной системы координат, взаимосвязь между компонентами тензоров приращений остаточных деформаций и напряжений, средних для рассматриваемого участка трещиноватого пространства, может быть представлена в виде соотношений, подобных тем, которые имеются в теории

пластичности. При этом за критерий перехода в катакластическое состояние можно принять условие, аналогичное условию хрупкого разрушения (1), но записанное в инвариантной системе координат [Guest, 1900] с определяющими параметрами, связанными с параметрами прочности трещин ( $\tau_{sp}$ ,  $k_s$ ), доставляющими основной вклад в катакластическое течение:

$$(1 - k_p \mu_\sigma / 3) \tau - k_p p^* = \tau_p \quad (4)$$

при  $k_p = k_s / \sqrt{1 + k_s^2}$ ,  $\tau_p = \tau_{sp} / \sqrt{1 + k_s^2}$

Здесь  $\tau_p$  и  $k_p$  – параметры катакластичности.

Значение  $\tau_{sp}$  для основной совокупности активизирующихся трещин будет больше нуля, т.е. на диаграммах рис. 2 ему отвечает линия, параллельная линии минимального сопротивления сухого трения и лежащая выше нее. Выражение (4) подобно известному в теории пластичности критерию Друккера – Прагера [Друккер, Прагер, 1952].

$$\tau \sqrt{1 + \mu_\sigma^2 / 3} - m p = Y, \quad (5)$$

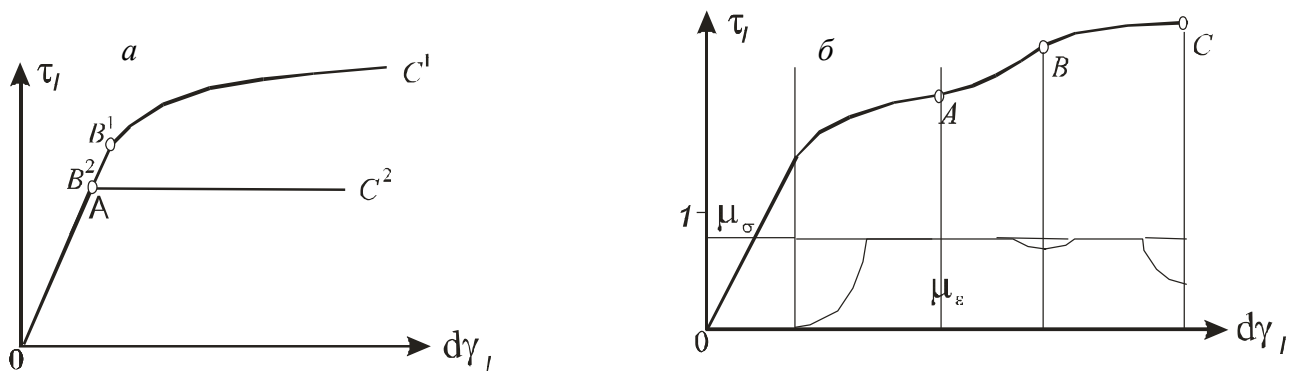
где  $Y$  и  $m$  – соответственно значение текучести и коэффициент внутреннего трения.

Выполним анализ характера квазипластического течения горных пород, используя соотношения (1), (4) и диаграмму рис. 3,  $\delta$ . Будем пренебрегать вкладом в катакластическое течение истинно пластической составляющей деформаций, формирующейся за счет процессов микроуровня. Пока большой круг Мора анализируемого напряженного состояния находится ниже линии сопротивления сухого трения со значением сцепления  $\tau_{sp}$ , отвечающего возможности рассмотрения трещинного деформирования в виде катакластического течения, горные породы деформируются упруго (напряженное состояние  $A$ ) и на диаграмме напряжения – деформации (интенсивность сдвиговых напряжений и деформаций) этой стадии отвечает начальный прямолинейный участок (см. рис. 4,  $a$ ). После того как большой круг Мора пересечет нижнюю линию рис. 3,  $\delta$  (напряженное состояние  $C$ ), в массиве горных пород помимо упругих деформаций будут накапливаться деформации, вызываемые смещением вдоль берегов активизирующихся трещин, которые из-за действующих сил трения не могут быть сняты и поэтому их можно рассматривать в качестве остаточных деформаций.

Диаграмма деформирования, представленная на рис. 4,  $a$ , будет различной в зависимости от того, каким образом будет идти нагружение от

начального напряженного состояния. На рис. 2,  $\delta$  для стадии катакластического течения показаны два крайних случая нагружения ( $AB^1C^1$ ,  $AB^2C^2$ ). В первом ( $A - B^1 - C^1$ ) происходит увеличение максимальных касательных напряжений  $\tau$  при постоянном положении центра большого круга Мора ( $\sigma_o^* = const$ ), что для состояния чистого сдвига ( $\mu_\sigma = 0$ ) достигается при  $p^* = const$  (см. выражение (2)). По мере роста напряжений при переходе от состояния  $B^1$  к состоянию  $C^1$  и увеличении спектра разноориентированных трещин, включающихся в процесс диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях (увеличения области отсечения большого круга Мора), растет и вклад в общие деформации катакластических деформаций, что должно приводить к постепенному выполаживанию кривой деформирования рис. 4,  $a$ . Во втором ( $A - B^2 - C^2$ ) происходит снижение эффективного давления  $p^*$  (уменьшение давления в твердых породах, либо увеличение флюидного давления) без изменения девиаторных компонент тензора напряжений ( $\tau = const$ ). В силу того, что для этих двух вариантов начало катакластического течения достигается при разном уровне интенсивности сдвиговых напряжений (величина, пропорциональная второму инварианту девиатора напряжений), то предел упругости этих вариантов будет различаться. Во втором варианте нагружения интенсивность сдвиговых напряжений для состояний  $A$  и  $B^2$  одинаковая и диаграмма деформирования за пределом упругости отвечает идеальному пластическому течению.

Другой пример возможной диаграммы деформирования выполним, используя стадии ДД-модели подготовки очага землетрясения. В этом случае диаграмма деформирования (рис. 4,  $b$ ) при переходе от состояния  $B$  (50% от прочности на рис. 3,  $e$ ) к стадии дилатансии горных пород  $C$  (падение флюидного давления и увеличение эффективных нормальных напряжений) и к стадии восстановления флюидного давления  $B$  будет иметь участки упрочнения ( $BC$ ) и разупрочнения ( $CB$ ). Важно отметить, что на начальной стадии квазипластического течения (состояние  $A$ ), когда разброс в ориентации активизирующихся трещин минимальный (мала область отсечения большого круга Мора линией со значением сцепления  $\tau_{sp}$ ), тензор неупругих остаточных (трещинных) деформаций близок к чистому сдвигу  $\mu_\sigma \approx 0$ . Однако по мере увеличения разброса в ориентации активизирующихся трещин



**Рис. 4.** Диаграммы деформирования (параметрическая область интенсивности сдвиговых напряжений и приращений сдвиговых деформаций) трещиноватых горных пород, учитывающие упругие и катакластические деформации, накапливающиеся при активизации ранее существовавших трещин: *a* – два крайних случая нагружения: за счет роста максимальных касательных напряжений  $\tau$  при  $p^* = const$  ( $A - B^1 - C^1$ ) и за счет уменьшения  $p^*$  при  $\tau = const$  ( $A - B^2 - C^2$ ); *б* – нагружение, отвечающее ДД-модели подготовки очага землетрясения. Штрих-пунктирная линия – изменение в процессе нагружения значений коэффициента Лоде – Надаи тензора катакластических (трещинных) деформаций  $\mu_\varepsilon$  для случая  $\mu_\sigma > 0$

(увеличивается область отсечения большого круга Мора линией со значением сцепления  $\tau_{sp}$ ) и значение коэффициента  $\mu_\varepsilon$  становится все ближе к значению  $\mu_\sigma$ , отвечающему тензору напряжений, т.к. в этом случае диссипация упругой энергии достигается наиболее эффективным образом [Ребецкий, 2003а, 2006].

Изменения  $\mu_\varepsilon$  могут также происходить при переходе от стадии упрочнения к стадии разупрочнения за счет изменения области разброса активизирующихся трещин (большой круг Мора находится вблизи линии минимального сопротивления сухого трения). Если на завершающей стадии происходит резкое увеличение числа активизирующихся трещин с ориентацией, близкой к плоскости скалывания горных пород (ЛНТ-модель), то их вклад в катакластические деформации приведет к новому изменению коэффициента  $\mu_\varepsilon$ , представленному на рис. 4, б.

Данный пример, казалось бы, показывает, что выделение перегиба кривой на диаграмме деформирования, который фиксируется при лабораторных экспериментах [Соболев, 2003],

может являться источником информации о готовящемся крупномасштабном хрупком разрушении (устное сообщение Г.А.Соболева на VII международной школе-семинаре «Физические основы прогнозирования землетрясения», 2005, Борок).

На самом деле в силу увеличивающейся неоднородности напряжений при более детальном анализе (при меньших масштабах осреднения) такой однозначной взаимосвязи не существует.

Деформационный критерий готовящегося хрупкого разрушения обязан учитывать степень неоднородности напряженного состояния более низкого масштабного уровня. В отрыве от подобного анализа такой критерий может только характеризовать смену режима релаксации напряжений. Например, появление участков смены механизма деформационного упрочнения на разупрочнение может быть связано также и с изменением общего деформационного режима исследуемого района, структурно-вещественного состояния участка разломной зоны и смены механизма текучести горных пород [Hall, Harrisberger, 1970; Schock, Louis, 1982].

## ОБСУЖДЕНИЕ

Представленный выше анализ показывает, что при исследовании закономерности пространственного и временного изменения напряжений с целью прогноза возникновения крупномасштабного хрупкого разрушения (землетрясения) следует помнить о том, что масштаб осреднения напряжений определяет характерный линейный размер прогнозируемого явления. Это касается как теоретических

исследований, использующих результаты математического или физического моделирования, так и исследований, опирающихся на результаты реконструкции природных напряжений. При математическом моделировании масштаб осреднения определяется детальностью представления механических свойств и структурного состояния среды, а при использовании данных о природных

напряжениях – исходными для такой реконструкции данными (методы *in situ* [Турчанинов, 1982] и методами тектонофизической реконструкции по данным о сколовых трещинах или механизмах очагов землетрясений [Ребецкий, 2002]). В частности, если реконструкция природных напряжений была выполнена по данным о механизмах очагов землетрясений с наиболее представительным диапазоном магнитуд  $M = 5-6.5$  (Гарвардский каталог), то, следовательно, масштаб осреднения в зависимости от плотности распределения землетрясений может составлять 30–100 км. Линейный размер активизирующегося или вновь возникающего хрупкого разрыва, прогнозируемого на основе такого типа данных, будет составлять 100 км и более, т.е. речь идет о землетрясении с магнитудой  $M > 7.5$ .

С позиции рассматриваемой в статье проблемы – возможности прогноза сильного разрушительного землетрясения, региональный и субрегиональный масштабы осреднения механических свойств и физических полей массивов горных пород являются теми масштабными уровнями, для которых землетрясения с магнитудами  $M > 4$  представляют собой акт крупномасштабного хрупкого разрушения. Для диапазонов осреднения, отвечающих этим масштабам, процесс релаксации напряжений массивов горных пород может обеспечиваться несколькими механизмами: сильным землетрясением, (хрупкое разрушение); множеством слабых землетрясений (катакластическое течение); локализованное в пределах разломной зоны в короткие интервалы времени пластическое течение (тихое землетрясение); длительный крип по разлому. Можно предположить, что в каждом конкретном случае в природе реализуется тот из них, для которого достигается наибольшая эффективность диссипации энергии упругих деформаций.

Поскольку все эти механизмы имеют в качестве определяющего уравнения выражение одинакового типа (1), (4), (5), то, следовательно, для объяснения их проявления необходимо дополнительное условие. Из экспериментов по деформированию вплоть до разрушения образцов горных пород [Mogi, 1964] известно, что тип разрушения (хрупкое или пластическое) зависит от уровня обжимающего давления. При этом, чем выше обжимающее давление, тем менее эффективно хрупкое разрушение. Начиная с некоторого уровня напряжений хрупкое разрушение масштабного уровня соответствующего масштабу осреднения анализируемых напряжений развиваться не может.

Таким образом, положения, лежащие в основе большинства теорий подготовки очага землетрясения, не учитывают многообразия механизмов релаксации напряжений. Именно этот факт предопределил неэффективность их использования для построения прогнозных теорий. В свете сказанного идею Рэйда надо обобщить, определяя области зацепов и спаек разломных зон как участки предстоящей смены деформационного режима с периода нагружения (упрочнения) на период релаксации (разупрочнения). Механизм релаксации зависит от условий, в которых находится конкретная разломная зона.

