

ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ ДО СУМАТРА-АНДАМАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 26.12.2004. МОДЕЛЬ МЕТАСТАБИЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Ю.Л. Ребецкий, А.В. Маринин

Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия

По данным о механизмах очагов землетрясений выполнена реконструкция напряженного состояния, существовавшего на западном фланге Зондской дуги до возникновения катастрофического Суматра-Андаманского землетрясения. Установлено, что перед этим землетрясением в области его будущего очага существовало напряженное состояние, неоднородное по интенсивности. Начало „вспарывания“ очага катастрофического землетрясения находилось на участке повышенных значений девиаторных и изотропных напряжений вблизи области максимального их градиента. Максимальное излучение сейсмической энергии при землетрясении достигалось в области низкого уровня напряжений (протяженностью 350 км), расположенной вдоль северного окончания о. Суматра до Никобарских о-вов. Выявленная особенность области подготовки хорошо соответствует результатам экспериментов по разрушению горных пород, в которых хрупкому разрушению соответствует низкий и средний уровень напряжений. Предложена модель метастабильного состояния участков сейсмогенных зон, основу которой составляет наличие областей разного уровня напряжений при обязательном формировании участка большого градиента напряжений — места будущего триггерного землетрясения.

Тектонические напряжения, механизмы очагов землетрясений, хрупкое разрушение, область подготовки землетрясения.

PRESEISMIC STRESS FIELD BEFORE THE SUMATRA-ANDAMAN EARTHQUAKE OF 26.12.2004: A MODEL OF METASTABLE STATE OF ROCKS

Yu.L. Rebetsky and A.V. Marinin

The preseismic stress field on the western flank of the Sunda seismic arc before the great Sumatra-Andaman earthquake modeled from earthquake mechanism data shows a heterogeneous pattern in the area of the pending source. The first motion in the source of the coming great event occurred within the region of high deviatoric and isotropic stresses near their steepest gradients. Seismic radiation in the earthquake culminated in the zone of lowest stress extending for about 350 km along the northern edge of Sumatra Island as far as the Nicobar islands. The revealed stress distribution in the earthquake nucleation area agrees well with laboratory experiments on rock failure in which low and medium stresses correspond to brittle failure. The suggested model of the metastable state of rocks in seismogenic regions includes the presence of different stress zones and the formation of a zone of high stress gradient in the place of the pending earthquake.

Tectonic stress, earthquake mechanism, brittle failure, earthquake nucleation area.

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмотектоническая обстановка. Катастрофическое Суматра-Андаманское землетрясение (САЗ) 2004 г. ($M_w = 9,3$) произошло на фланге Зондской сейсмической области (рис. 1, а), огибающем с запада о. Суматра, Никобарские и Андаманские о-ва. Этот крупный фрагмент Зондской дуги определяют как участок косо́й субдукции [1]. Здесь Индо-Австралийская плита движется на север—северо-восток (азимут СВ 11°) со скоростью 6,5 см/год, а Бирманская плита скользит вдоль Андамено-Никобарского и Центрально-Суматринского (Семангко) правосдвиговых разломов на юг—юго-восток. Геодезические данные показывают смещения до 2,3 см/год вдоль Суматринского разлома [2]. Рассчитанные скорости сейсмотектонических деформаций максимального укорочения в океанической плите имеют азимут СВ 23° и убывают вдоль желоба с юго-востока на северо-запад от 5,2 до 0,4 см/год [3]. Для западного фланга Зондской дуги имеются данные (каталог NEIC и [4]) о нескольких сильных землетрясениях (см. рис. 1, б, малые звездочки — эпицентры сильных землетрясений с 1833 по 1969 г.) с $M > 7,5$.

Андаманские и Никобарские о-ва входят в юго-западный сегмент Бирмено-Зондской системы, которая, в свою очередь, представляет крайнее юго-восточное звено Альпийско-Гималайского пояса [1]. Неовулканическая дуга Андаманских и Никобарских о-вов представляет мощную аккреционную призму сложного строения, образованную над пологой наклоненной к востоку зоной субдукции Индийской плиты. К востоку от Андамено-Никобарской дуги расположена впадина Андаманского моря глубиной более 4 км, подстилаемая корой океанического типа. В центральной части впадины расположена рифтовая долина, отвечающая оси спрединга с повышенным тепловым потоком. Ось спрединга имеет восток—северо-восточное простирание и разбита трансформными разломами, самый западный из которых лежит на

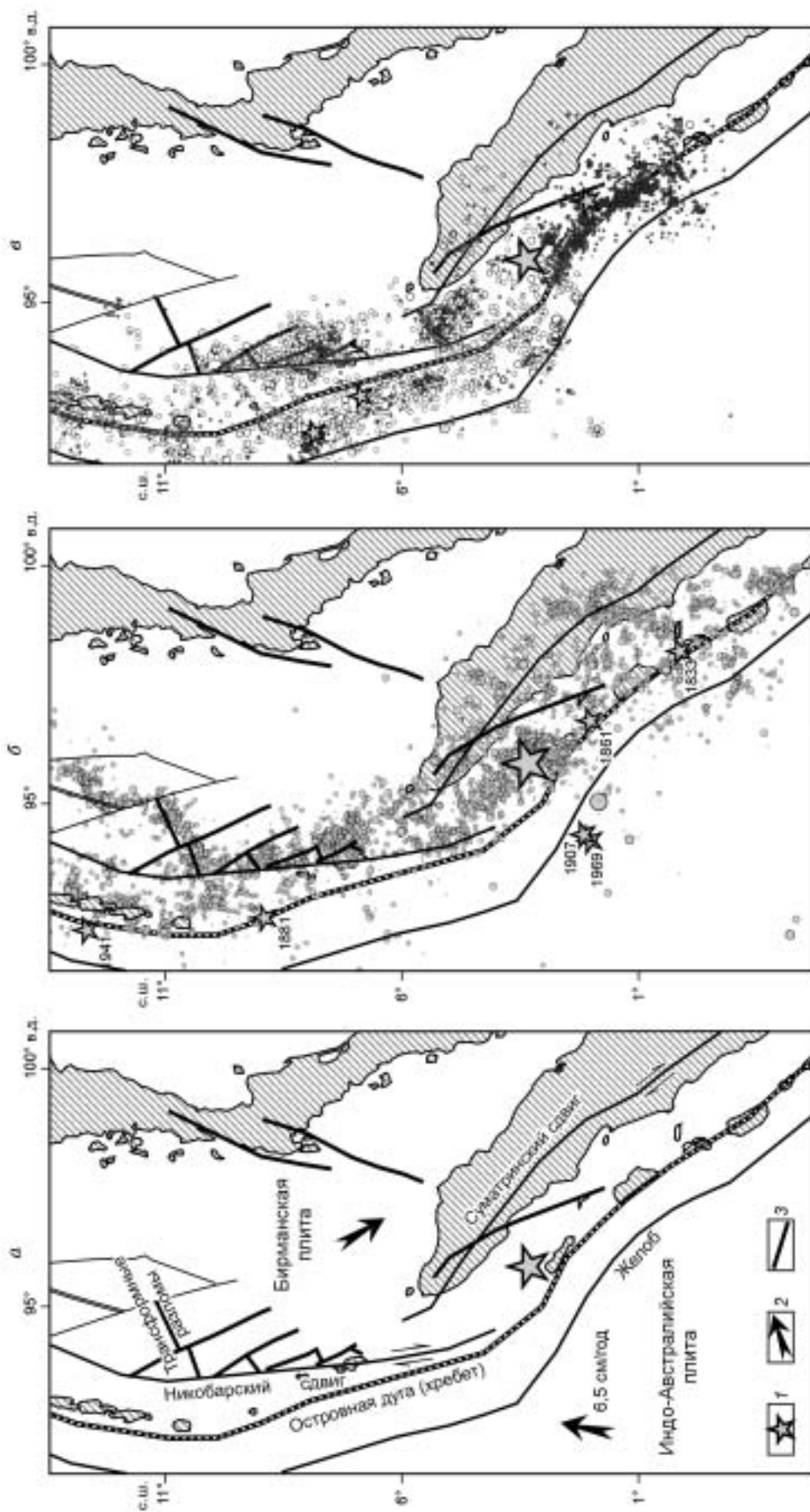


Рис. 1. Тектоническая схема (а), распределение эпицентров очагов землетрясений для западного фланга Зондской субдукционной зоны с 1973 г. по 26.12.2004 г. (б) и афтершоков САЗ (в).

1 — начало „вспарывания“ Суматра-Андаманского землетрясения; 2 — направление движения плиты; 3 — разрывы. Пояснения в тексте.