Вышесказанное приводит к выводу, что в настоящее время мы плохо представляем себе условия, определяющие возможность начала крупномасштабного хрупкого разрушения – землетрясения. Фактически следовало бы говорить о том, что наши критерии выделения предельного состояния массивов горных пород не позволяют для закритического его поведения определить способ диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях, т.е. разделить варианты возникновения хрупкого разрушения и локализованного пластического (катакластического) течения. С другой стороны, мы не знаем, можно ли считать, что дефект, порождающий крупномасштабный хрупкий сдвиг по разлому длиной в сто километров, имеет протяженность на один – два порядка меньшую, так как это имеет место в конструкциях. Или дефекту отвечает микроскопический масштаб, что также соответствует явлениям, наблюдаемым при разрушении конструкций? Следует заметить, что мы не представляем условия, определяющие возможность разрастания микротрещины до сдвигового разлома протяженностью в десятки километров. С позиции возникновения в среде скачка смещений таких масштабов само понятие дефекта для нас становится достаточно размытым термином.

Существующие концепции в решении указанных выше проблем больше опираются на модельные представления, пришедшие к нам из конструкционной механики, в которой свойства и условия нагружения исследуемого объекта хорошо известны, и поэтому с высокой степенью достоверности можно указать на место и характер разрушения. В геодинамике и горном деле мы очень усреднено способны описать реологические свойства геосреды, а условия нагружения природных массивов представляем очень приблизительно. Из результатов лабораторных экспериментов мы знаем тип потери несущей способности и параметры



прочности для образцов сантиметрового размера и совсем не представляем, какой тип релаксации напряжений выберет природа для массивов горных пород: хрупкое крупномасштабное разрушение; множество мелких разрывов – катакластическое деформирование; локализованное пластическое течение – дислокационный крип по разлому.

Сделанный вывод совсем не означает, что у нас нет базы для создания физически обоснованной *теории хрупкого разрушения трещиноватых массивов горных пород*. Основой подобной теории, конечно же, должны являться эксперименты по разрушению образцов пород, полученные в лабораторных условиях [Byerlee, 1968, 1978; Brace, 1967; Mogi, 1964; Ставрогин, Протосеня, 1992; и др.]. Однако результатам этих экспериментов следует дать интерпретацию в свете понимания роли трещиноватости реальных горных массивов на процесс деформирования и разрушения, а также наличия в них флюида и процессов метаморфизма, условия протекания которого в разломных зонах могут существенно

отличаться от стандартных [Ребецкий, 2005б, 2006]. Подобная интерпретация должна учитывать наличие в массивах разномасштабных разрывных структур и неоднородностей, порождающих иерархию масштабных уровней напряжений [Ребецкий, 2007б].

Другим базисом этой теории, который следует рассматривать как определяющий, должны являться развиваемые с середины прошлого столетия методы тектонофизического анализа сколовых нарушений, ориентированные на оценку параметров природных напряжений, и накопленный опыт в изучении закономерности распределения природных напряжений в сейсмоактивных областях. В настоящее время существует целый спектр таких методов, использующих сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений и геологические данные о трещинах с бороздами скольжения [Angelier, 1975, Гущенко, 1979; Юнга, 1979; Carey-Galphardius, Mercier, 1987; Gephard, Forsyth, 1984; Гинтов, Исай, 1984; Сим, 1996; Гинтов, 2005; Yamaji, 2000; и др.].

## МЕТОД КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА СОВОКУПНОСТЕЙ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

До самого последнего времени эти методы, развивающиеся с середины прошлого столетия, позволяли рассчитывать только часть параметров тензора напряжений: ориентацию главных осей напряжений и значение коэффициента Лоде – Надаи, определяющего соотношение главных девиаторных напряжений. Отсутствие в алгоритмах этих методов возможности определения величин двух наиболее важных параметров, характеризующих напряженное состояние природных массивов: всестороннего давления и максимальных касательных напряжений – существенно ограничивало исследование закономерности разрушения геосреды. В настоящее время в ИФЗ РАН создан метод катакластического анализа (МКА) совокупностей сколовых нарушений (механизмов очагов землетрясений или борозд скольжения) [Ребецкий, 2007а], в котором имеется возможность определять все компоненты напряжений. В МКА существует поэтапная оценка параметров тензора напряжений, при этом на каждом из этапов используются закономерности и подходы, полученные в рамках теории разрушения, теории пластичности и сейсмологии.

На первом этапе МКА на основе данных о совокупности сколовых трещин или механизмов очагов землетрясений определяется ориентация главных осей напряжений и значение

коэффициента Лоде – Надаи [Ребецкий, 1999, 2001]. Важным отличительным элементом этого метода от других известных методов являются критерии выделения в земной коре квазиоднородно деформированных доменов, следующие из энергетических ограничений теории пластичности (требование уменьшения упругой энергии в результате реализации каждого скола и др.). Эти критерии являются основой используемого в МКА алгоритма создания однородных выборок данных о разрывных нарушениях, по которым и определяются параметры тензора напряжений квазиоднородных доменов.

На втором этапе реконструкции [Ребецкий, 2003, 2005а] на диаграмме Мора для каждой совокупности разрывных нарушений из квазиоднородной выборки выполняется анализ векторов напряжений, действующих на плоскостях разрывов. При этом используется представление о полосе разрушения, определяющей на диаграмме Мора область, в пределах которой могут находиться точки, характеризующие напряжения на плоскостях ранее существовавших и вновь активизирующихся трещин. Подобный анализ позволяет рассчитать относительные значения максимальных касательных напряжений  $\tau/\tau_f$  ( $\tau_f$  – среднее для данного масштабного уровня сцепление массивов горных пород) и

эффективного всестороннего давления  $p^* / \tau_f$ . Следует отметить, что впервые подобный тип анализа выборок сколов на диаграмме Мора для данных о бороздах скольжения наблюдаемых в обнажениях разрывов был выполнен Ж. Анжелие [Angelier, 1989].

В рамках МКА существует третий этап реконструкции, когда на основе дополнительной информации (например, по данным о величине напряжений, снимаемых в очаге сильного землетрясения) удается оценить величину эффективного внутреннего сцепления  $\tau_f$  [Ребецкий, Маринин, 2006б; Ребецкий, 2007].

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ УЧАСТКАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Анализ результатов реконструкции напряжений, выполненных МКА вблизи границ океанических литосферных плит (Южные Курилы и Япония, Западный фланг Зондской дуги и афтершоковая область Нордриджского землетрясения 1994 г и др. регионов [Ребецкий, 2003; Ребецкий, Маринин, 2006а,б; Ребецкий, 2007; [http://ifz.ru/tecton\\_stress](http://ifz.ru/tecton_stress)]) на основе каталогов механизмов очагов землетрясений Гарвардского Университета (представительный диапазон магнитуд землетрясений  $6.5 > M_b > 5$ ), Японского Метеорологического Агентства – JMA (представительный диапазон магнитуд землетрясений  $5.5 > M_b > 3.5$ ) и каталога Геологической Службы США, созданного Е. Хаукссоном [Hauksson, 2000], дал возможность выявить ряд закономерностей, которые могут явиться определяющими для развития теории хрупкого разрушения трещиноватых массивов горных пород.

Было установлено, что для границ плит внутреннее сцепление  $\tau_f$  трещиноватых массивов горных пород с масштабом осреднения в первые десятки километров не превышает 20–35 бар. Это во много раз меньше прочности образцов горных пород консолидированной коры (0.5–1 кбар). Действующие в земной коре максимальные касательные напряжения  $\tau$  не превышают 300–400 кбар, что также значительно меньше теоретических оценок [Sibson, 1974; Ranalli, Murphy, 1987; и др.], которые для областей горизонтального сжатия дают значения средних для коры в целом максимальных касательных напряжений в 3.0–3.5 кбар.

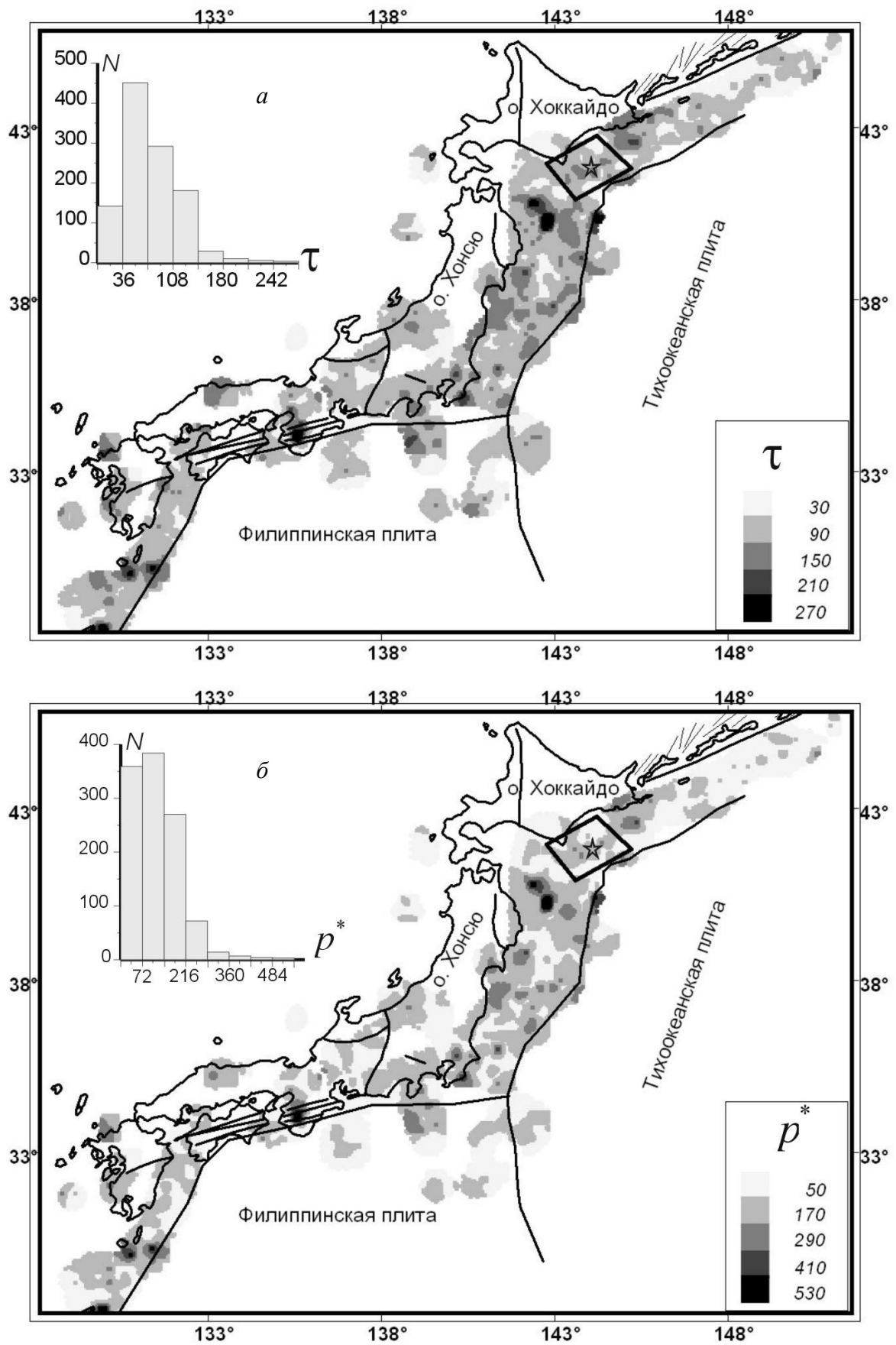
В качестве примера распределения напряжений  $\tau$  на рис. 5, а представлены результаты реконструкции, выполненные для

В этом случае появляется возможность определить абсолютные величины напряжений и рассчитать значения флюидного давления, используя положение о близости вертикальных напряжений, действующих на горизонтальных площадках, весу вышележащего столба горных пород [Sibson, 1974].

Наличие подобного инструмента изучения напряжений и параметров прочности горных массивов в их естественном состоянии существенно расширяет возможности исследования закономерности формирования области подготовки землетрясения и создания физической теории очага землетрясения.

земной коры Японии и Южных Курил (сектор  $28^\circ$ – $45^\circ$ С.Ш. и  $130^\circ$ – $153^\circ$ В.Д.) в узлах сетки  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  для глубины 30 км. Этому участку земной коры в каталоге Японского Метеорологического Агентства для периода с 01/01/1997 по 29/11/2005 отвечало 10586 землетрясений с  $M_w > 2.8$ , механизмы которых в виде двойных диполей использовались для реконструкции напряжений. Наиболее представительный диапазон магнитуд землетрясений  $3.5 > M_w > 5.5$  (94%) и плотность распределения их эпицентров позволял говорить о масштабе осреднения параметров напряжений 5–20 км (субрегиональный – региональный масштаб осреднения).

Таким образом, реконструкция была осуществлена для слоя мощностью 15–20 км со срединной поверхностью, располагавшейся на глубине 30 км. Выполнение всех процедур МКА по формированию однородных выборок механизмов очагов землетрясений (первый этап реконструкции) удалось завершить для 1115 квазиоднородно деформирующихся доменов. В этом регионе 25.09.2003 к юго-востоку от о. Хоккайдо на глубине 42 км (начало вспарывания) произошло сильное землетрясение Токачи-Оки (ЗТО) с магнитудой  $M_w = 8.3$  (величина сейсмического момента  $M_o = 1.6 \cdot 10^{21}$  Нм). Данные о сейсмической энергии, выделившейся в процессе землетрясения  $E_s = 1.7 \cdot 10^{16}$  Нм (снимаемые в очаге напряжения  $\Delta \tau_n = 9$  бар) в соответствии с алгоритмом третьего этапа МКА дали возможность рассчитать величину эффективного (среднего для масштаба осреднения 100–200 км) внутреннего сцепления горных пород  $\tau_f = 18$  бар и рассчитать абсолютные значения



**Рис. 5.** Распределение величин (в барах) максимальных касательных напряжений (а) и эффективного изотропного давления (б) в земной коре Японских островов. В левом верхнем углу гистограммы числа квазиоднородных доменов с разными значениям  $\tau$  и  $p^*$ . Звездочка – начало вспарывания ЗТО, четырехугольник – область очага этого землетрясения

напряжений. Как видно из данных рис. 5, *a* для 70% квазиоднородных доменов уровень максимальных касательных напряжений находится в диапазоне 50–100 бар. Результаты реконструкций напряжений в разных сейсмоактивных районах показали, что существует нелинейная взаимосвязь между значениями эффективного всестороннего давления  $p^*$  и  $\tau$ .

На рис. 6, *a* показано соотношение этих параметров для 1115 квазиоднородных доменов земной коры Японии и Южных Курил. Верхняя граница облака точек рис. 6, *a* ограничена доменами со значениями коэффициента Лодэ – Надаи  $\mu_\sigma$  близкими к 1 (одноосное сжатие), а нижняя – близкими к -1 (одноосное растяжение). Зависимость  $p^*/\tau$  от уровня девиаторных напряжений нелинейная (см. рис. 6, *b*). Расчеты, выполненные для ряда сейсмоактивных областей, показывают, что в большей части областей возможные изменения отношения  $p^*/\tau$  находятся в диапазоне 0.5–3.0, причем повышенные значения отношения отвечают областям высокого уровня напряжений  $\tau$ .

Таким образом, повышенным значениям девиаторных напряжений отвечают также повышенные значения эффективного всестороннего давления.

Этот факт является следствием выполнения условия Кулона – Мора для ранее существовавших трещин или при формировании новых в областях повышенной сейсмичности земной коры (см. рис. 1 в работе [Ребецкий, 2007]):

$$\tau_s - k_s(\sigma_{nn} + p_{fl}) \leq \tau_n \leq \tau_f - k_f(\sigma_{nn} + p_{fl}) \quad (6)$$

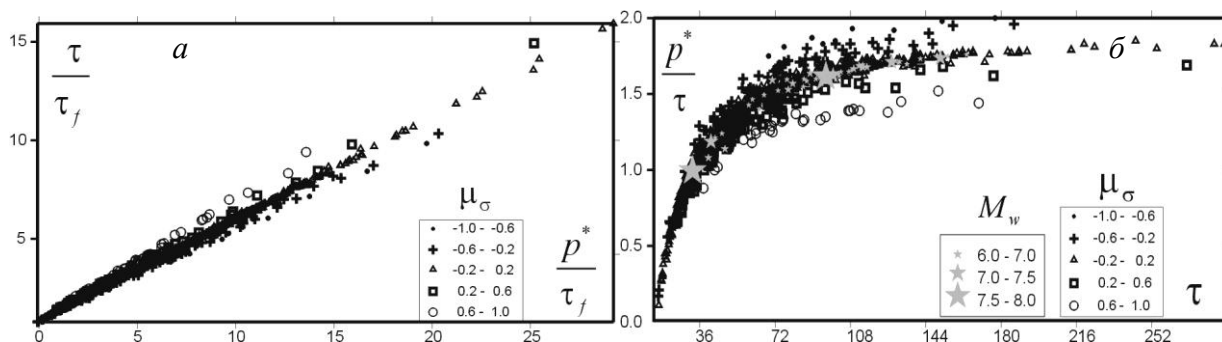
при  $\sigma_{nn} \leq 0$ ,  $\tau_n \geq 0$ .

Левая часть выражений (6) дает значения предельных касательных напряжений, необходимых для активизации ранее существовавших разрывных нарушений, а правая – максимальные

их значения, необходимые для формирования разрыва ранее не нарушенных участков.

Важным результатом реконструкции природного динамического состояния для понимания процессов в очаге землетрясения является оценка величины флюидного давления, которая может быть выполнена на третьем этапе МКА, после определения (или постулирования) уровня сцепления горных пород  $\tau_f$  для масштаба осреднения, отвечающего масштабу получаемых данных о напряжениях. Здесь в качестве примера распределения флюидного давления как по латерали, так и по глубине сейсмоактивного участка земной коры будут представлены результаты реконструкции, выполненные в области Сан-Фернандо (сектор 33.7°–35.4°С.Ш. и 116.6°–119.3°З.Д. вблизи разлома Сан-Андреас, США) в узлах сетки 0.02°×0.02° для диапазона глубин от 0 до 24 км. Этому участку земной коры в каталоге Геологической Службы США для периода с 01/01/1975 по 17/1/1994 (до Нордриджского землетрясения с  $M_b = 6.7$ ) отвечало 4654 землетрясения с  $0.9 > M_b > 6.0$ , механизмы которых в виде двойных диполей использовались для реконструкции напряжений.

Наиболее представительный диапазон магнитуд землетрясений  $1.5 > M_b > 3.0$  (94%) и плотность распределения их эпицентров позволял говорить о масштабе осреднения параметров напряжений 1–5 км (субрегиональный масштаб осреднения). Реконструкция выполнялась послойно с шагом 2 км по глубине. Выполнение всех процедур МКА по формированию однородных выборок механизмов очагов землетрясений (первый этап реконструкции) удалось завершить для 3860 квазиоднородно деформирующихся доменов. На третьем этапе реконструкции МКА при оценке величин напряжений величина сцепления  $\tau_f$  принималась равной 15 бар, что позволило получить диапазон основных изменений макси-



**Рис. 6.** Диаграммы, определяющие взаимосвязи параметров тензора напряжений в квазиоднородных доменах, выделенных в земной коре Южных Курил и Японии. *a* – соотношения между относительными напряжениями  $p^*/\tau_f$  и  $\tau/\tau_f$  в зависимости от значений  $\mu_\sigma$ ; *b* – соотношение  $p^*/\tau$  при разных значениях  $\tau$ . Звездочки определяют напряженные состояния доменов, в которых произошли сильные землетрясения

мальных касательных напряжений  $\tau = 80\text{--}160$  бар, соответствующий результатам расчетов в работе [Hardebeck, Nauksson, 2001].

По результатам реконструкции установлено, что флюидное давление в верхних горизонтах земной коры (глубины до 2–3 км) в среднем в 1.5–2 раза больше значений, определяемых гидростатическим законом распределения по глубине – вес столба жидкости на данной глубине ( $p_{hy}$ ). Для этих слоев коры характерным является контрастное чередование в пространстве областей повышенного – близкого к литостатическому – вес столба горных пород на данной глубине ( $p_{lt}$ ), и пониженного – близкого к гидростатическому значений флюидного давления (см. рис. 7, а). По мере увеличения глубины флюидное давление растет, приближаясь в среднем к литостатическим значениям, его латеральные изменения становятся менее контрастными, укладываясь в диапазон 0.8–1 от литостатических значений.

Здесь следует отметить, что полученные данные о природных напряжениях и флюидном давлении относятся к разломам – сейсмогенным зонам земной коры. Разломам свойственна повышенная трещинная пористость и крайняя неоднородность ее распределения. Внутри бло-

ков земной коры возможны другие взаимоотношения между напряжениями и флюидным давлением. Возможно также, что здесь существует гидростатический закон изменения флюидного давления с глубиной, который принят в теоретических оценках напряжений [Sibson, 1974; Ranalli, Murphy, 1987; и др.].

Установлено, что в областях с повышенным значением  $\tau$  наблюдается пониженное флюидное давление, и, наоборот, там, где значения  $\tau$  пониженные, существует высокий уровень флюидного давления (рис. 6, а, б). Уровень флюидного давления связан с эффективным давлением и давлением в твердом каркасе пород (рис. 6, б). Подобные взаимоотношения касательных и изотропных напряжений с флюидным давлением отражают влияние на деформирование горных пород процессов дилатансии и консолидации. Повышенный вплоть до литостатики уровень порового давления флюида  $p_f$  определяет низкий уровень напряжений, ответственных за разрушение в очагах землетрясений. При таком высоком уровне флюидного давления горные породы не могут выдержать высокий уровень девиаторных напряжений. Породы диссипируют поступающую в них энергию, не повышая уровня напряжений.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХРУПКОГО РАЗРУШЕНИЯ

Результаты реконструкции и анализ распределения напряжений показывают, что самые сильные землетрясения ( $M_b > 6$ ) в исследованных регионах приурочены к областям, где наблюдается средний уровень напряжений эффективного всестороннего давления (см. рис. 6, б и рис. 7, б) [Ребецкий, 2005б]. Поскольку  $p^*$  и  $\tau$  взаимосвязаны, то в этих областях максимальные касательные напряжения также отвечают среднему уровню значений. Так, в земной коре Южных Курил и Японии землетрясения с  $M_b \geq 7.5$  произошли там, где  $30 > \tau > 100$  бар. Для сейсмоактивной области Сан-Фернандо землетрясения с  $M_b \geq 5.0$  произошли там, где  $60 > \tau > 130$  бар. В этих областях флюидное давление составляет более 80% от величины литостатического давления на данной глубине. Заметим, что в областях с высоким уровнем максимальных касательных напряжений существует и высокий уровень эффективного давления  $p^*$  (см. рис. 6, а). Это означает, что на образующихся поверхностях разломов в таких областях действуют большие силы трения, обусловленные действием вдоль их бортов больших по величине

сжимающих напряжений. Подобное обстоятельство определяет перевод большей части снимаемой энергии упругих деформаций  $|\Delta E_e|$  в тепловую энергию  $E_H$  и меньшей – в энергию сейсмических волн  $E_s$  [Костров, 1975]:

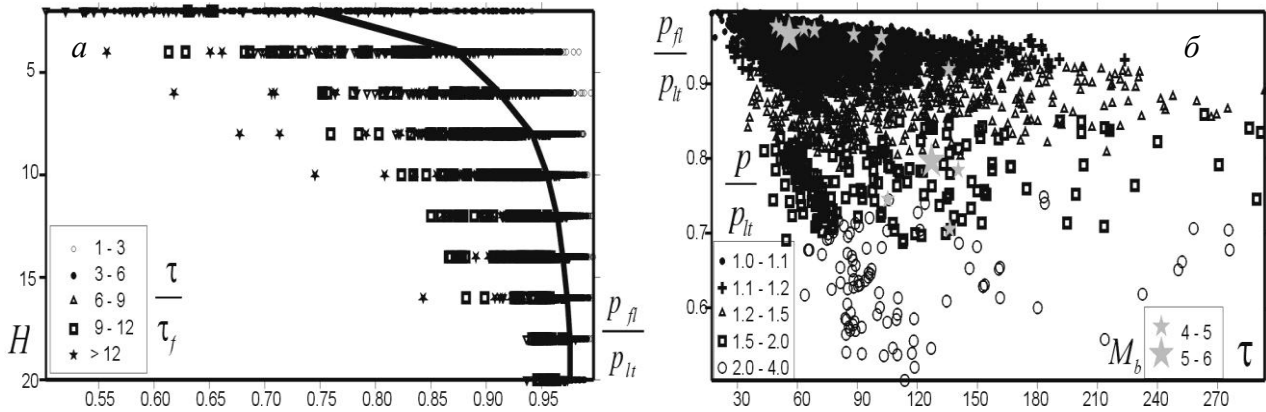
$$\Delta E_e = -(\tau_n - 0.5\Delta\tau_n)\bar{U}_q\Omega_q, E_s = 0.5\Delta\tau_n\bar{U}_q\Omega_q, (7)$$

$$E_H = -k_k\sigma_{nn}^*\bar{U}_q\Omega_q \text{ при } \Delta\tau_n = \chi G_e\bar{U}_q/L_q.$$

Здесь  $k_k < k_s$  – коэффициент поверхностного кинематического трения,  $\Delta\tau_n$  – снимаемое в очаге среднее по его площади  $\Omega_q$  касательное напряжение,  $\bar{U}_q$  – средняя подвижка в очаге,  $G_e$  – модуль упругости,  $\chi = 0.6\text{--}1.85$  – коэффициент, зависящий от формы очага и типа подвижки (сдвиг, взброс, сброс), а  $\sigma_{nn}^*$  и  $\tau_n$  – соответственно эффективное нормальное и касательное напряжения, действовавшие в плоскости будущего очага до землетрясения.