северном продолжении Центрально-Суматринского сдвига, а самый восточный — на южном продолжении сдвига Сагаинг (Мьянма, ранее Бирма). По тектонической природе Андаманская впадина подобна бассейнам типа пулл-апарт (*pull-apart*).

На рассматриваемом участке Зондской дуги выше экватора океаническая плита имеет очень пологий угол пододривания под субконтинентальную плиту (около $9\text{--}11^\circ$) [4]. Вдоль оси желоба очаги землетрясений, предшествовавшие САЗ (см. рис. 1, б), лежат в основном в земной коре океанической плиты. Активными сейсмогенными структурами континентальной коры являются пулл-апартные разрывные структуры задугового бассейна и два крупнейших правосдвиговых разрыва: Андамано-Никобарский и Центрально-Суматринский, рисовка которых в месте их сопряжения, даваемая в разных работах, может несколько различаться. На представляемых нами картах показан вариант из работы [1], где эти разломы не объединяются в общую структуру.

Катастрофа 26.12.2004. САЗ по своим последствиям является самым трагическим за весь исторический период наблюдений. Порожденная им океанская волна-цунами унесла порядка 300 тыс. человеческих жизней. Сейсмический импульс был так высок, что планета больше месяца испытывала высокочастотную вибрацию. В течение 10 мес. после этого землетрясения произошло около 4,5 тыс. афтершоков (см. рис. 1, в). Среди них сорок событий имеют магнитуды (M_b и M_s) выше 6, что сопоставимо с числом подобных событий за период наблюдения с 1973 по 2004 г. В афтершоковой последовательности выделяются три мощных афтершока (см. рис. 1, в, малые звездочки): два с магнитудами $M_s \approx 7,5$ (первый через 3 ч 23 мин после главного толчка, а второй 24.07.2005) произошли западнее Никобарских о-вов, а один с $M_w \approx 8,7$ (28.03.2005) — севернее о. Ниас.

Данные анализа сейсмограмм показывают, что разрыв, начав вспарываться на глубине 30 км, распространялся к дневной поверхности в север—северо-западном направлении [5]. Афтершоковая последовательность первых трех месяцев до сильного афтершока с $M_w \approx 8,7$ (см. рис. 1, в, незалитые кружки) позволяет определить в качестве очага землетрясений разрыв протяженностью около 1250 км, практически целиком расположенный север—северо-восточнее точки излучения начального сейсмического импульса САЗ (см. рис. 1, большая звездочка). После афтершока 28.03.2005 активизировался сегмент южнее точки начала вспарывания разлома САЗ протяженностью около 500 км (см. рис. 1, в, залитые кружки).

Механизм очага САЗ, определение которого дано сейсмическим центром Гарвардского университета, был достаточно типичным для данного участка субдукционной зоны. Выполненное моделирование сейсмического события [5] указывает, что в качестве разрыва была реализована субполюгая нодальная плоскость. Гипоцентры афтершоков расположены в основном в земной коре океанической плиты и только вблизи Андамано-Никобарского и северного окончания Центрально-Суматринского разломов попадают в континентальную плиту. Здесь сформировались два мощных кластера, показывающих, что на афтершоковой стадии участок, заключенный между ними, являлся активным для указанных правосдвиговых разломов. Последнее обстоятельство говорит в пользу объединения этих разрывов в общую структуру — Андамано-Суматринский разлом. Таким образом, на афтершоковой стадии сейсмически-активной была сопряженная пара: субвертикальный правосдвиговый разлом и пологая плоскость поддвига океанической плиты.

Метод оценки тектонических напряжений. С целью изучения напряженного состояния, предшествовавшего САЗ, на основе сейсмологических данных Гарвардского университета был составлен каталог из 220 событий для глубин $0\text{--}60$ км (условная земная кора) с $4,7 < M_b < 6,5$, произошедших с 1971 г. по октябрь 2004 г. (см. рис. 1, б). Магнитудный диапазон используемых механизмов очагов и плотность распределения эпицентров землетрясений определял масштаб осреднения тензора тектонических напряжений в $50\text{--}100$ км.

Реконструкция параметров напряженного состояния выполнялась на основе метода катакластического анализа [6—8], позволяющего рассчитывать не только ориентацию осей главных напряжений, но также оценивать значения максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления (разности между изотропным давлением в твердых породах и давлением флюида в трещинно-поровом пространстве). Алгоритм этого метода на первом этапе реконструкции (определение ориентации главных осей тензора напряжений и значений коэффициента Лоде—Надаи) нацелен на подбор из всех возможных напряженных состояний такого, для которого достигается максимум диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях. На этом этапе осуществляется создание однородной выборки механизмов очагов землетрясений, характеризующей квазиоднородно деформируемый участок земной коры (домен), которому приписываются результаты расчета напряжений. На втором — на диаграмме Мора анализируется распределение точек, отвечающих механизмам очагов из однородной выборки землетрясений и определяющих значения редуцированных напряжений (из компонент тензора напряжений вычитается всестороннее давление и выполняется нормировка на максимальное касательное напряжение), действующих на плоскости разрыва каждого землетрясения. На основе этого анализа

осуществляется оценка величин напряжений, определяемых с точностью до неизвестного значения внутреннего сцепления массивов горных пород. Для исследуемого региона удалось оценить величину внутреннего сцепления и выполнить процедуры третьего этапа реконструкции, рассчитав значение флюидного давления.

Обработка исходных сейсмологических данных производилась в длиннопериодном режиме реконструкции в узлах сетки $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Выполнение всех процедур формирования однородных выборок механизмов очагов землетрясений удалось завершить для 114 квазиоднородных доменов.

ПЕРВЫЙ ЭТАП РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ

Ориентация главных напряжений. Результатом реконструкции первого этапа явились наборы карт напряженного состояния, определяющие ориентацию главных осей тензора напряжений. На рис. 2 показаны проекции на горизонтальную плоскость осей главных напряжений, построенных в направлении их погружения. Здесь, прежде всего, следует отметить, что к юго-востоку от начала вспарывания разрыва САЗ проекции осей алгебраически максимальных и минимальных напряжений на горизонтальную плоскость субнормальны, а промежуточного главного напряжения — параллельны к простиранию оси желоба (см. рис. 2, *a—в*). Здесь оси максимального девиаторного сжатия имеют пологий наклон под океаническую литосферную плиту, а оси максимального девиаторного растяжения круто погружены под континентальную плиту. Это типичная субдукционная обстановка, которой отвечают активные касательные напряжения, действующие на подошву коры со стороны мантии, являющиеся в свою очередь следствием астеносферной конвекции (см. рис. 2, *г*, врезка). Такой тип субдукционной обстановки может быть определен как горизонтальное сжатие (см. рис. 2, *a*). Здесь строго выдержана субнормальная к простиранию оси желоба ориентация и высокий уровень поддвиговых касательных напряжений τ_z , действующих на горизонтальных площадках земной коры (см. рис. 2, *г*).

По мере продвижения на северо-запад вдоль западного фланга Бирманской плиты оси напряжений максимального девиаторного сжатия и растяжения становятся субгоризонтальными и ориентируются под углом $\sim 45^\circ$ к простиранию желоба. Напряженное состояние этого участка дуги классифицируется как горизонтальный сдвиг (см. рис. 2, *a*). Здесь вертикально ориентированы уже оси промежуточного главного напряжения (см. рис. 2, *в*), а касательные напряжения, действующие на горизонтальных площадках, имеют хаотическую ориентацию и малы по величине (см. рис. 2, *г*). Еще севернее, в районе пулл-апартных структур задугового бассейна, оси максимального девиаторного сжатия становятся субвертикальными. Здесь ортогонально к простиранию оси желоба стремятся ориентироваться уже оси промежуточного главного напряжения, а оси напряжений максимального девиаторного растяжения становятся субнормальными к простиранию грабенов пулл-апартных структур. Этому участку дуги отвечает типичная обстановка горизонтального растяжения (см. рис. 2, *a*).

Вид тензора напряжений вдоль всего рассматриваемого участка близок к чистому сдвигу (рис. 2, *б*). Исключение составляет северо-восточная область задугового бассейна, где имеются участки со значениями коэффициента Лодэ—Надаи, близкими к одноосному растяжению $\mu_\sigma \rightarrow -1$. Оценка отношения надлитостатического всестороннего давления к модулю максимального касательного напряжения [8] показывает, что пулл-апартным структурам задугового бассейна отвечает обстановка всестороннего надлитостатического растяжения, а областям вблизи места начала вспарывания разлома САЗ — обстановка всестороннего надлитостатического сжатия (см. рис. 2, *в*). В других участках исследуемого участка Зондской дуги давление, обусловленное действием тектонических напряжений, либо близко к литостатическому давлению (центральная часть Андамано-Никобарского и северный участок Центрально-Суматринского сдвиговых разломов), либо меньше него (южный участок дуги).