КПД землетрясения [Касахара, 1975], определяемое величиной коэффициента

$$\eta_q = E_q/|\Delta E_e| = 0.5\Delta\tau_n/(\tau_n - 0.5\Delta\tau_n), (8)$$



**Рис. 7.** Диаграммы, определяющие взаимосвязи параметров тензора напряжений и флюидного давления в квазиоднородных доменах, выделенных в земной коре региона Сан-Фернандо. *a* – диапазоны изменения относительного флюидного давления  $p_f/p_l$  на разных глубинах (среднее значение – сплошная линия); *б* – зависимость  $p_f/p_l$  от девиаторных напряжений  $\tau$  (в барах) и от отношения тектонического всестороннего давления в твердом каркасе пород к литостатическому давлению ( $p/p_l$ ). Звездочки определяют напряженные состояния доменов, в которых произошли сильные землетрясения

снижается в областях с высоким уровнем девиаторных напряжений, что и отражено на рис. 8, *a*. Как видно из этого рисунка, при наибольших значениях максимальных касательных напряжений, наблюдаемых для земной коры Южных Курил и Японии, максимальные значения КПД землетрясения снижаются до 10-12%. С ростом напряжений снижается не только КПД землетрясения, но и уменьшается эффективность разрядки напряжений [Ребецкий, 2006] (см. рис. 8, *б*), характеризуемая отношением энергии упругих деформаций  $|\Delta E_e|$ , снимаемых в окрестности очага, к общей энергии, накопленной здесь в упругих деформациях формоизменения  $W_e$

$$\eta_e = |\Delta E_e|/W_e = \chi^{-1} \frac{(\tau_n - 0.5\Delta\tau_n)\Delta\tau_n}{\tau^2(1 + \mu_\sigma^2/3)}. \quad (9)$$

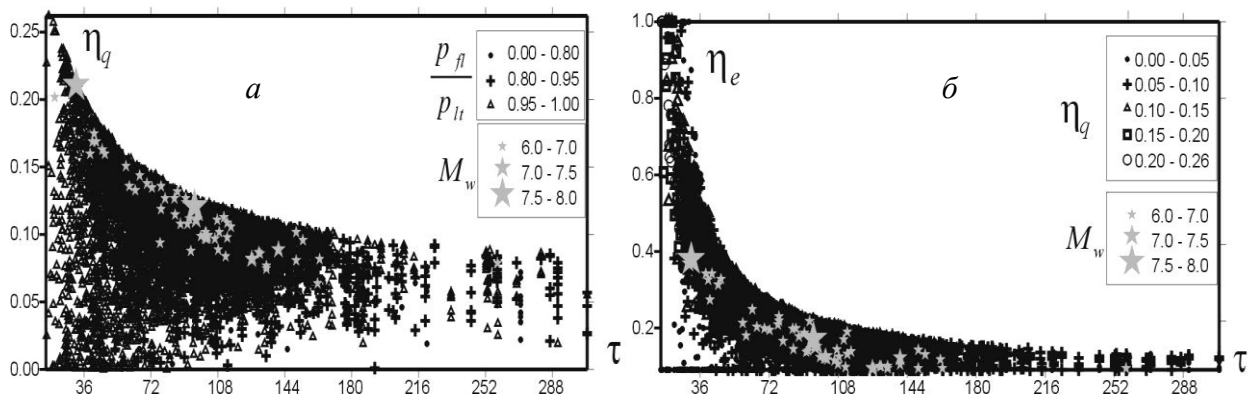
Согласно выражениям (8) и (9) эффективность хрупкого разрушения всецело связана с величиной сбрасываемого напряжения  $\Delta\tau_n$ . Его значения сейсмологи оценивают, используя данные о сейсмическом моменте и размере очага землетрясения. Величину сбрасываемого касательного напряжения, которое реализуется на определенном образом ориентированной плоскости разрыва (в очаге конкретного землетрясения), также можно оценить на основе результатов реконструкции напряжений, используя для этого диаграмму Мора (рис. 9, *a*). Для этого используется положение [Осокина, Фридман, 1987; Райс, 1982] о неизменности величин, нормальных к разрыву напряжений до и после землетрясения.

В соответствии с этим положением в случае, когда направление подвижки на разрыве совпадает с направлением касательных напряжений, действовавших здесь до его возникновения, величине снимаемых напряжений  $\Delta\tau_n$  на диаграмме Мора будет отвечать вертикальный отрезок, соединяющий точку со значениями вектора напряжений на плоскости разрыва до его активизации с линией сухого кинематического трения (коэффициент трения  $k_k < k_s$ ). Этому определению соответствует выражение для  $\Delta\tau_n$ :

$$\Delta\tau_n = |\tau_n| + k_k \sigma_{nn}^* \text{ при } \sigma_{nn}^* \leq 0. \quad (10)$$

Анализ на диаграмме Мора величин сбрасываемых напряжений показывает, что они достигают максимальных значений при среднем уровне напряжений. Именно здесь существует наибольшая разница вдоль вертикали касательных напряжений, действовавших до и после активизации трещины. Поскольку параметры прочности являются функцией масштаба осреднения свойств и напряжений [Николаевский, 1996], то уменьшение линейных размеров окна осреднения напряжений определяет повышение эффективной прочности геосреды, чему на диаграмме Мора должно соответствовать большая выпуклость внешней предельной огибающей Мора.

В пределах домена, квазиоднородного напряженного состояния на одном масштабе осреднения (на рис. 9, *б* – напряженное состояние регионального масштаба, касающееся внешней огибающей Мора этого же масштаба), внутренние неоднородности приводят к тому,



**Рис. 8.** Диаграммы, определяющие зависимость КПД землетрясения (а) и КПД разгрузки при землетрясении (б) от максимальных касательных напряжений и флюидного давления в квазиоднородных доменах, выделенных в земной коре Южных Курил и Японии. Звездочки определяют напряженные состояния доменов, в которых произошли сильные землетрясения

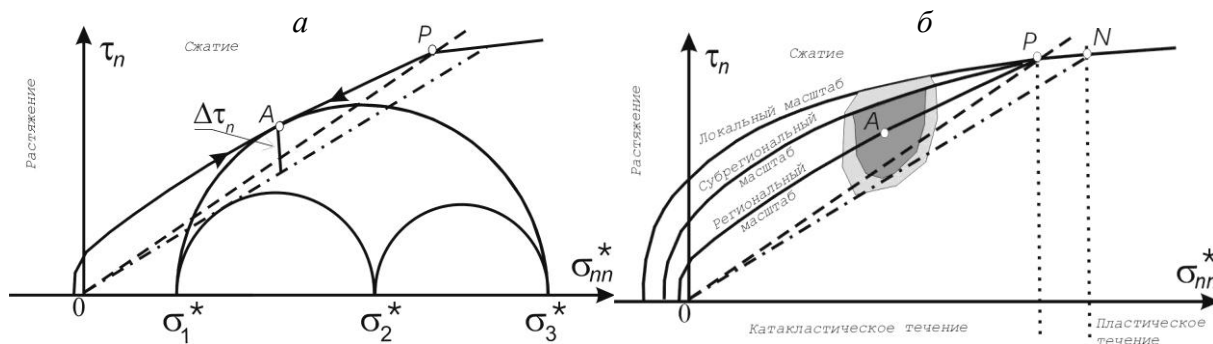
что напряженные состояния более высоких масштабов (субрегиональный, локальный) изменяются в широких пределах (точки области серого цвета) от устойчивых к активизации хрупких трещин (ниже линии сухого статического трения) до предельных состояний (точки областей серой заливки вдоль огибающей соответствующего масштаба).

Согласно схеме рис. 9, б, определяющей иерархию прочности разных масштабных уровней осреднения, хрупкое разрушение правее точки *P* становится невозможным из-за высокого уровня сил трения. В малых образцах горных пород в таких условиях может происходить только пластическое течение, а в массивах горных пород механизм релаксации напряжений может осуществляться хрупким образом, но уже

за счет дефектов меньшего линейного размера, которым отвечают другие эффективные прочностные параметры и совокупность других напряженных состояний.

В соответствии с этой схемой из-за существующей в сейсмогенных областях взаимосвязи между девиаторными и изотропными напряжениями процесс хрупкого разрушения становится неэффективным инструментом релаксации энергии, накопленной в упругих деформациях, там, где имеет место высокий уровень напряжений.

Здесь более эффективным механизмом должно являться истинное пластическое и катакластическое течение пород, за счет трещин и разрывов линейного размера, меньшего, чем линейный размер осреднения напряжений.



**Рис. 9.** Анализ состояний на диаграмме Мора: а – геометрический способ оценки напряжений, снимаемых в очаге землетрясения; б – иерархия прочности и напряжений разных масштабов осреднения, области различного типа тектонического течения

## УСЛОВИЯ, НЕОБХОДИМЫЕ ДЛЯ РАЗВИТИЯ КРУПНОМАСШТАБНОГО ХРУПКОГО РАЗРУШЕНИЯ

При анализе областей на их потенциальную опасность, на возможность породить сильное землетрясение, необходимо ответить на ряд вопросов. Почему в одном и том же регионе за

относительно короткие промежутки времени (в геологическом смысле) возникают землетрясения разного энергетического уровня, почему динамически вспарываются разрывы разной

протяженности? Что способствует и что останавливает развитие очага землетрясения? Каким образом процессы в очаге разно-масштабных землетрясений связаны с напряжениями, действующими в горных массивах? Как и какие данные о напряжениях могут подсказать о надвигающейся опасности возникновения крупного хрупкого разрушения. Вполне очевидно, что с позиции механики твердого тела ответы на эти вопросы надо искать во взаимоотношении эффективной прочности среды с распределением действующих в земной коре напряжений. В механике разрушения конструкций существует понятие дефекта прочности среды, предопределяющего необратимое развитие микротрещины (теория Гриффитса [Griffith, 1920]) в протяженную макро- мегаскопическую трещину. В рамках этой теории, если уровень напряжений отвечает достижению предела прочности, то данный участок среды неминуемо разрушится.

В приложении к горным породам такой подход прямо невозможен. Как выше уже говорилось, количественные значения параметров структурно-динамического состояния геосреды (прочность и напряжения) зависят от масштаба осреднения. Если бы геологическая среда и поле напряжений были однородными при разных масштабах осреднения, то достижение предельного состояния вдоль некоторого участка земной коры для данного масштаба осреднения автоматически предопределяло бы разрушение участка соответствующего линейного размера так, как это имеет место в конструкционной механике для металлов и др. достаточно однородных материалов.

Однако горные породы и поле напряжений, в них действующее, неоднородны на разных масштабных уровнях, от макроскопического до регионального. Следовательно, область, находящаяся вблизи критического состояния, благоприятная для развития хрупкого разрушения и выделенная по данным о напряженном состоянии определенного масштабного уровня, при более детальном анализе (в поле напряжений меньшего масштаба осреднения) разобьется на участки различной близости напряженного состояния к критическому и соответственно на области различной эффективности хрупкого разрушения (см. рис. 9, б). В этой связи встает вопрос о том, как определить дефект прочности в приложении к реальным породам.

Рассмотрим с позиции иерархии полей напряжений разных масштабных уровней возможность генерации хрупкого разрушения регионального масштаба разрывом суб-

регионального уровня для случая, когда напряженное состояние регионального масштабного уровня благоприятно для развития хрупкого разрушения (см. рис. 9, б), т.е. напряженное состояние домена регионального масштаба близко к критическому состоянию по Кулону – Мору.

Из-за неоднородности горных пород на субрегиональном масштабном уровне в домене регионального линейного масштаба будут существовать вариации интенсивности напряжений и соответственно разные домены субрегионального масштаба, которые имеют разную их степень подготовленности к разрушению (близость и удаленность состояния от предельного), разный вид разрушения (хрупкое, пластическое), разные по эффективности условия развития хрупкого разрыва. Иными словами, поле параметров напряженного состояния этого масштабного уровня может представлять мозаику состояний. Из-за этих особенностей поля напряжений субрегионального масштаба трещина, целиком пересекающая один из субрегиональных доменов, в своем развитии неизбежно встретится с доменом, где параметры тензора напряжений неблагоприятны для формирования хрупкого разрушения (точки в области темно-серого цвета, лежащие ниже линии сухого трения на рис. 9, б). Для разрушения этого домена трещине необходимо затратить часть кинетической энергии, высвободившейся в процессе разрушения предыдущих ее участков. В результате кинетическая энергия разрывообразования, сосредоточенная вблизи кончика трещины, снижается.

Говоря об энергии разрывообразования, следует иметь в виду, что скорость роста трещины сдвига, как правило, [Костров, 1975] близка к скорости распространения сдвиговой волны. Только в отдельных случаях в экспериментах на образцах наблюдаются трещины, скорость прорастания которых выше скорости волн сдвига и приближается к скорости продольной волны. В этом случае у кончика трещины сосредоточена наибольшая энергия. При динамическом развитии трещины со скоростью, близкой к скорости волн сдвига, энергия вблизи ее кончика меньше, чем в первом случае, из-за излучения продольных волн. Если скорость развития разрыва ниже скорости волн сдвига, то потери энергии, вызванные излучением сдвиговых и продольных волн, еще больше.

Таким образом, скорость роста трещины определяет ее конечную длину и величину выделяющейся энергии.



Наличие доменов субрегионального размера, требующих дополнительной энергии для разрушения, может приводить к замедлению роста разрыва и даже к кратковременной остановке нарастания его длины. Такая приостановка завершается после того, как в результате динамически продолжающегося инерционного нарастания относительного смещения бортов разрыва (скорость смещения не превышает скорости поперечных волн) в его концевой области вновь не накопится энергии, необходимой для разрастания разрыва. После создания вблизи конца разрыва условий, благоприятных для хрупкого разрушения следующего субрегионального домена (за счет перекачки энергии от срединной его части), наступает новый этап динамического увеличения длины разрыва. В сейсмологии это явление наблюдают для землетрясений, начиная с определенного энергетического уровня (определенной длины очага), и называют стоппинг-фазами.

Если количество энергии, которая может высвободиться после разрушения такого субрегионального домена и этапа инерционного нарастания смещения в срединной части разрыва, будет меньше работы, которая должна быть затрачена на разрушение, то процесс развития разрыва прекратится [Костров, 1975]. Если высвободившейся энергии хватает только на разрушение и преодоление сил трения скольжения, то землетрясение переходит в асейсмическую стадию развития – тихое землетрясение [Моги, 1988]. Если напряженное состояние вблизи конца разрыва будет близко к предельному, но на стадии пластического разрушения, то хрупкий разрыв завершается участком локализованного пластического течения, имеющего определенную схожесть в кинематическом проявлении с тихим землетрясением. Поскольку в неоднородном поле напряжений концы развивающего разрыва находятся в неравноценном состоянии, то скорость и характер их развития может существенно отличаться.

В силу достаточной мозаичности напряженного состояния и трехмерности разломных зон можно предположить вероятность случайного выстраивания субрегиональных доменов с различающимся характером напряженного состояния таким образом, что трещина субрегионального масштаба сумеет прорасти до разрыва регионального масштаба. Однако подобная ситуация статистически маловероятна. Тем более невероятна возможность прорастания трещины

от макроскопического масштаба до разрыва регионального масштаба.

Выполненный здесь анализ позволяет в качестве дефектного домена данного масштабного уровня – дефекта данного линейного размера – определить квазиоднородный на этом масштабе осреднения домен горных пород, в котором, во-первых, достигнуто предельное по Кулон – Мору напряженное состояние, а во-вторых, на более высоком иерархическом уровне (при меньшем линейном масштабе осреднения) выполнены условия, позволяющие возникнуть хрупкому сдвиговому разрыву линейного размера, равного линейному размеру дефектного домена. Одним из таких условий является однородность напряжений меньшего линейного масштаба осреднения. В рамках рассмотренного выше примера это означает, что параметры тензора напряжений множества субрегиональных доменов, составляющих региональный домен, и параметры тензора напряжений регионального домена должны быть близки. В этом случае разрыв субрегионального линейного размера, начавшись в одном из участков регионального домена, полностью его разрушит.

Таким образом, для объяснения формирования хрупкого разрыва определенной длины мало знать, что напряженное состояние масштаба осреднения этого же линейного размера близко к предельному состоянию в том участке диаграммы Мора, который отвечает возможности развития хрупкого разрушения (левее точки  $P$  на рис. 9, б). Следует также знать, какое состояние и какие условия существуют на масштабном уровне с размером осреднения много меньшем протяженности прогнозируемого разрыва. Иначе говоря, существуют два условия формирования разрыва протяженности  $L$ : 1. достаточное условие – участок земной коры должен находиться вблизи предельного состояния хрупкого разрушения при масштабе осреднения с линейным размером  $L$ ; 2. необходимое условие – большая часть этого участка должна находиться вблизи предельного состояния хрупкого разрушения при масштабе осреднения с линейным размером порядка  $1/10 \div 1/30 L$ .

Сформулированные выше выводы подводят нас к следующему вопросу. Существует ли возможность сделать заключение о близости состояния участка земной коры к дефектному, используя данные о поле природных напряжений только одного иерархического уровня (масштаба осреднения)? Для ответа на этот вопрос необходимо в ретроспективном виде проанализировать характер поля напряжений, дейст-

вовавшего перед произошедшими сильными землетрясениями. Необходимо установить, существуют ли для таких землетрясений какие либо

особенности поля напряжений, которые позволят понять механизм формирования дефектного состояния?

## ПРИРОДНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ ПОДГОТОВКИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Уникальное по мощности и катастрофическим последствиям Суматра-Андаманское землетрясение (САЗ) 2004 г [Ребецкий, Маринин, 2006а,б] с очаговой областью в 1250 км (область очага, определенная по афтершокам до 18 марта 2005 г) впервые позволило реконструировать не средние для очага напряжения (как это имеет место на рис. 9 для землетрясений с магнитудой более 6), а поле напряжений, действовавших здесь до землетрясения. Для этого использовались данные о механизмах очагов землетрясений с магнитудами  $4.5 \leq M_b < 7$ , произошедших с 1974 г по октябрь 2004 г, выставленные на ВЕБ-узле Гарвадрского Университета.

Реконструкция осуществлялась в узлах сетки  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  и соответствовала масштабу осреднения расчетных параметров напряжений в 50-100 км. По результатам реконструкции установлено, что вдоль разрыва САЗ до его возникновения характер напряженного состояния и, что самое главное, распределение величин напряжений, было существенно неоднородным.

В сейсмофокальной области земной коры западного фланга Зондской субдукционной области с юга ( $0^\circ$  С.Ш) на север ( $12^\circ$  С.Ш) происходила смена типа напряженного состояния от горизонтального сжатия (вдоль центральной части о. Суматра) через горизонтальные сдвиг (Никобарские острова – северное окончание Суматры) до горизонтального растяжения (пулл-апатные структуры задугового бассейна). Анализ закономерности пространственного распределения параметров тензора напряжений показал, что механизм генерации напряжений, действовавших до САЗ, был связан как с подвигом океанической литосферной плиты под субконтинентальную, так и с движением с севера на юг Бирманской плиты вдоль Андамано-Никобарского и Центрально-Суматранского разломов.

Указанным выше областям с разными типами напряженного состояния отвечали и разные величины девиаторных ( $\tau$ ) и изотропных ( $p^*$ ) напряжений (рис. 10). Наиболее низкий уровень изотропного эффективного давления (менее 150 бар) был в области сдвигового напряженного состояния, расположенной между

о. Ниас и Никобарскими островами (300–400 км). С юга эта область граничила с областью высокого уровня всестороннего сжатия (около 500 бар), протяженностью 200–250 км. Начало вспарывания очага землетрясения располагалось вблизи границы областей высокого и низкого уровней напряжений, т.е. фактически в зоне повышенного их градиента. Характерно, что распространение очага САЗ пошло не внутрь области больших напряжений (на юг – юго-восток), а в сторону области средних значений максимальных касательных напряжений (север – северо-запад), туда, где действуют и меньшие силы напряжений, обжимающих разрыв, меньшие силы трения.

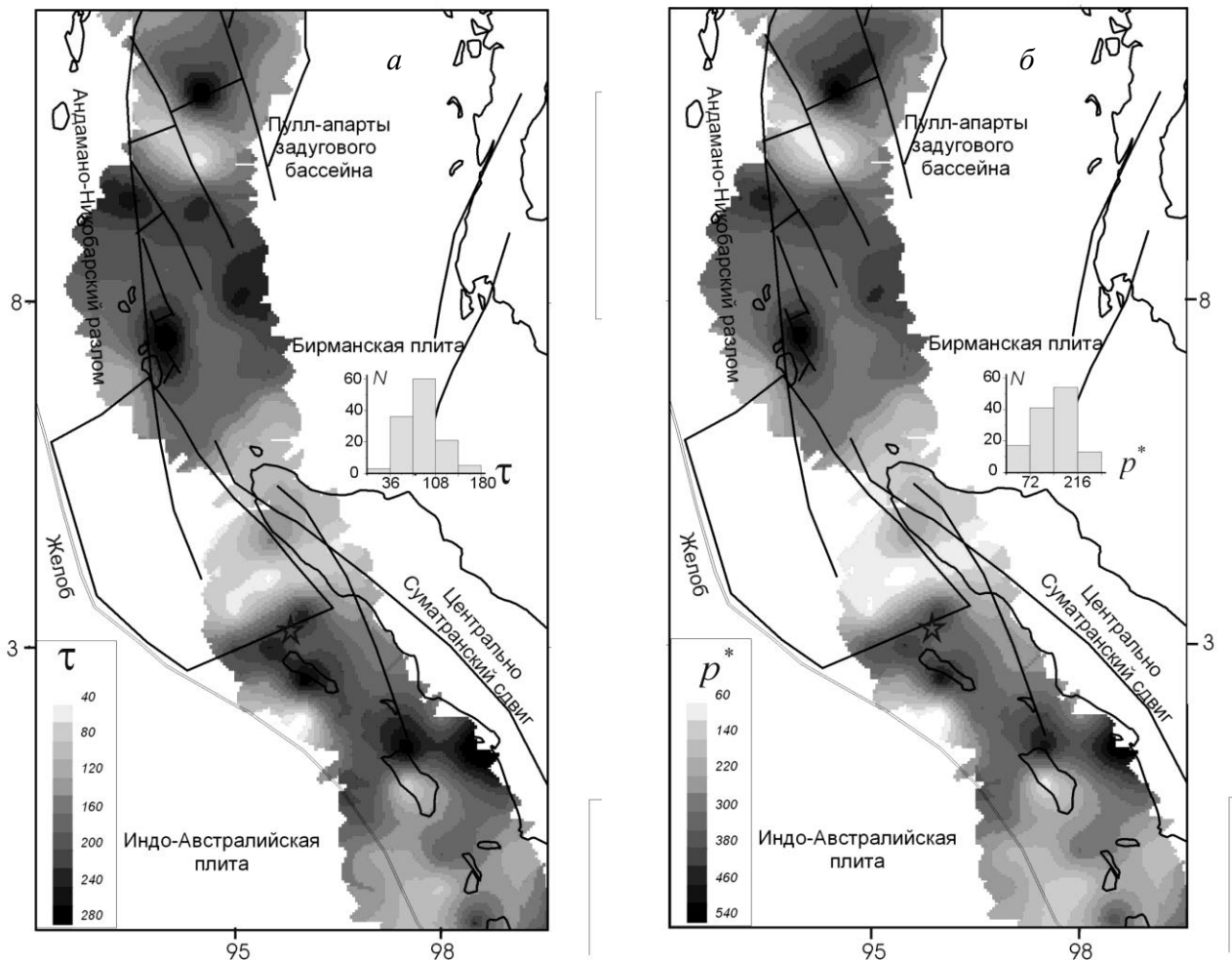
Первые 100 км разрыв развивался со скоростью около 2.0 км/сек, излучая в сейсмических волнах мало энергии (на рис. 6, б этому участку отвечает область высокого эффективного всестороннего давления). Затем на отрезке в 350 км, отвечающем области пониженных напряжений (девиаторных и изотропных), произошло увеличение скорости распространения разрыва до 2.5 км/сек. В сумме на начальном 450 км участке очаг САЗ генерировал около 70% от энергии, выделившейся в сейсмических волнах (магнитуда землетрясения этого участка –  $M_w = 9.0$  [Ammon, et al., 2005]).

Заметим, что в пределах выделенного на рис. 10 многоугольником участка очага только около 30% площади имеет данные о напряжениях (15 квазиоднородных доменов), предшествовавших САЗ. В других его частях отсутствовали данные о землетрясениях с магнитудами более  $M_b \geq 4.5$ . В рамках используемого метода реконструкции это определяет либо пониженный уровень девиаторных и изотропных напряжений и соответственно низкую энергию упругих деформаций данного участка (напряженное состояние в левой части диаграммы Мора на рис. 9), либо повышенный уровень этих напряжений при отсутствии достижения предельного состояния (повышенное значение отношения  $p^*/\tau$  в правой части диаграммы Мора). Высокое КПД САЗ для рассматриваемого участка очага показывает, что первый вариант следует рассматривать более достоверным.

На рис. 5 представлены результаты реконструкции напряжений для земной коры Японии и Южных Курил. Здесь показана область очага ЗТО с магнитудой  $M_w = 8.3$ , произошедшего к юго-востоку от о. Хоккайдо 25.09.2003 на глубине 27 км (начало вспарывания). Плоскость очага этого землетрясения имела пологое погружение  $7^\circ$  под остров Хоккайдо с азимутом простираения  $234^\circ$ . Для этого землетрясения плотность распределения предшествовавших ему землетрясений была достаточной для определения параметров напряжений в пределах 60% площади очага (40 квазиоднородных доменов). Уровень всестороннего эффективного давления и максимальных касательных напряжений в области очага характеризуется средними значениями в 150–300 бар и 70–200 бар соответственно. Начало вспарывания очага этого землетрясения приходилось на участок небольшого локального повышения значений

этих напряжений (вблизи центра прямоугольника на рис. 5). Очаг развивался к поверхности и в глубину (под о. Хоккайдо) с расширением вдоль оси желоба. С северо-востока препятствием дальнейшего его развития могла являться область повышенного уровня всестороннего эффективного давления (около 400 бар), а с юго-запада область низкого уровня девиаторных напряжений (около 50 бар), являющейся областью малых значений внутренней энергии, накопленной в упругих деформациях.

Можно говорить, что в напряженном состоянии область подготовки ЗТО в целом выглядит достаточно однородной, а существующие участки небольшого градиента напряжений окружали начала вспарывания очага. Градиент напряжений в окрестности начала вспарывания ТОЗ был существенно менее выраженным, чем для САЗ.