Таким образом, вдоль западного фланга Зондской субдукционной зоны с юга на север происходит последовательная смена режимов напряженного состояния — от субдукционного (горизонтальное сжатие) до рифтового (горизонтальное растяжение). Важно отметить, что субдукционный режим напряженного состояния в южной части исследуемого участка дуги практически вплоть до места начала „вспарывания“ разрыва САЗ формируется в земной коре океанической литосферной плиты, в то время как режим горизонтального растяжения в задуговом бассейне, сдвиговый режим вдоль западного фланга Бирманской плиты и некоторые участки режима горизонтального сжатия к востоку от северного окончания о. Суматра — в земной коре континентальной литосферы.

Механизм деформирования континентальной коры вдоль западного фланга Бирманской плиты. Совершенно очевидно, что подобная трансформация напряженного состояния от субдукционного к сдвиговому и раздвиговому (горизонтальное растяжение) определяется движением Бирманской плиты с северо-запада на юго-восток. Именно движение этой плиты определяет правосдвиговую кинематику Андамано-Никобарского и Центрально-Суматринского разломов и особенности режима напряженного состояния в континентальной части земной коры.

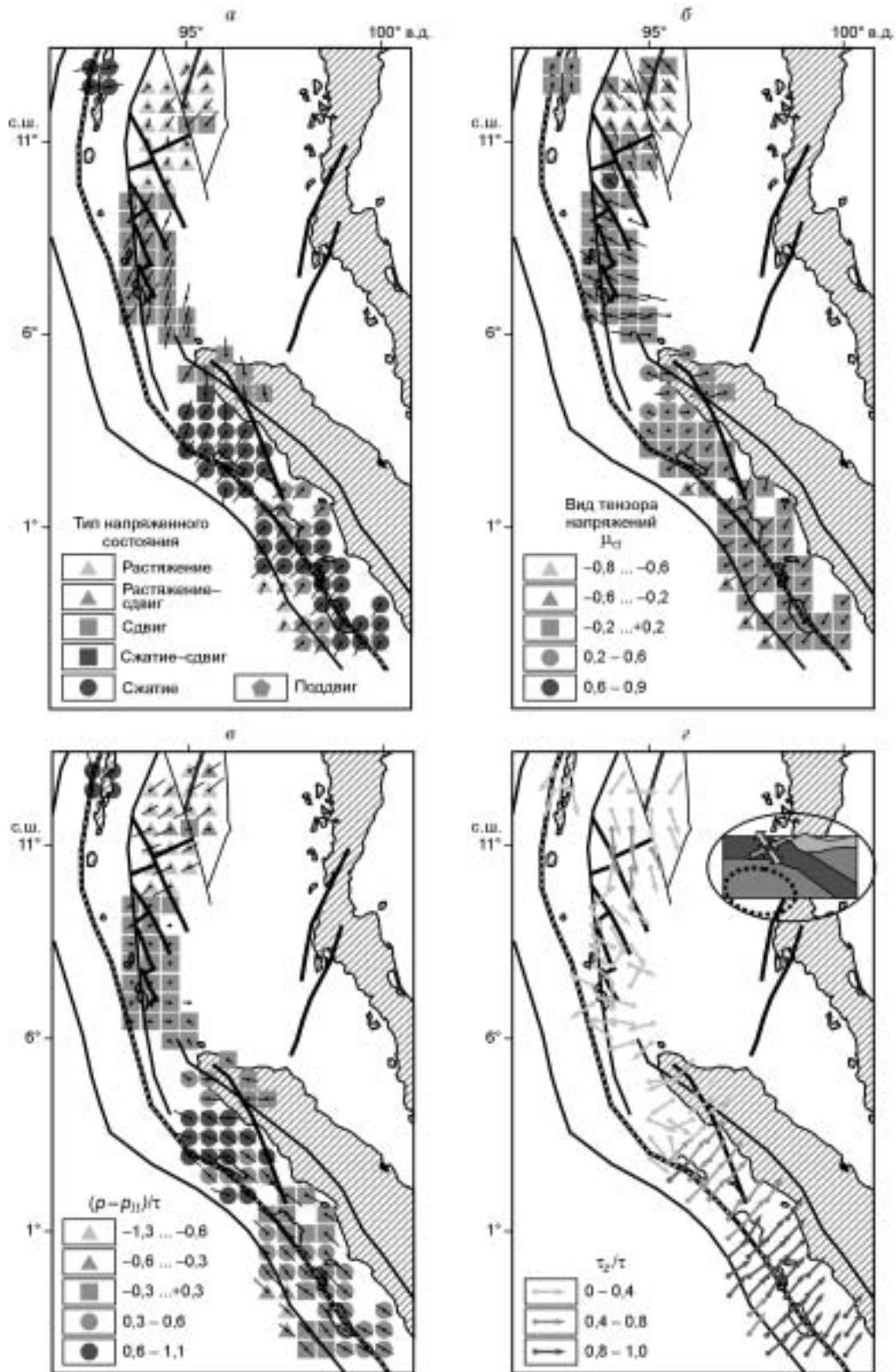


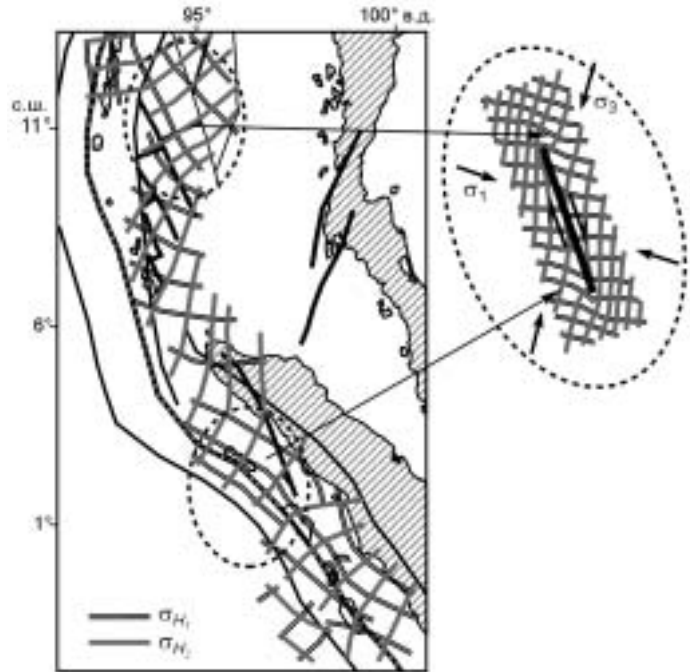
Рис. 2. Результаты первого этапа реконструкции.

Ориентация проекций на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений максимального девиаторного сжатия σ_3 (а), растяжения σ_1 (б), промежуточного главного напряжения σ_2 (е), ориентация осей и относительные значения поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках (з). Тип напряженного состояния (а), вид тензора напряжений — коэффициент Лоде—Надаи (б), отношение надлитостатического давления к модулю максимальных касательных напряжений (е). Врезка (з) показывает ориентацию в океанической литосфере главных осей девиаторного сжатия и растяжения при конвекции в верхней мантии. Усл. обозн. см. на рис. 1.

Рис. 3. Траектории максимальных и минимальных сжимающих напряжений, действующих в земной коре в горизонтальном направлении.

На врезке — траектории главных напряжений, отвечающие теоретическому решению задачи о трещине сдвига [9].

Анализ смены ориентации главных осей тензора напряжений на участке от начала вспарывания разрыва при САЗ до сейсмофокальной области задугового бассейна, т. е. в земной коре континентальной литосферы, показывает, что она достаточно хорошо соответствует теоретически рассчитываемой ориентации осей главных напряжений вблизи трещины сдвига [9]. На рис. 3 показаны траектории осей напряжений максимального σ_{H_1} и минимального σ_{H_2} сжатия, действующие в горизонтальной плоскости исследуемого участка Зондской дуги, а на врезке — траектории этих напряжений, отвечающие теоретическому решению задачи теории упругости для трещины сдвига.



Следует отметить, что в теоретическом решении отклонение траекторий главных напряжений „локального“ поля от ориентации главных напряжений „регионального“ поля (см. рис. 3, стрелки на врезке) обусловлено сдвигом вдоль одиночной плоской трещины, в то время как в исследуемом регионе два крупных праводвиговых разлома: Андамано-Никобарский и Центрально-Суматринский, сформировали флексуру сдвига, достаточно изогнутую на участке между Никобарскими о-вами и северным окончанием о. Суматра.

Участки вблизи начала вспарывания разрыва и восточная часть пулл-апартных структур (см. рис. 3, штриховые эллипсы) соответствуют накрест лежащим секторам вблизи окончаний сдвигового разрыва в теоретическом решении (см. рис. 3, по направлениям стрелок), т. е. тем областям, где оси максимальных сжимающих напряжений стремятся стать ортогональными его плоскости. Между ними находится область, в которой происходит снятие напряжений, обусловленное скольжением вдоль южного участка Андамано-Никобарского и северного участка Центрально-Суматринского праводвиговых разрывов. Следует заметить, что, согласно теоретическому решению [10], северный участок задугового бассейна и область вблизи начала вспарывания разрыва САЗ лежат в „секторах растяжения“. Здесь решение задачи теории упругости определяет уменьшение всестороннего сжатия и даже возможность появления всестороннего растяжения (это зависит от параметров „региональных“ напряжений). Для задугового бассейна результаты реконструкции (см. рис. 2, в) показали наличие всестороннего надлитостатического растяжения (давления растяжения), что также соответствует теории. Для области начала вспарывания разрыва по результатам реконструкции наблюдаются повышенные значения надлитостатического всестороннего сжатия (давления сжатия), что отличается от наблюдаемой в теоретическом решении обстановки всестороннего растяжения. Возможно, что данное различие обусловлено сложной разрывной структурой западного фланга Бирманской плиты, а также близостью к участкам субдукционного режима напряженного состояния, расположенных южнее.

Таким образом, Андамано-Никобарский разрыв и северный участок Центрально-Суматринского разрыва следует рассматривать как активную на современном этапе сдвиговую структуру, возмущающую поле тектонических напряжений исследуемого участка Зондской дуги. Концевыми частями этой сдвиговой структуры являются северо-восточный участок пулл-апартных структур задугового бассейна и область вблизи начала вспарывания разрыва САЗ.

ВТОРОЙ И ТРЕТИЙ ЭТАПЫ РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ

Соотношение эффективного давления и максимального касательного напряжения. Оценка относительных величин напряжений показала неравномерность распределения в исследуемом регионе величин максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления (рис. 4, а, б). Здесь существуют обширные участки (в первые сотни километров) с разным уровнем значений этих параметров. Особо выделим участок протяженностью 300—350 км пониженного уровня напряжений

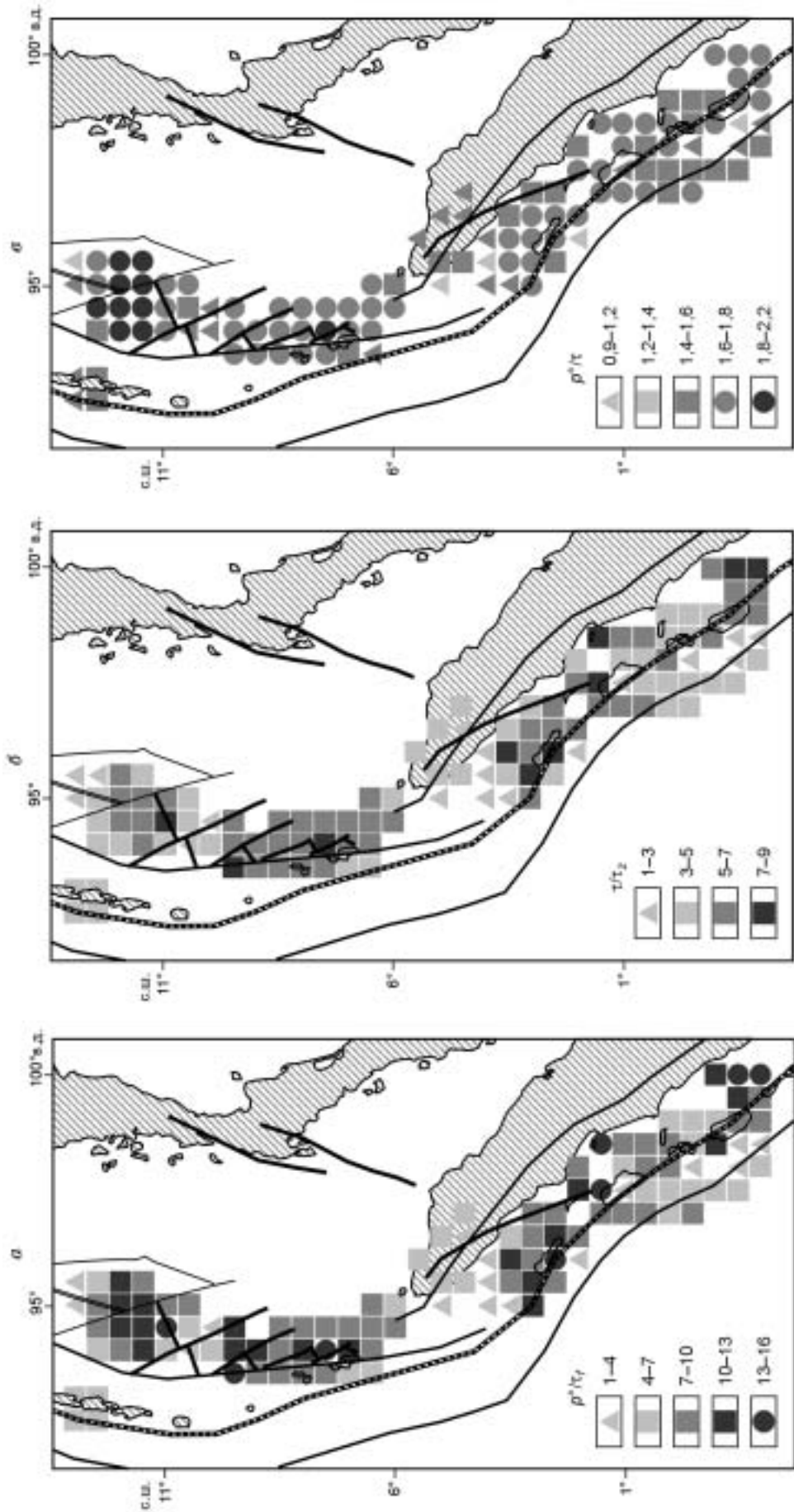
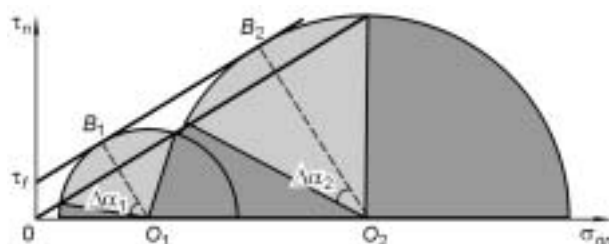


Рис. 4. Результаты второго этапа реконструкции для земной коры.

Относительные значения: *a* — эффективного давления (p^*/τ_r); *b* — максимальных касательных напряжений (τ_1/τ_2); *c* — отношение p^*/τ_r .

Рис. 5. Диаграмма Мора, иллюстрирующая положение больших кругов Мора для двух напряженных состояний разной интенсивности (направо откладываются отрицательные значения эффективных нормальных напряжений).

Параллельные линии определяют положение: верхняя — максимального предела прочности массивов горных пород, нижняя — минимального сопротивления сухого трения существующих разломов. τ_f — эффективная прочность сцепления горных пород (cohesion). Точки O_i и B_i ($i = 1, 2$) определяют положение центров кругов Мора и их точки касания линии предела прочности; $\Delta\alpha_i$ — определяет максимальный угол разброса в ориентации площадок активизировавшихся разрывов относительно положения площадки скалывания горных пород (точки B_i).



вблизи северного окончания о. Суматра, ограниченный с обеих сторон областями более высокого уровня (в 3—4 раза) напряжений.

Заметим, что в соответствии с базовыми положениями метода катакластического анализа в областях повышенной сейсмичности достигается уровень напряженного состояния, близкий к предель-

ному. Поэтому области повышенных и пониженных значений напряжений отвечают напряженным состояниям, большие круги Мора которых касаются предельной огибающей на диаграмме Мора в разных ее участках (рис. 5). Важно также отметить, что соотношение p^*/τ изменяется в достаточно узком диапазоне от 0,9 до 2,2 (см. рис. 4, в). Эта взаимосвязь определяется кулоновским соотношением между девиаторными и изотропным напряжениями, используемым в методе катакластического анализа [6] (для данного региона коэффициенты эффективного внутреннего k_f и поверхностного k_s трения принимались одинаковыми и равными 0,6). Таким образом, величины p^* и τ в исследуемом регионе изменяются достаточно коррелированно.