**Рис. 10.** Распределение величин (в барах) максимальных касательных напряжений (а) и эффективного изотропного давления (б) в земной коре западного фланга Зондской субдукционной области. На рисунках показаны гистограммы числа квазиоднородных доменов реконструкции напряжений с разными значениями  $\tau$  и  $p^*$ . Звездочка – начало вспарывания САЗ, многоугольник – область, из которой выделилось около 90% сейсмической энергии

## ОБЛАСТИ ГРАДИЕНТА НАПРЯЖЕНИЙ – УЧАСТКИ МЕТАСТАБИЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ

Можно предположить, что такая ситуация не случайна и наличие градиента в распределении напряжений определяет возможность развития крупномасштабного хрупкого разрушения. Выше было отмечено, что линейный масштаб хрупкого разрушения определяется соотношениями, существующими между параметрами прочности и напряжений разных масштабных уровней осреднения. Выполним анализ возможных взаимосвязей полей напряжений разного масштабного уровня в областях градиента напряжений регионального масштаба осреднения. При этом, говоря о напряжениях, будем иметь в виду параметры, инвариантные к выбору системы координат, т.е.  $\tau$  и  $p^*$ .

Из результатов реконструкции параметров природных напряжений известно, что в областях большой интенсивности девиаторных и эффективных изотропных напряжений флюидное давление ниже, чем в соседних областях с меньшей интенсивностью напряжений (см. рис. 6, б). Это наблюдается даже тогда, когда флюидное давление близко к значениям литостатического давления горных пород. Следовательно, в области существенно неоднородного распределения напряжений имеется и градиент давления флюида, который в соответствии с законом Дарси определит перетекание флюида в трещинно-поровом пространстве разломных зон из области большего в область меньшего давления.

В области значимого градиента напряжений разброс величин напряжений субрегионального масштаба осреднения осуществляется относительно напряжений регионального масштаба. Он может быть достаточно большим при относительно плавном изменении в пространстве параметров тензора напряжений регионального масштаба, в том числе и на начальной стадии формирования градиентной области. Вдоль градиентного участка флюидное давление для субрегионального масштаба осреднения также будет испытывать вариации градиента. Здесь должны существовать области повышенного относительно регионального и пониженного градиента давления. Флюид, двигаясь от областей с большим давлением к областям с меньшим давлением, приводит к постепенному выравниванию градиента давления этого масштаба осреднения. Миграция флюида является важнейшим элементом структурно-вещественных преобразований, происходящих в разломных зонах [Ребецкий, 2004,

2005б, 2006]. Она запускает процессы диспергации горных пород, что приводит к созданию в разломных зонах тонких милонитовых прослоек [Bell, Etheridge, 1973], в которых могут происходить метаморфические преобразования. В процессе этих структурно-вещественных преобразований в горных породах изменяются соотношения между твердой и жидкой фазами, что будет приводить прежде всего к выравниванию флюидного давления и, следовательно, напряжений поперек области градиента. В рассматриваемом примере результатом миграции флюида будет являться сближение параметров регионального и субрегионального напряженных состояний. Подобное выравнивание должно наблюдаться и при меньших линейных размерах осреднения (локальный – макроскопический масштабы).

Таким образом, участок высокого уровня градиента напряжений через некоторое время приходит в структурно-динамическое состояние, более одинаковое для разных масштабных уровней осреднения. Этот процесс будет ускоряться, если градиент напряжений возрастает во времени либо за счет уменьшения расстояния между областями разного уровня напряжений, либо за счет изменения уровня напряжений в этих областях. Если параметры напряженного состояния для градиентного участка находятся вблизи предела прочности, то это означает, что разрушение, начавшись в любой точке этого участка, будет развиваться как минимум до тех пор, пока не выйдет за его пределы. Возникающий в таких условиях разрыв при своем развитии не встречает областей, для разрушения которых следует израсходовать больше энергии, чем затем из нее высвободится. В такой области с ростом разрыва излучаемая энергия постоянно возрастает, что определяет ускоренное его развитие [Ребецкий, 2005в; Ребецкий, в печати].

Наиболее ярко подобная ситуация наблюдалась в поле напряжений перед САЗ. Сверхвысокий, близкий к литостатическому уровень флюидного давления ( $p_f / p_l > 0.98$ ) существовал в южном участке области среднего уровня напряжений, примыкающей к области высокого уровня напряжений. Именно здесь началось «вспарывание» разрыва этого землетрясения. Начиная с 1990 г в радиусе 100 км вблизи начала «вспарывания» САЗ возникло несколько землетрясений с большими магнитудами (15.11.1990 –  $M_b = 6.6$ , 8.11.1995 –

$M_s = 7.1$ , 10.10.1996 –  $M_b = 6.3$ , 2.11.2002 –  $M_s = 7.6$ , 2.11.2002 –  $M_b = 6.4$ ). Эти землетрясения не стали триггерами сверхсильного землетрясения. Вероятно, градиент напряжений, существовавший в то время, был недостаточен. Очаги этих землетрясений не доходили до области среднего уровня региональных напряжений, расположенной вдоль северного окончания о. Суматра, и, вероятно, затухали в одной из областей повышенных напряжений субрегионального масштабного уровня.

Другим фактором, предопределившим высокий уровень энергии, высвободившейся при САЗ, явилась протяженная область низкого эффективного всестороннего давления, существовавшая к север – северо-западу от области большого градиента напряжений. Наличие такой области позволило уже возникшему и набравшему динамику разрыву развиваться без больших энергетических затрат на преодоление сил сухого трения. Размер этой области (около 350 км) определил магнитудный уровень землетрясения.

Выполненный анализ показывает, что область высокого градиента напряжений попадает под данное выше определение дефектного домена. Можно говорить, что по мере того как в области повышенного градиента напряжений происходит выравнивание между собой напряжений разных масштабных уровней осреднения, данный участок земной коры становится ближе к метастабильному состоянию [Гольдин, 2004]. Любой малый сейсмический импульс, возникший здесь, может явиться триггером для сильного землетрясения, область очага которого как минимум будет соответствовать размерам области градиента напряжения. Не встречая на своем пути участков, для разрушения которых следует затратить энергию, разрыв распространяется с увеличивающейся скоростью и с нарастанием энергии, запасенной в сейсмических волнах.

Согласно диаграмме Мора, при развитии разрыва в направлении более низкого уровня девиаторных и изотропных напряжений (по стрелке в правой части рис. 9, а) происходит нарастание величины высвобождающейся энергии и энергии сейсмических волн. Наоборот, развитие разрыва в направлении более высокого уровня девиаторных и изотропных напряжений происходит с уменьшением величины высвобождающейся энергии и энергии сейсмических волн. В теории пластичности существует экстремальный принцип Мизеса [Клюшников, 1979], который в конечном итоге определяет, что из всех вариантов возможного развития пластического процесса реализуется

тот, для которого достигается максимальная диссипация энергии. Полагаем, что при хрупком разрушении действуют аналогичные принципы, т.е. считаем, что в области с неоднородным по интенсивности напряженным состоянием развитие разрыва на начальной стадии происходит в том направлении, где величина снимаемой энергии, накопленной в упругих деформациях, максимальная. Этот принцип максимальности перевода энергии, накопленной в упругих деформациях, в тепловую энергию на разрыве и в сейсмические волны определяет два варианта начального развития разрыва: 1) в направлении снижения уровня эффективного давления и девиаторных напряжений, когда начало вспарывания разрыва лежит в области высоких напряжений (стрелка вдоль огибающей в правой части рис. 9, а); 2) в направлении повышения уровня эффективного давления, когда начало вспарывания разрыва лежит в области низких напряжений (стрелка вдоль огибающей в левой части рис. 9, а).

Таким образом, участки разломов, вдоль которых наблюдается резкое изменение интенсивности напряжений, следует рассматривать как области неустойчивости, потенциально опасные для возникновения динамически развивающихся разрывов большой протяженности. При этом протяженность области пониженных напряжений, находящейся в окружении областей высоких напряжений, определяет минимальную длину разрыва в очаге ожидаемого землетрясения и, следовательно, минимальную его магнитуду.

Для ЗТО область очага практически целиком находилась в среднем уровне девиаторных и изотропных напряжений субрегионального – регионального масштаба осреднения. Возможно, что физические процессы, протекающие на данном участке вдоль контакта литосферных плит, выравнивали между собой напряжения и для других более детальных масштабов осреднения, что предопределило эффективность диссипации упругой энергии за счет развития крупномасштабного хрупкого разрушения в сравнении с другими возможными механизмами (крип, катакластическое течение).

В развитии идей о важности области градиента напряжений следует отметить область среднего уровня девиаторных и изотропных напряжений вдоль северо-восточного побережья о. Хонсю, имеющую в центральной своей части область высокого уровня этих напряжений.

Таким образом, здесь существует участок высокого уровня градиента напряжений в сочетании с протяженной областью (более чем вдвое превышающей площади очага ЗТО) – нап-

ряжений среднего уровня. Этот участок следует рассматривать как потенциально опасный,

способный сформировать очаг землетрясения с магнитудой  $M_w = 8.5-8.7$

### УСЛОВИЯ, БЛАГОПРИЯТНЫЕ ДЛЯ АКТИВИЗАЦИИ ДЕФЕКТОВ

Наши исследования показывают, что наличие резкого градиента в распределении напряжений вдоль активизирующейся разломной зоны является фактором, обеспечивающим активизацию имеющихся в среде дефектов, и создает условия для более эффективного сброса в процессе хрупкого разрушения энергии упругих деформаций. Известное решение Гриффитса, определяющее для данного уровня напряжений протяженность дефектов, начиная с которой происходит их активизация, получено в предположении однородного поля начальных напряжений. Его обобщение на двумерное неоднородное поле начальных напряжений, определяющее изменение вдоль дефекта размером  $2L$ , дает линейный закон изменения величины сбрасываемых напряжений:

$$\Delta\tau_n(x) = \bar{\Delta}\tau_n(1 + \eta x/L) \text{ при } |x| \leq L, \quad (11)$$

и позволяет записать следующие выражения для скачка смещений  $\Delta u_x(x)$  на трещине и касательного напряжения  $\tau_n(x)$ , формирующегося за ее пределами:

$$\Delta u_x = \frac{(1 + \kappa)\bar{\Delta}\tau_n}{2G}(1 + 0.5\eta x/L)\sqrt{L^2 - x^2} \quad \text{при } |x| \leq L, \quad (12)$$

$$\tau_n = \tau_n^0(x) + \bar{\Delta}\tau_n \left[ \frac{(x - 0.5\eta(L^2 - 2x^2)/L)}{\sqrt{L^2 - x^2}} \text{sign}(x) - \eta x/L \right] \quad \text{при } |x| \geq L.$$

В выражениях (11) и (12)  $0 \leq \eta \leq 1$  – коэффициент неоднородности напряжений,  $\bar{\Delta}\tau_n$  – среднее сбрасываемое напряжение для дефекта,  $\kappa$  и  $G$  – упругие параметры, а  $\tau_n^0$  – начальные касательные напряжения вдоль оси  $x$ . Значения  $\Delta u_x$  и  $\tau_n$  при  $\eta = 0$  отвечают решению для трещины в однородном поле начальных

напряжений [Осокина, Фридман, 1987]. Согласно (12) в неоднородном поле начальных напряжений концы дефекта находятся в неравных условиях, так что для одного из них может быть достигнуто условие Гриффитса (выделяющаяся энергия при его прорастании превышает, необходимую на преодоление сил трения и образование новой поверхности), при этом другой может остаться в докритическом состоянии. Выражение для энергии, выделившейся при прорастании такого кончика трещины – дефекта на малую длину  $\Delta L$ , имеет вид:

$$\Delta W = \frac{(1 + \kappa)\bar{\Delta}\tau_n^2}{2\mu}(1 + 0.5\eta \text{sign}(x))^2 L \Delta L. \quad (13)$$

Для  $\eta = 1$  энергия, высвобождающаяся при росте активизирующегося кончика трещины, в два раза больше, чем в случае однородного распределения сбрасываемых напряжений ( $\eta = 0$  – решение по Гриффитсу) и на порядок больше, чем для пассивного кончика. Таким образом, размер дефекта, начиная с которого происходит его преобразование в трещину сдвига, уменьшается с ростом неоднородности поля начальных напряжений. При этом трещина распространяется в направлении повышения величины сбрасываемых напряжений (на рис. 9, а направление вниз по стрелке), что отвечает переходу из области высокого уровня девиаторных и изотропных напряжений в область среднего уровня.

Из полученного результата следует, что формирование начала вспарывания очага катастрофического САЗ вблизи области больших значений градиента  $\Delta\tau_n$  не является случайным. Эта область является наиболее опасной с точки зрения преобразования дефектов в протяженные разрывные структуры. Таким образом, зоны повышенного градиента напряжений следует рассматривать как участки метастабильного состояния земной коры [Гольдин, 2004], особо опасные для возникновения сильных землетрясений.

### НАПРЯЖЕНИЯ, СЕЙСМОБЕЗОПАСНОСТЬ И ФИЗИКА ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В 50–60-х годах прошлого века Г.А. Гамбурцевым [1960], М.В. Гзовским [1957] и Ю.В. Ризниченко [1965] первоначально ставилась задача

не прогноза землетрясений, а выделения потенциально опасных участков разломных зон, способных генерировать сильные землетрясения.

Г.А. Гамбурцев развивал концепцию сейсмических шовных зон, а М.В. Гзовский разрабатывал вопросы тектонофизического обоснования геологических критериев сейсмической опасности, процедуры сейсмического районирования на основе картирования участков повышенных значений перемещений поверхности (неотектонических и современных) и максимальных касательных напряжений, закладывал основы изучения параметров природных напряжений [1975]. Ю.В. Ризниченко развивал идеи о сейсмотектоническом течении горных масс. Параллельно с середины 60-х годов в работах Б.В. Кострова [1975] была начата разработка основ физической теории очага землетрясения.

Эти исследования предусматривали развитие сейсмологических методов анализа параметров очагов землетрясений, создание представительных каталогов землетрясений, включающих данные об их механизмах, комплексное изучение строения сейсмоактивных участков земной коры на полигонах, осуществление экспериментов по разрушению горных пород и их обобщение на природные горные массивы, моделирование напряжений и деформаций конкретных сейсмоактивных участков земной коры, развитие методов анализа природных напряжений и сейсмотектонических деформаций, оценку энергии, запасенной в упругих деформациях горных пород. Многие из задач, поставленных классиками отечественной сейсмологии и тектонофизики, были решены в той или иной степени только в конце 90-х годов. По большей части основные продвижения в этих направлениях были сделаны не в нашей стране (бывшем СССР), а за рубежом: эксперименты по разрушению образцов горных пород – Byerlee, Brace, Mogi и др.; каталоги механизмов очагов землетрясений по данным широкополосных сейсмостанций – USGS, JMA и др.; изучение строения сейсмофокальных зон – работы японских сейсмологов; методы анализа параметров очага [Aki, Richards, 1980; Касахара, 1985; Kanamory, Anderson, 1975].

Единственным направлением из представленных выше, которое более успешно развивается в России, чем за рубежом, оказалось развитие методов оценки природных напряжений по сейсмологическим данным [Ребецкий, 2007]. На западе (Европа, США) и на юго-востоке (Япония, Китай) исследования природных напряжений до сих пор заканчиваются представлением данных об ориентации главных осей напряжений. Следует отметить только работу Дж. Хардебек [Hardebeck, Hauksson, 2001], в которой была

предпринята успешная попытка оценить уровень напряжений, ответственных за сильные землетрясения. В ней для землетрясения Ландерс 1992 г с магнитудой  $M_w = 7.3$  были рассчитаны максимальные касательные напряжения, средние для трех участков очага. Эти напряжения не превышали 200 бар. Основу метода Дж. Хардебек составляют данные об ориентации осей главных тектонических напряжений перед и после сильного землетрясения. Эта особенность метода ограничивает его использование в целях выявления областей подготовки сильных землетрясений.

Однако опыт автора настоящей статьи в продвижении результатов реконструкции тектонических напряжений в среду российских сейсмологов, занимающихся оценкой сейсмической опасности и изучением физических процессов в очаге землетрясения, показывает, что получаемые новые данные о напряженном состоянии сейсмоактивных областей воспринимаются либо поверхностно, либо просто игнорируются. Корни этого непонимания лежат в 50–60-х годах прошлого века, когда в силу отсутствия каких-либо методов физической оценки природных напряжений была принята установка на поиск косвенных предвестников процесса подготовки очага землетрясения [Соболев, 1993]. В научном анализе стали преобладать различные математические методы обработки временных рядов соответствующих типов данных [Kossobokov, Keilis-Borok, 1990]. Вместо вопросов “как” и “почему” стали задавать вопросы “где” и “когда”

Также сложно внедряются возможности создания новых подходов в сейсморайонировании на базе данных о природных напряжениях. При создании карт сейсмического районирования в настоящее время фактически используются только данные каталогов землетрясений, и поля изосейст ранее произошедших землетрясений [Уломов, 1997]. При таком подходе оценка сейсмической опасности производится по ранее произошедшим сильным событиям и в случае отсутствия данных предопределяет возможность существенных ошибок. Примером тут может быть Нефтегорское землетрясение, для которого на карте сейсмической опасности 1984 г значилось 7 баллов. Геологические исследования, выполненные после этого землетрясения, позволили выявить ранее не обнаруженный сейсмогенный разрыв, вдоль которого ранее происходила подвижка с магнитудой более 8.

Говоря о современных методах сейсморайонирования, надо отдельно отметить работу Г.И. Рейснера [Рейснер, Иогансон, 1993] по

районированию земной коры на основе комплекса геофизических данных (тепловой поток, мощности коры и осадочного чехла, вертикальные движения поверхности, гравиметрические данные), которая совпадает с идеями М.В. Гзовского по разработке геологических критериев сейсмической опасности. Сопоставление результатов реконструкции природных напряжений в сейсмоактивных районах с результатами районирования по методике Г.И. Рейснера позволит дать физическое обоснование областям, выделяемым в этом методе как потенциальные очаги будущих сильных землетрясений. Подобные совместные исследования послужат основой использования методики Г.И. Рейснера в платформенных асейсмичных или слабо сейсмичных областях.

На самом деле, базисные идеи, положенные классиками сейсмологии и тектонофизики в основание фундаментальных исследований по сейсмической безопасности, являются плодотворными и на современном этапе. Фактически создаваемые ими подходы шли от исследования закономерности физических процессов, определяющих механизм генерации землетрясений. Данное направление является наиболее наукоемким, требующим владения широким спектром геолого-геофизических данных, методами сейсмологии, тектонофизики и механики.

Потребовался достаточно длительный период времени и работа большой группы ученых для того, чтобы, синтезировав результаты этих научных направлений, создать методы, позволяющие получать данные о компонентах тензора напряжений, флюидного давления и прочностных параметров массивов горных пород в их естественном состоянии.

Данные о величинах природных напряжений оказались принципиально новым типом данных, которые сразу же позволили выявить ряд слабых мест в концепциях подготовки очага землетрясений. В результате анализа закономерности распределения природных напряжений и их взаимосвязи с динамическими параметрами очагов землетрясений оказалось, что тезис о большей опасности возникновения сильного землетрясения в областях высокого уровня напряжений является не столь однозначным. Этот тезис, вытекающий из концепции Рэйда

[Reid, 1910], на самом деле определяет общее положение о невозможности долгого существования такого типа областей. Способ релаксации напряжений в таких областях совсем необязательно будет связан с хрупким разрушением масштаба, соответствующего исходным данным о напряжениях. Здесь скорее будет происходить катакластическое течение (большое число слабых землетрясений) или/и криповое течение вдоль разлома.

Представленные в настоящей статье результаты исследования закономерностей природных напряжений в сейсмогенных зонах земной коры позволяют наметить новые принципы выделения областей, опасных с точки зрения возникновения сильных землетрясений. Согласно этим принципам наиболее опасными для разломных зон являются протяженные области среднего уровня девiatorных и изотропных напряжений, соседствующие с участком большого градиента этих напряжений. Первый участок следует рассматривать как область, размер которой контролирует энергию будущего землетрясения, а второй участок представляет собой место начала испарывания землетрясения – дефект геосреды, соответствующего масштабного уровня, окончательное формирование которого предопределяет время возникновения землетрясения. Ожидаемая магнитуда события определяется протяженностью области среднего уровня напряжений, а период подготовки землетрясения определяется временем, требующимся для выравнивания в области градиента напряжений параметров напряженных состояний смежных масштабных уровней осреднения.

Следует заметить, что в свете представленной выше закономерности распределения напряжений в области подготовки очага сильного землетрясения концепция Рихтера [1963], определяющая очаг как область повышенной податливости к деформированию и пониженной прочности разломной зоны, оказывается более подходящей, чем теория Рэйда, в основе которой лежит требование повышенного уровня прочности и соответственно уровня действующих здесь напряжений относительно уровня напряжений в соседних областях.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Каждому масштабному уровню осреднения напряжений отвечает свой линейный размер трещин (разрывов), которые можно рассматривать либо как акт хрупкого разрушения среды (протяженность разрыва

сопоставима с линейным размером, определяющим масштаб осреднения напряжений), либо как акт квазипластического течения (протяженность разрыва значительно меньше линейного размера, определяющего



масштаб осреднения напряжений). Поэтому при анализе развития сеймотектонического процесса следует иметь в виду, что диссипация механической энергии, накопленной в упругих деформациях, может осуществляться путем: 1) истинного пластического течения за счет роста и переноса дислокаций, смещений вдоль микротрещин, вдоль границ зерен и агрегатов и т.д.; 2) катакластического деформирования за счет трещин и разрывов меньшего иерархического ранга, чем масштаб исследуемого поля напряжений; 3) хрупкого разрыва масштабного ранга, ему отвечающего. Результаты экспериментов показали, что высокий уровень региональных напряжений не является условием развития сильного или катастрофического землетрясений ( $M_w > 8$ ). В этом случае должно происходить квазипластическое деформирование за счет множества относительно слабых землетрясений ( $M_w < 6$ ).

В теории пластичности существует экстремальный принцип Мизеса, который в конечном итоге определяет, что из всех вариантов возможного развития пластического процесса реализуется тот, для которого достигается максимальная диссипация энергии. Если считать, что при хрупком разрушении действуют аналогичные принципы и на начальной стадии развитие разрыва происходит в том направлении, где величина снимаемой энергии, накопленной в упругих деформациях, становится больше (движение по стрелке вдоль кривой прочности на рис. 8, б), то тогда факт распространения разрыва САЗ из области высокого уровня напряжений вдоль градиента напряжений в область напряжений среднего уровня следует рассматривать как закономерность осуществления хрупкого разрушения в структурно-неоднородных средах.

Участки разломов, вдоль которых наблюдается резкое изменение интенсивности напряжений, можно рассматривать как области

нестабильности [Гольдин, 2004], потенциально опасные для возникновения динамических разрывов большой протяженности. При этом протяженность области пониженных значений напряжений, находящейся в окружении областей высокого уровня напряжений, определяет минимальную длину разрыва в очаге ожидаемого землетрясения и, следовательно, минимальную его магнитуду.

В.Н. Страхов в своей статье [1989], вышедшей после катастрофического Спитакского землетрясения 1988 г и посвященной анализу проблем фундаментальной сейсмологии в области прогноза сейсмической опасности, сделал вывод о необходимости развития принципиально нового подхода – новой парадигмы для решения проблемы прогноза, базирующейся на знании физических закономерностей хрупкого разрушения, возникающего в больших массивах горных пород. Основу этой новой парадигмы должны составить данные о природных напряжениях, структурно-вещественном строении сейсмогенных участков земной коры и исследования особенностей физических процессов, происходящих в разломных зонах. Представленные в настоящей работе исследования, идущие в русле идей М.В. Гзовского, Г.А. Гамбурцева и Ю.В. Ризниченко, отвечают требованиям этой «новой» парадигмы.

**Благодарности.** Автор выражает искреннюю благодарность академику РАН С.В. Гольдину, профессору С.И. Шерману и к.физ.-мат.н. Д.Н. Осокиной за плодотворные обсуждения выполненных исследований, которые были очень полезны и помогли при формировании представляемой здесь новой концепции метастабильного состояния области подготовки сильного землетрясения.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 06-05-644109, 07-05-00106 и программой № 6 ОНЗ РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

- Гамбурцев Г.А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 461 с.
- Гзовский М.В.* Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности (I и II) // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1957. № 2. С. 141–160, № 3. С. 273–283.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.
- Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс. 2005. 572 с.
- Гинтов О.Б., Исая В.М.* Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журнал. 1984. Т. 6, № 3. С. 3–10.
- Гольдин С.В.* Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37–54.
- Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей

- тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С 7–25.
- Децерецкий А.В., Сидорин А.Я., Лукк А.А.* Признаки фликкер-шумовой структуры во временных реализациях геофизических полей // Физика Земли. 1997. № 7. С. 3–19.
- Децерецкий А.В., Лукк А.А., Сидорин А.Я.* Флуктуация геофизических полей и прогноз землетрясений // Физика Земли. 2003. № 4. С. 3–20.
- Добровольский И.П.* Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Изд. ИФЗ РАН. 1991. 217 с.
- Друмя А.В., Шебалин Н.В.* Землетрясение: где, когда, почему? Кишнев: Штинца. 1985. 196 с.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Ярыгина М.А., Рудаков А.Д.* Сейсмическая активизация Алтае-Саянской горной области 2004 // Материалы международной конференции «Активный геофизический мониторинг литосферы Земли» 12-16 сентября 2005. Академгородок, Новосибирск. Новосибирск: Изд. СО РАН. 2005. С. 283–299.
- Ениколопян Н.С., Мхитрян А.А., Карагезян А.С., Хзарджян А.А.* Критические явления при взрыве твердых веществ при высоком давлении // ДАН СССР. 1987. Т. 29, № 3. С. 887-890.
- Журков С.Н., Нарзулаев Б.Н.* Временная зависимость прочности твердых тел // ЖТФ. 1953. № 23, вып. 10. С. 17–29.
- Завьялов А.Д.* От кинетической теории прочности и концентрационного критерия разрушения к плотности сейсмогенных разрывов и прогнозу землетрясения. Тезисы докладов VII международной школы-семинара «Физические основы прогнозирования землетрясения», Борок, 17-21 октября 2005. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2005. С. 28.
- Завьялов А.Д.* Параметр концентрации сейсмогенных разрывов как предвестник сильных землетрясений // Вулканол. и сейсмол. 1986. № 3. С. 58–71.
- Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 260 с.
- Клюшников В.Д.* Математическая теория прочности. М.: Моск. Унив. 1979. 206 с.
- Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 176 с.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95–112.
- Моги К.* Предсказание землетрясений. М.: Изд. Мир. 1988. 382 с.
- Николаевский В.Н.* Геомеханика и флюидодинамика. М. Недра. 1996. 446 с.
- Оберт Л.* Хрупкое разрушение горных пород. В кн. Разрушение. Т 7. М.: Мир. 1976. С. 59–128.
- Осокина Д.Н., Фридман В.Н.* Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 74–119.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Дербенев В.А.* Тектонофации мезозоны. Алма-Ата: Изд. Наука Казах. ССР. 1987. 181 с.
- Певнев А.К.* Пути к практическому прогнозу землетрясения. М.: Геос. 2003. 152 с.
- Поль Б.* Макроскопические критерии пластического течения и хрупкого разрушения. В кн. Разрушение. Т 2. Математические основы теории разрушения. М.: Мир. 1975. С. 336–520.
- Поспелов Г.С.* Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-петрогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.
- Райс Дж.* Механика очага землетрясения. Сер. Механика. Новое в зарубежной науке. М.: Мир. 1982. 217 с.
- Ребецкий Ю.Л.* Реконструкция тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии и Океании // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101–104.
- Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.
- Ребецкий Ю.Л.* Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций // Тектонофизика сегодня. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2002. С. 227–243.
- Ребецкий Ю.Л.* От анализа тектонических напряжений к новой модели очага землетрясения // Сейсмические исследования земной коры. Сборник трудов Международной научной конференции. Новосибирск. Академгородок. 23-25 ноября 2004. Изд. СО РАН. 2004. С. 250–256.
- Ребецкий Ю.Л.* Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП. сер. геол. 2001. Т 76, вып. 4. С. 28-35.
- Ребецкий Ю.Л.* Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин // Автореф. дис. док. физ.мат.н. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2003а. 56 с.