Место начала вспарывания разрыва САЗ располагалось в области высокого уровня напряжений вблизи ее границы с областью напряжений низкого уровня. Область повышенных значений напряжений имела протяженность 250—300 км. Распространение разрыва было направлено в область пониженного значения эффективного всестороннего давления. Отношение эффективного давления к максимальному касательному напряжению снижается по мере продвижения от начала вспарывания разрыва к области пониженных значений напряжений (см. рис. 4, в), т. е. в этом направлении всестороннее давление уменьшается быстрее, чем максимальные касательные напряжения.

Результаты реконструкции показывают, что для юго-восточного участка дуги также имеются области резкого градиента интенсивности напряжений. Здесь область пониженных значений напряжений менее выражена (200 км) и пространственно связывается с областью сильного землетрясения, произошедшего в 1833 г. Другая область пониженного уровня напряжений протяженностью около 100 км разделяет область напряжений высокого уровня в задуговом бассейне.

Механизм образования градиента интенсивности напряжений. Сопоставление результатов реконструкции показывает, что области повышенных значений максимальных касательных напряжений в задуговом бассейне и вблизи начала вспарывания разрыва САЗ соответствуют подобного типа областям, полученным по теоретическим расчетам для сдвигового разрыва [9], если считать, что оси „регионального“ напряжения максимального сжатия составляют с простиранием сдвигового разрыва угол порядка 60° (рис. 6, а). Именно в этом случае области повышенных значений напряжений располагаются в секторах „растяжения“, т. е. в тех, откуда идет перемещение материала. При более остром угле (около 30° , см. рис. 6, б) области повышенного уровня напряжений должны находиться в секторах „сжатия“, т. е.

там, куда направлено перемещение материала. Согласно теоретическим расчетам, в центральной части сдвигового разрыва существует область пониженных значений напряжений (относительного регионального уровня). Участок пониженного уровня напряжений в южной части Андамено-Ни-

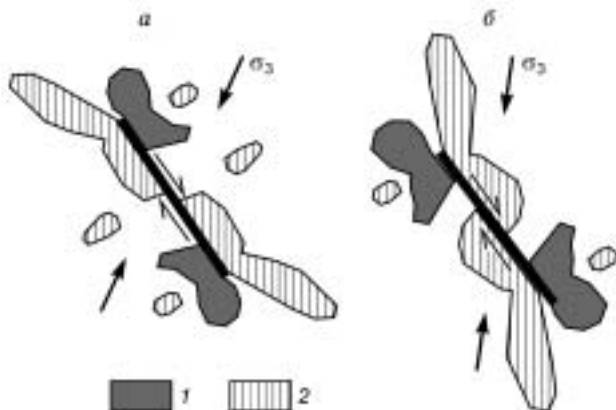


Рис. 6. Распределение вблизи сдвигового разрыва областей:

1 — повышения, 2 — понижения максимальных касательных напряжений относительно первоначальных (региональных) напряжений, действовавших до активизации разрыва, при угле между осью максимального девиаторного сжатия и направлением разрыва 60° (а) и 30° (б). По результатам теоретического решения [9].

кобарского сдвига и северной части Центрально-Суматринского сдвига следует отождествлять именно с такой областью (см. рис. 4, б).

Результаты реконструкции второго этапа полностью подтвердили выводы, полученные после анализа ориентации осей главных напряжений, о том, что неоднородность напряженного состояния центральной и северной частей рассматриваемого участка Зондской дуги связана с юг—юго-восточным направлением движения Бирманской плиты. Именно активные правосдвиговые разрывы западного фланга этой плиты осуществили перераспределения напряжений в континентальной коре, создав вдоль дуги области резкого градиента интенсивности напряжений.

Оценка величины эффективного внутреннего сцепления. Данные рис. 4 определяют значения относительных величин эффективного всестороннего давления и максимальных касательных напряжений. Для оценки величин тензора напряжений необходимо рассчитать среднее для данного масштабного уровня (эффективное) внутреннее сцепление τ_f . В качестве дополнительного уравнения, обеспечивающего расчет τ_f , использовалось выражение для напряжений, снимаемых в очаге САЗ [6],

$$\Delta\tau_n / \tau_f = 1 - (k_s - k_k)\sigma_{nn}^* / \tau_f \quad (1)$$

где σ_{nn}^* — эффективные (с учетом давления флюида) нормальные к разрыву напряжения, значение которых с точностью до нормирования на величину τ_f определены после первых двух этапов реконструкции, а k_s и k_k — соответственно статический и кинематический коэффициенты трения. Используя результаты первых двух этапов реконструкции и полагая $k_k \leq k_s$ (далее в расчетах принималось $k_k = 0,5$), согласно (1), можно рассчитать значения $\Delta\tau_n$ с точностью до нормирования на неизвестную величину τ_f .

С другой стороны, значения напряжений $\Delta\tau_n$ можно оценить на основе данных о сейсмическом моменте (M_o) САЗ и параметрах очага:

$$\Delta\tau_n = 0,8M_o L_q^{-2}W_q^{-1}, \quad (2)$$

где L_q и W_q — соответственно длина и ширина очага землетрясения. Для оценки τ_f использовался начальный участок очага [11], обеспечивший один из наибольших вкладов в энергию, выделившуюся в упругих сейсмических волнах ($M_o = 4 \cdot 10^{22}$ Н·м при $L_q = 420$ км и $W_q = 240$ км). Данные из двенадцати узлов реконструкции напряжений позволили рассчитать из выражения (1) среднюю для этой области величину $\Delta\tau_n / \tau_f$ и, используя значение $\Delta\tau_n \approx 9$ бар (0,9 МПа), рассчитанное согласно (2), получить $\tau_f \approx 35$ бар. Это значение близко к значениям, полученным для афтершоковой области Нордриджского землетрясения [8].

Полученное значение внутреннего сцепления массивов горных пород позволяет оценить величины максимальных касательных напряжений и эффективного давления, которые, согласно данным рис. 5, не превосходят соответственно 350 и 650 бар.

Области повышенной скорости дилатансии и флюидное давление. На рис. 7, а представлены результаты районирования земной коры исследуемого участка Зондской дуги на соответствие условиям, способствующим повышенной скорости дилатансии горных пород [12]. Установлено, что в крупных областях с низким уровнем напряжений (севернее начала вспарывания разрыва САЗ и в юго-восточной части исследуемого участка Зондской дуги) скорость дилатансии понижена (значение коэффициента $C_{dl} < 0,2$). Для остальных участков дуги характерна повышенная скорость дилатансии ($0,2 < C_{dl} < 0,4$).

Флюидное давление, действующее в трещинно-поровом пространстве горных пород, всюду более чем вдвое выше гидростатических значений для данной глубины (см. рис. 7, б), а на участке дуги вдоль о. Суматра оно близко к литостатическому. Самые большие значения флюидного давления отмечены для области пониженных величин напряжений, расположенной вблизи начала вспарывания САЗ. В континентальной коре задугового бассейна флюидное давление несколько ниже, причем самые низкие его значения установлены для северо-восточного окончания пулл-апатных структур.

МОДЕЛЬ МЕТАСТАБИЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ ОЧАГОВОЙ ОБЛАСТИ

Сопоставление с сейсмологическими данными. Полученные данные о параметрах тензора напряжений находят свое отражение в особенностях распространения разрыва САЗ, а также в амплитудах и скорости относительного смещения его берегов. Анализ сейсмических записей, выполненный авторами работы [5], показал, что первые 50 с разрыв распространялся из глубины 30 км к поверхности и на северо-запад достаточно медленно со скоростью порядка 2 км/с при слабой интенсивности сейсмического излучения [13] и с небольшой амплитудой смещений (менее 3 м). Если бы разрыв после вскрытия