- Ребецкий Ю.Л.* Развитие метода катаклас- тического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН. 2003б. Т. 388, № 2. С. 237–241.
- Ребецкий Ю.Л.* Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал. Киев. 2005а. Т. 27, № 1. С. 39–54.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения, метаморфизм и модель очага землетрясений // Доклады РАН. 2005б. Т. 400, № 3. С. 372–377.
- Ребецкий Ю.Л.* Неоднородность напряженного состояния разломных зон – основной фактор возникновения землетрясений // Материалы международной конференции «Активный геофизический мониторинг литосферы Земли» 12-16 сентября 2005. Академгородок, Новосибирск. Изд. СО РАН. Новосибирск. 2005в. С. 340–343.
- Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 // Доклады РАН. 2006а. Т. 407, № 1. С. 106–109.
- Ребецкий Ю.Л.* Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных пород в естественном залегании. В сб. Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006б. С. 120–146.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007а. 406 с.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007б. Т. 1, № 10. С. 25–37.
- Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние, благоприятное для крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // Доклады РАН. 2007в. Т. 416, № 5. С. 106–109.
- Ребецкий Ю.Л.* Разломы как особое геологическое тело. Модель развития крупномасштабного хрупкого разрушения // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Материалы всероссийской конференции, Москва, 22-25 апреля 2008 г. М.: Геос. 2008. С. 418-420.
- Ребецкий Ю.Л., Арефьев С.С., Никитина Е.С.* Мониторинг напряженного состояния афтершоковой области Спитакского землетрясения // Доклады РАН. 2001. Т. 375, № 2. С. 239–244.
- Рибиндер П.А.* Поверхностные явления в дисперсных системах. М.: Наука. 1978. 250 с.
- Рейснер Г.И., Иогансон Л.И.* Сейсмический потенциал Западной России, других стран СНГ и Балтии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН. 1993. С. 188–195.
- Ризниченко Ю.В.* О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука, 1965. С. 56–63.
- Ризниченко Ю.В.* Энергетическая модель сейсмического режима // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 5. С. 3–9.
- Рикитакэ Т.* Предсказание землетрясения. М.: Мир. 1979. 388 с.
- Рихтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. М.: Изд. Инostr. лит. 1963. 670 с.
- Романюк Т.В., Ребецкий Ю.Л.* Плотностные неоднородности, тектоника и напряжения Андийской субдукционной зоны на 21<sup>0</sup> ю.ш. II. Тектонофизическая модель // Физика Земли. 2001. № 2. С. 23–35.
- Ружич В.В.* О среднесрочном прогнозе землетрясений в Прибайкалье // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI века. – Новосибирск: Наука, СИФ, 1996. С. 143–147.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Зависимость времени проявления предвестника от силы землетрясения // ДАН СССР. 1985. Т. 285, № 6. С. 1359–1361.
- Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск. Изд. СО РАН, фил. ГЕОС. 2003. 241 с.
- Сидорин А.Я.* Предвестники землетрясений. М.: Наука. 1992. 190 с.
- Сим Л.А.* Неотектонические напряжения Восточно-европейской платформы и структур обрамления. Автореферат диссертации д.г.м.н. М.: МГУ. 1996. 41 с.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 310 с.
- Соболев Г.А.* Физика сейсмического землетрясения и прогноз землетрясения. В сб. Геофизика на рубеже веков. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2004. С. 70–79.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 269 с.
- Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С.* Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильным землетрясением // Вулканол. и сейсмол. 1996. № 4. С. 44-55.
- Соболев Г.А., Челидзе Т.Л., Завьялов А.Д., Славина Л.Б.* Карты ожидаемых землетрясений, основанные на комплексе сейсмологических признаков // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 11. С. 45–56.

- Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г.* Механика деформирования и разрушения горных пород. М.: Недра. 1992. 223 с.
- Страхов В.Н.* К новой парадигме сейсмологии // Природа. № 12. 1989. С. 4–9.
- Терцаги К.* Теория механики грунтов. М.: Госстройиздат. 1961. 507 с.
- Турчанинов И.А.* Состояния и основные направления исследований в скальных породах. В книге: Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коре. Апатиты. 1982. Материалы Всесоюзной школы-семинара “Измерение напряжений и их приложение в прогнозе землетрясений”. 1982. С. 5–9.
- Уломов В.И.* О методологии оценки сейсмической опасности и создания карт общего сейсмического районирования территории стран-участниц СНГ // Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика. Доклады междунар. симп. 17-21 ноября 1997. Алма-ата: ИС НАН Казахстан. С. 348–359.
- Уломов В.И., Мавашев Б.З.* О предвестнике сильного тектонического землетрясения // ДАН СССР. 1967. Т. 176, № 2. С. 319–323.
- Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном прогнозе // Сейсмическое районирование в СССР. М.: Наука. 1968. С. 121–150.
- Чиков Б.М.* Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линеamentным зонам земной коры). В сб. Структура линеamentных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука Сиб. Отд. 1990. С. 6–32.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов. Новосибирск. Наука Сиб. Отд. 1983. 112 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Лобацкая Р.М., Лысак С.В., Леви К.Г.* Разломообразование в литосфере. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 1991. Т. 1. 262 с. 1992. Т. 2. 228 с. 1994. Т. 3. 263 с.
- Юнга С.Л.* О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры. Изв. АН СССР сер. Физика Земли. 1979. С. 14–23.
- Aki K, Richards P.G.* Quantitative seismology. Theory and methods: In 2. San-Francisco: Freeman, 1980. 932 p.
- Ammon C.J., Ji C., Thio H.-K., et al.* Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake // Science. 2005. Vol. 308. P. 1133–1139.
- Angelier J.* Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques // C.R. Acad. Sci. Paris. D. 1975. Vol. 281. P. 1805–1808.
- Angelier J.* From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol. 1989. Vol. 11, No 1/2. P. 37–49.
- Bakun W.H., Aagaard B., Dost B., Ellsworth W.L., Hardebeck J.L., Harris R.A., Ji C., Johnston M.J.S., Langbein J., Lienkaemper J.J., Michael A.J., Murray J.R., Nadeau R.M., Reasenberg P.A., Reichle M.S., Roeloffs E.A., Shakal A., Simpson R.W., Waldhauser F.* Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield earthquake // Nature. 2005. Vol. 437, No 13. P. 969–974.
- Bell T.H., Etheridge M.A.* Microstructure of mylonites and their descriptive terminology // Lithos. 1973. N 6. P. 337–348.
- Benioff H.* Earthquakes and rock creep. T. 1. Creep characteristics of rocks and origin of aftershocks // Bull. Seism. Soc Amer. 1951. Vol. 41, No 1. P. 31–40.
- Brace W.F.* Volume changes during fracture and frictional sliding // A Rev. Pure and Applied geoph. 1978. Vol. 116, P. 603–614.
- Brace W.F., Byerlee J.D.* Stick-slip as a mechanism for earthquake // Science. 1966. Vol. 153. P. 990–992.
- Bullen K.E.* On strain energy in Earth's upper mantle // Trans. Amer. Geoph. Union. 1953. Vol. 34, No 1. P. 107–116.
- Byerlee J.D.* Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res. 1968. Vol 73, N 14. P. 4741–4750.
- Byerlee J.D.* Friction of Rocks // Pure and applied geophysics. 1978. Vol. 116. P. 615–626.
- Carey-Gailhardis E., Mercier J.L.* A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru // Earth and Plan. Sci. Let. 1987. Vol. 82. P. 165–179.
- Drucker D.C., Prager W.* Soil mechanics and plastic analysis of limit design // Quart. Appl. Math. 1952. Vol. 10, N 2. P. 157–175.
- Earthquake cases in Chine (1966-1975). Beijing: Seismol. press. 1990. 222 p.
- Earthquake prediction: Scenarios and response plans: Open file rep. Parkfield (Calif.). 1987. 45 p.
- Geller R.* Earthquake prediction: critical review // Gephys. J. Int. 1997. Vol. 131. P. 425–450.
- Gephart J.W., Forsyth D.W.* An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // J. Geoph. Res. 1984. Vol. 89, No B11. P 9305–9320.
- Griffith A.A.* The phenomenon of rupture and flow in solids. – Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1920. ser. A, Vol. 221. P. 163.

- Guest J.* Philos. Mag. 1900. No 50. P. 69–132.
- Hall C.D., Harrisberrger W. H.* Stability of sand arches: a key to sand control // J. Petrol. Technol. Vol. 222, Jule. 1970. P. 821–829.
- Hardebeck J.L., Hauksson E.* Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106, N B10. P. 21859–21882.
- Hauksson E.* Crustal structure and seismicity distribution adjacent to Pacific and North America plate boundary in southern California // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 13876–13903.
- Jamaji A.* The multiple inverse method: a new technique to separate stress from heterogeneous fault-slip data // J. Struct. Geol. 2000. No 22. P. 411–452.
- Kanamory H., Anderson D.L.* Theoretical basis of some empirical relations in seismology // Bull. Seismol. Soc. Am. 1975. Vol. 65. P. 1073–1095.
- Kossobokov V.G., Keilis-Borok V.I.* Localization of intermediate-term earthquake prediction // J. Gephys. R. B. 1990. Vol. 95, No 12. P. 763–772.
- Kossobokov V.G., Keilis-Borok V.I., Smith S.W.* Localization of intermediate-term earthquake prediction // J. Gephys. R. 1990. Vol. 95, No 12. P. 12763-12772.
- Langbein J., Borchardt R., Dreger D., Fletcher J., Hardebeck J.L., Hellweg M., Johnston M.J.S., Murray J.R., Nadeau R.M., Remer J., Treiman J.A.* Preliminary report on the 28 September 2004 M 6.0 Parkfield, Calofornia earthquake // Seism. R. Let. 2005. Vol. 76, No 1. P. 10-26.
- Lindh A.G.* Success and failure at Parkfield // Seism. R. Let. 2005. Vol. 76, No 1. P. 3–6.
- Mjachkin V.I. Brace W.F. Sobolev G.A., Diete-rich J.H.* Two models for earthquake forerunners. Pure. Appl. Geophys. 1975. Vol. 113. P. 169–181.
- Mogi K.* Deformation and fracture of rocks under confining pressure (2) compression test on dry rock sample // Bulletin of the earthquake research institute, University Tokyo. 1964. Vol. 42, Part 3. P. 491–514.
- Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. London: Acad. Press, Vol. 2. Fold and fractures. 1987. P. 308–700.
- Ranalli G., Murphy D.C.* Rheological stratification of the lithosphere // Tectonophysics. 1987. N 132. P. 281–295.
- Reid H.F.* The mechanics of the earthquake. California earthquake of April 18, 1906. Rep. of the state investigation commiss. 1910. Carnegie Inst. of Washington. Vol. 2. pt. 1. 56 p.
- Schock R.N., Louis H.* Strain behavior of a granite and a greywacke sandstone in tension // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87, N B9. P. 7817-7823.
- Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarawal Y.P.* Earthquake prediction: A physical basis // Science. 1973. Vol. 181. P 803.
- Sibson R.H.* Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // Nature. 1974. Vol. 49, No 5457. P. 542–544.
- Simpson R. W.* Response of regional seismicity to the static stress change produced by Loma Prieta Earthquake // Science. 1992. Vol. 255. P. 1687–1690.