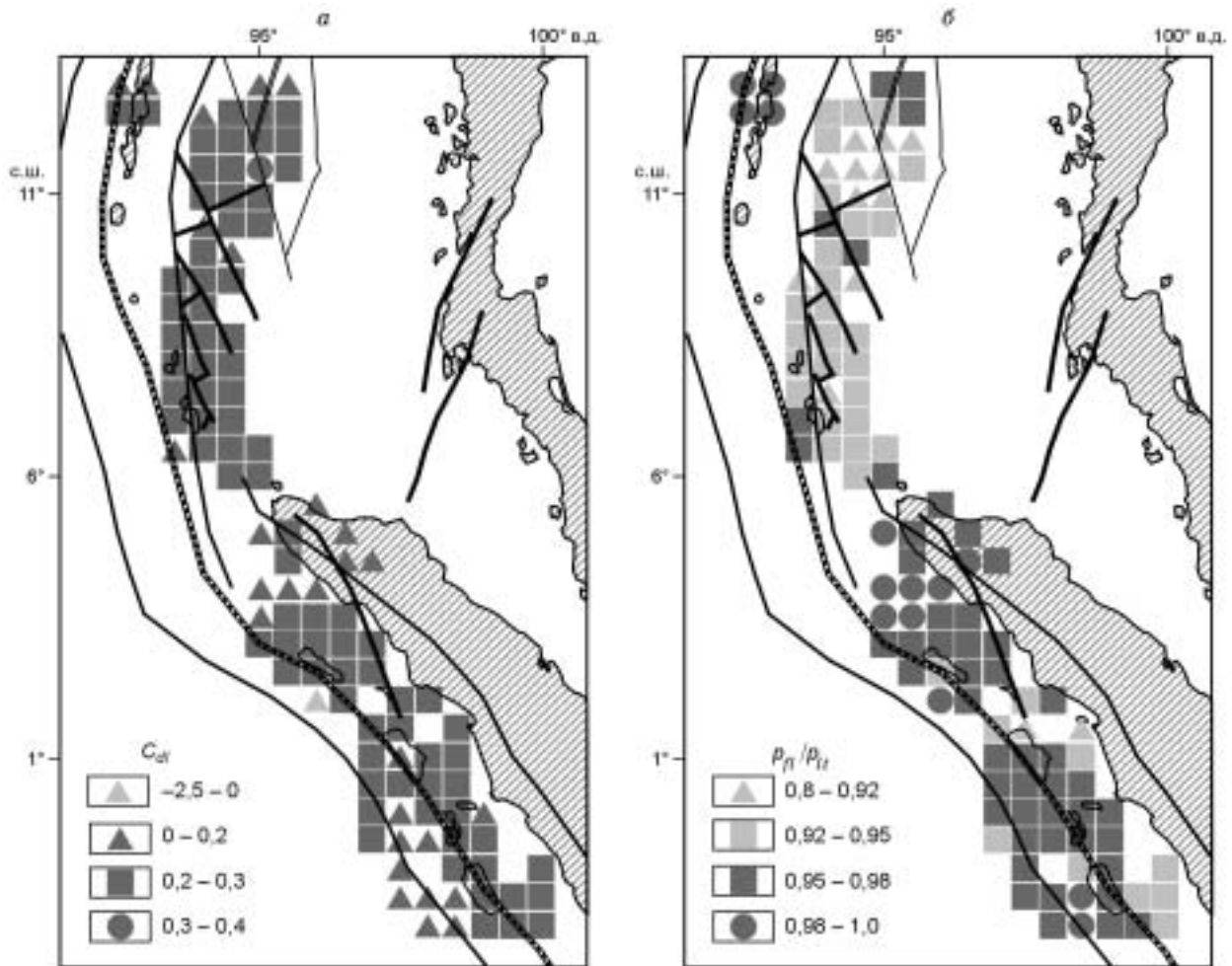


Рис. 7. Результаты третьего этапа реконструкции для земной коры.

Значения коэффициента C_d (а), относительные значения флюидного давления — коэффициент $\lambda = p_f / p_l$ (б).

начального 100-километрового участка вблизи о. Симелуэ остановился, то магнитуда землетрясения была бы $M_w \approx 7$ [11].

Согласно выполненному выше анализу, начальный участок очага землетрясения находился в области высокого уровня напряжений, касательных и нормальных к разрыву. В такого типа областях силы трения, действующие на образующейся плоскости разрыва, приводят к переводу в тепло большей части снимаемой упругой энергии [8]. В предельном случае, когда вся выделяющаяся энергия трансформируется в тепловую, разрыв развивается крипом. Дж. Райс писал [14, с. 62], что „При высоких сжимающих напряжениях, а также, возможно, при очень низких напряжениях процесс скольжения является устойчивым и не ведет (потенциально) к сбросам прочности, генерирующим землетрясения и связанным с прерывистым скольжением“. Таким образом, можно предположить, что наблюдаемая низкая скорость распространения разрыва на этой начальной стадии связана с действующими здесь повышенными значениями напряжений.

На следующем этапе скорость фронта разрыва, растущего с юга на север, резко возросла до 3 км/с. Участок разрыва протяженностью 320—350 км вблизи северного окончания о. Суматра имеет самые большие смещения (до 20 м) и характеризуется $M_w \approx 9$ [13]. Большая скорость фронта распространения разрыва для этого участка обусловлена низким уровнем сил трения (здесь находится область самых низких значений касательных и нормальных к разрыву напряжений), создающим повышенный КПД землетрясения (отношение энергии сейсмических волн к общей выделившейся энергии). Этот участок вместе со следующим 320-километровым Никобарским сегментом разрыва являлся источником цунами САЗ.

Взаимоотношение хрупкого разрушения и квазипластического течения. Выполненная реконструкция параметров напряженного состояния вдоль западного фланга Зондской субдукционной зоны на

стадии подготовки катастрофического САЗ позволила выявить особенности распределения напряжений, которые могут оказаться характерными для областей сильных землетрясений. Здесь прежде всего следует отметить, что начало вспарывания очага землетрясения находилось вблизи области наибольшего градиента напряжений. Разрыв, зародившись в области высокого уровня предельных (по Кулону) напряжений, распространялся в область напряжений низкого уровня, которые также являлись предельными по Кулону (см. рис. 5). Примыкающую с юга область повышенных напряжений (250—300 км), судя по сильному афтершоку ($M_w \approx 8,7$), произошедшему 28.03.2005 вблизи о. Ниас, также следует включить в очаг землетрясения. Однако в отличие от северного участка (1250 км), который в момент вспарывания разрыва излучал энергию в сейсмических волнах, более короткий южный участок вспарывался асейсмически — крипом (последнее замечание является нашей гипотезой).

Подобное формирование очаговой поверхности (вспарывание разрыва из области более высокого в область более низкого уровня девиаторных и изотропных напряжений), на наш взгляд, является достаточно закономерным, поскольку определяется, с одной стороны, существующей взаимосвязью между КПД сейсмического излучения и интенсивностью напряжений [8], а с другой — наличием разномасштабных неоднородностей напряженного состояния. Оба этих фактора предопределяют наличие в разломных зонах участков, „удобных“ (эффективных по энергетическим показателям) для реализации хрупкого разрушения, где при разрушении высвобождается энергии больше, чем требуется на преодоление сил трения и микропластические деформации, и „неудобных“, проникая в которые разрыв резко тормозится, поскольку вся выделяющаяся энергия переходит в тепло пластических деформаций и крипового скольжения. В участках последнего типа более эффективным механизмом диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях, является истинное пластическое и квазипластическое (трещинное) течение, крип вдоль разломов [15].

Данное замечание подтверждается результатами экспериментов по разрушению горных пород. На рис. 8, а представлены кривые напряжения—деформации из работы [16] при трехосном нагружении образцов горных пород (цифры в конце каждой кривой определяют величину бокового обжатия в килобарах). Из рисунка видно, что хрупкое разрушение, характеризующееся относительно резким сбросом части девиаторных напряжений, происходит при низком и среднем уровне напряжений (девиаторных и изотропных). При этом, как отмечал Дж. Райс [14], наиболее эффективным с энергетических позиций является участок среднего уровня напряжений. Здесь фактически при высоком уровне напряжений развивается пластическое течение без снижения уровня напряжений [17]. Используя диаграмму Мора, обобщающую результаты экспериментов над трещиноватыми образцами горных пород [16] (см. рис. 8, б), можно оценить величины сбрасываемых напряжений при различном уровне напряжений. Видно, что вертикальный отрезок, соединяющий линию предела прочности горных пород с линией кинематического сухого трения и определяющий величину сбрасываемых напряжений (согласно результатам решения

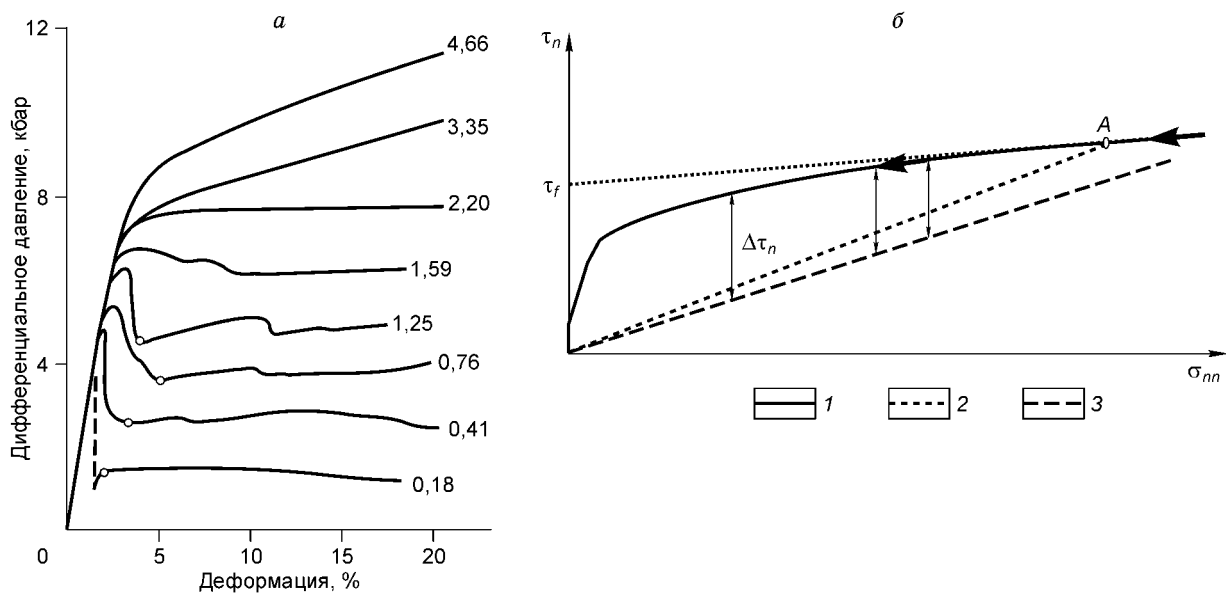


Рис. 8. Диаграмма нагружения образцов (а) из работы [16] и обобщенная по результатам экспериментов диаграмма Мора, определяющая прочность трещиноватых горных пород (б).

1 — линии предела эффективной прочности; 2 — минимального сухого статического трения; 3 — кинематического сухого трения. Пояснения в тексте.

задач, для трещины сдвига [10] не происходит изменения напряжений σ_{nn} , действующих по нормали к трещине), достигает максимальных значений в средней части диаграммы (при среднем уровне девиаторных и изотропных напряжений). Последнее обстоятельство (средний уровень всестороннего давления) также способствует резкому повышению КПД землетрясений, происходящих в подобного типа областях.

Мозаичность поля напряжений разных масштабных уровней. Массивы горных пород являются существенно гетерогенной средой, неоднородность распределения напряжений в которой на каждом масштабном уровне определяется различными факторами. Для микро-, макро- и мегаскопических масштабных уровней осреднения (линейный размер объема осреднения напряжений десятки микрон, первые сантиметры и метры соответственно) неоднородность напряжений в значительной мере предопределяется структурно-вещественным состоянием горных пород (наличием зерен, агрегатов, включений, микро-трещин, слоистости) и действием в разломных зонах таких процессов, как дилатансия в областях локализации пластических сдвиговых деформаций, автодиспергация кристаллов и зерен в присутствии флюида (эффект Ребиндера), монолитизация и спекание на участках быстрых разрывных смещений (за счет выделяющегося тепла от сухого трения) [18]. На сублокальном, локальном и региональном масштабных уровнях (линейный размер объема осреднения десятки метров, первые километры и десятки километров соответственно) подобная неоднородность распределения напряжений может определяться неравномерностью теплового потока, наличием крупномасштабных тектонических структур, движениями блоков, активными участками протяженных разломов. В зависимости от механизма генерирования неоднородности напряжений их положение будет либо квазистабильным, либо эти неоднородности будут мигрировать вдоль сейсмогенных зон.

Таким образом, на каждом масштабном уровне существуют: 1) области среднего уровня напряжений (см. рис. 8, б, центральная часть), для которых, согласно результатам экспериментов (см. рис. 8, а), хрупкое разрушение является эффективным способом диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях; 2) области низкого уровня напряжений (см. рис. 8, б, участок резкого увеличения прочности в правой части), для которых хрупкое разрушение возможно, но из-за низкого уровня упругих деформаций здесь не может высвободиться много энергии; 3) области высокого уровня напряжений (вблизи пересечения линии минимального сухого статического трения с линией предела прочности — см. рис. 8, б, точка А), где хрупкое разрушение неэффективно, здесь предпочтительны пластические и квази-пластические деформации, развивающиеся за счет дефектов более низкого масштабного уровня.

При наличии неоднородности в распределении напряжений (мозаичность поля напряжений) хрупкий разрыв, возникнув в соответствующей области, удобной для такого разрушения, обязательно попадет в область, неблагоприятную или даже препятствующую его развитию. При этом в областях высокого регионального уровня напряжений (см. рис. 9, А, а, утолщенный участок линии прочности на диаграмме Мора и рис. 9, А, б, удлиненные штрихи) препятствием будут являться участки повышенных значений напряжений локального масштаба осреднения (см. рис. 9, А, б, сплошная линия), а в областях низкого и среднего уровня региональных напряжений — участки пониженных значений напряжений локального масштаба осреднения (см. рис. 9, Б). В этих областях землетрясения в диапазоне магнитуд $4 < M_w < 5$ (см. рис. 9, А, Б, механизмы землетрясений большого радиуса) будут связаны с „удобными“ участками среднего уровня напряжений локального масштаба. Соответственно для „неудобных“ участков высокого и низкого уровня локальных напряжений могут возникать землетрясения меньшего магнитудного уровня ($2 < M_w < 3$), обусловленные неоднородностью поля напряжений мегаскопического масштабного уровня (см. рис. 9, А, б; Б, б, пунктир).

Триггерные землетрясения. Объединить участки, благоприятные для развития хрупкого разрушения, в протяженный разрыв можно, если область мозаичного поля напряжений вспарывает хрупкий разрыв, уже набравший достаточную кинетику за счет предыдущих актов своего развития. В этом случае энергии, запасенной ранее в упругих волнах, может хватить на вспарывание большого числа участков, препятствующих хрупкому разрушению. Вопрос состоит в том, какие факторы определяют благоприятную ситуацию, позволяющую разрыву в столь мозаичном поле напряжений набрать необходимую кинетику. Мы предполагаем, что одним из таких факторов является существование вдоль сейсмогенного разлома участка с повышенным значением градиента поля напряжений масштабного уровня, отвечающего готовящемуся землетрясению. При определенном уровне градиента напряжений (в данном случае регионального масштаба осреднения) изменения напряжений более низкого масштабного уровня не могут породить протяженных областей, препятствующих хрупкому разрушению. Время формирования подобной ситуации и определяет время подготовки землетрясения или время усталостной прочности, а протяженность области среднего уровня напряжений (предельных по Кулону), которую вспарывает разрыв, развивающийся из области высокого градиента напряжения, определяет магнитуду ожидаемого землетрясения (рис. 10). Таким образом, одновременное существование области повышенного градиента напряжений и протяженной области среднего уровня напряжений регионального масштаба осреднения является наиболее опасной ситуацией с точки зрения возможности формирования сильного и сверх-

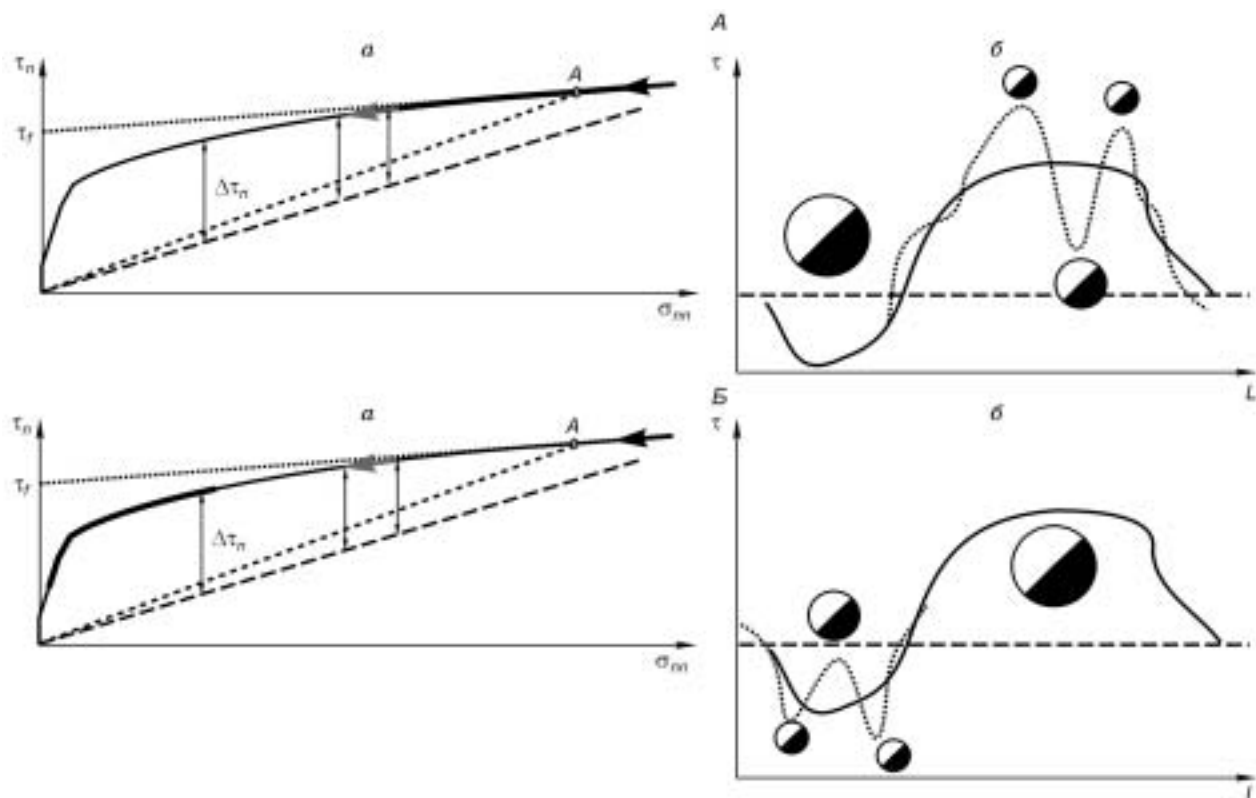


Рис. 9. Модель распределения величин напряжений: А — для случая высокого, В — для случая низкого уровня напряжений регионального масштаба.

a — диаграмма Мора, отвечающая разным значениям напряжений локального масштаба (утолщенная линия); *b* — удлиненные штрихи — региональный, сплошная — локальный, укороченные штрихи — мегаскопический масштаб осредненный вдоль линейной разломной зоны.

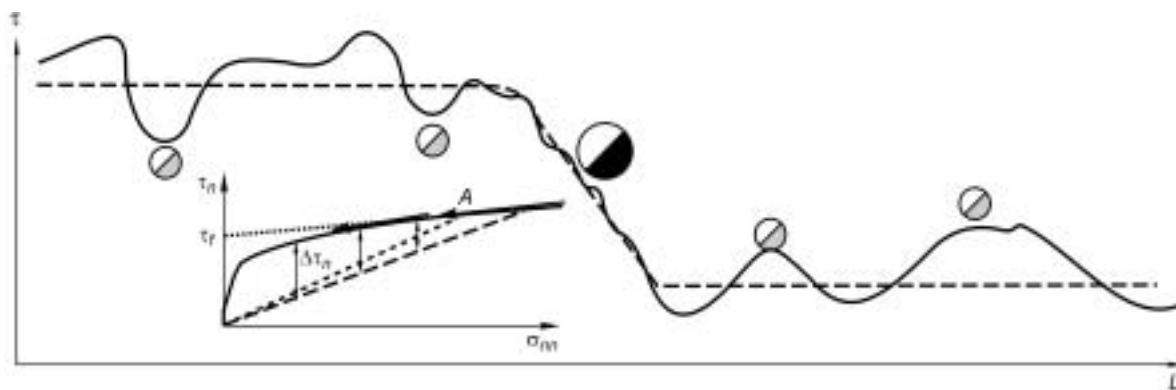


Рис. 10. Модель распределения величин напряжений локального (сплошная линия) и регионального (штриховая) масштабных уровней вдоль линейной разломной зоны при формировании участка большого градиента напряжений.

Внутри рисунка врезка диаграмм Мора, на которой стрелками показано направление изменения предельного напряженного состояния по мере развития разрыва из области высоких напряжений регионального уровня в область средних напряжений.

сильного землетрясений. В этом случае любое событие, произошедшее в области повышенного градиента напряжений, может явиться триггером сильного или сверхсильного землетрясения.

В этой связи заметим, что с 1990 г. было несколько землетрясений с большими магнитудами в радиусе 100 км вблизи начала вспарывания САЗ (15.11.1990 — $M_b = 6,6$; 08.11.1995 — $M_s = 7,1$; 10.10.1996 — $M_b = 6,3$; 02.11.2002 — $M_s = 7,6$; 02.11.2002 — $M_b = 6,4$), но эти землетрясения не стали триггерами сверхсильного землетрясения. Вероятно, градиент напряжений, существовавший в то время, был не-

достаточен. Разрыв от этих землетрясений не доходил до области среднего уровня региональных напряжений, расположенной вдоль северного окончания о. Суматра (см. рис. 4), и затухал в одной из областей повышенных напряжений локального масштабного уровня — области квазипластического деформирования. В соответствии с моделью подготовки очага землетрясения, развиваемой С.В. Гольдиным [19], завершающая стадия этого периода времени (2002—2004 гг.) может рассматриваться как метастабильная стадия сейсмического процесса, которая должна была завершиться сверхсильным землетрясением. Триггерной явилась начальная стадия вспарывания разрыва землетрясения 26.12.2004.

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 сейсмотектонического 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) квазипластического деформирования за счет трещин и разрывов меньшего иерархического ранга, чем масштаб исследуемого поля напряжений; 3) хрупкого разрыва масштабного ранга, ему отвечающего. Результаты экспериментов [16, 17] показали, что высокий уровень региональных напряжений не является условием развития сильного или катастрофического землетрясения ($M_w > 8$). 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 развития разрыва происходит в том направлении, где величина снимаемой энергии, накопленной в упругих деформациях, становится больше (см. рис. 8, б, движение по стрелочке вдоль кривой прочности), 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 [19], потенциально опасные для динамического возникновения разрывов большой протяженности. При этом протяженность области пониженных значений напряжений, находящейся в окружении областей высокого уровня напряжений, определяет минимальную длину разрыва в очаге ожидаемого сильного землетрясения и, следовательно, минимальную его магнитуду.

Авторы выражают искреннюю благодарность академику С.В. Гольдину, профессору С.И. Шерману и канд. физ.-мат. наук Д.Н. Осокиной за плодотворные обсуждения выполненных исследований, которые были очень полезны и помогли нам при формировании представляемой здесь новой концепции метастабильного состояния области подготовки сильного землетрясения.

Исследования поддержаны РФФИ (гранты 03-05-64709, 03-05-64998, 04-05-65092).

ЛИТЕРАТУРА

1. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., Изд-во Моск. ун-та, 1995, 480 с.
2. Prawirodirdjo L.M. A Geodetic study of Sumatra and Indonesia region: Kinematics and crustal deformation from GPS and triangulation // Dissert. Abst. Intern., 2002, v. 62, № 12, p. 621—641.
3. Krishna M.R., Sanu T.D. Shallow seismicity, stress distribution and crustal deformation pattern in Andaman — West Sunda Arc and Andaman Sea, Northeastern India Sea // J. Seism., 2002, v. 6, № 2, p. 1320—1338.
4. Rivera L., Shea K., Helmberger D., Natawidjaja D. A comparative study of the Sumatran subduction-zone earthquakes of 1935 and 1984 // BSSA, 2002, v. 2, № 5, p. 1721—1736.
5. Ammon C.J., Ji C., Thio H.-K. et al. Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake // Science, 2005, v. 308, p. 1133—1139.
6. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН, 1999, т. 365, № 3, с. 392—395.

7. **Ребецкий Ю.Л.** Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 2, с. 237—241.
8. **Ребецкий Ю.Л.** Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., ОИФЗ, 2003, 56 с.
9. **Осокина Д.Н.** Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М., Наука, 1987, с. 120—135.
10. **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.
11. **Billham R.** A flying start, then a slow slip // Science, 2005, v. 308, p. 1125—1127.
12. **Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г.** Механика деформирования и разрушения горных пород. М., Недра, 1992, 223 с.
13. **Lay T., Kanamory H., Ammon C.J. et al.** The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004 // Science, 2005, v. 308, p. 1127—1133.
14. **Райс Дж.** Механика очага землетрясения // Механика, новое в зарубежной науке. М., Мир, 1982, с. 10—132.
15. **Brace W.F.** Laboratory studies of stick slip and their application to earthquake // Tectonophys, 1972, v. 14, p. 189—200.
16. **Byerlee J.D.** Frictional characteristics of granite under high confining pressure // J. Geophys. Res., 1967, v. 72, № 14, p. 3639—3648.
17. **Mogi K.** Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow // Bull. Earth. Res. In., 1966, v. 44, p. 215—232.
18. **Ребецкий Ю.Л.** Тектонические напряжения, метаморфизм и модель очага землетрясений // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 3, с. 372—377.
19. **Гольдин С.В.** Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли, 2004, № 10, с. 37—54.

*Рекомендована к печати 28 декабря 2005 г.
С.В. Гольдиным*

*Поступила в редакцию
10 октября 2005 г.*