

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.34

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СЕЙСМОАКТИВНОЙ
ОБЛАСТИ И ЭЛЕМЕНТЫ КОЛЛИЗИОННО-БЛОЧНОЙ ГЕОДИНАМИКИ

С.В. Гольдин, О.А. Кучай

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Анализ сейсмотектонических деформаций Алтае-Саянской области (АСО), вычисленных по механизмам около 453 землетрясений, показывает, что изучаемая область находится в условиях субмеридионального сжатия, обусловленного коллизией Индо-Австралийской и Евразийской плит. В западной и центральной частях АСО конкретные особенности течения пластического материала горных систем определяются системой сближающихся асейсмических жестких блоков, к числу которых относятся Джунгарская микроплита, Минусинская впадина, Тувимская впадина, впадина оз. Убсу-Нур и другие впадины Котловины Больших Озер. Движения по разрывам, происходящие в результате землетрясений, контролируются также имеющейся сеткой разломов. Система жестких блоков и горных систем достаточно хорошо согласуется с наблюдаемой по сейсмотомографии термической неоднородностью верхней мантии.

Рассмотрено влияние различных факторов на механизмы землетрясения при наличии сближающихся блоков. Показано, что в условиях фиксированного геодинамического режима, механизм землетрясений зависит от глубины гипоцентра. Основным фактором, определяющим различный геодинамический режим (с точки зрения сейсмического процесса), является уровень бокового (широтного) стеснения. В областях стесненного сжатия (к ним принадлежит Тянь-Шань) преобладают землетрясения взбросового типа. При нестесненном и умеренно-стесненном сжатии (АСО) преобладают горизонтальные сдвиги, а на малых глубинах — взбросы. Направление сдвига зависит как от параллельной компоненты взаимного перемещения блоков, так и имеющейся системы разломов. В режиме деформационной тени возникают сбросы, а на меньших глубинах — горизонтальные сдвиги. Реологически-блочная и разломно-блочная структуры коры сосуществуют совместно, определяя схожие, но все же различные детали локального переноса масс.

Сейсмотектонические деформации, механизмы землетрясений, коллизия, геодинамика, напряжения.

SEISMIC STRAIN IN THE ALTAI-SAYAN ACTIVE SEISMIC AREA
AND ELEMENTS OF COLLISIONAL GEODYNAMICS

S.V. Gol'din and O.A. Kuchai

Seismic strain estimated from about 900 earthquake mechanisms in the Altai-Sayan area indicates that the area evolves mainly under N-S compression caused by the India-Eurasia collision. Plastic flow in the mountains of the western and central Altai-Sayan area is controlled by convergence of aseismic rigid blocks, including the Jonggar microplate, the Minusa basin, the Tuva basin, Lake Uvs Nuur, and other basins in the region of Great Lakes in Mongolia. Earthquake rupture follows the existing fault pattern. The pattern of rigid blocks and mountain ranges correlates well with upper mantle thermal heterogeneity, as imaged by seismic tomography.

Earthquake mechanisms in the presence of plate convergence depend on different factors. Slip geometry depends on focal depth at a given geodynamic regime, and the latter, in terms of the seismic process, is controlled by lateral (W-E) constraint. Reverse slip earthquakes most often originate at shallow depths in regions of constrained compression, such as the Tien Shan, and strike slip is the dominant mechanism under nonconstrained and moderately constrained compression. The direction of slip is governed by the parallel component of convergence and by the fault pattern. In regions of strain shadow, slip occurs mostly on normal planes, and shallow earthquakes have strike-slip mechanisms. The crust in the collisional region is divided into systems of rigid and plastic blocks (rheological structure) and of fault blocks (fault-block structure). The two types of systems coexist and determine the generally similar but specifically different features of local mass transfer.

Seismic strain, earthquake mechanisms, collision, geodynamics, stress

ВВЕДЕНИЕ

Относительно недавно на юге-востоке Горного Алтая произошло крупное землетрясение (27.09.2003, $M=7.3$). В связи с этим интересно рассмотреть данное событие с позиции общей геодинамической обстановки, которая складывается в Алтае-Саянской области, на северо-западном фланге которой располагается эпицентральная зона Алтайского (Чуйского) землетрясения. В данной статье эта область определяется как территория, ограниченная значениями $\varphi = 46.0—54.5^\circ$ по широте и $\lambda = 80—100^\circ$ — по долготе (рис. 1). В качестве основного источника информации о напряженно-деформированном состоянии глубинных частей земной коры в статье используются механизмы очагов землетрясений. Привлекаются также данные GPS и известные реконструкции деформаций по разломной тектонике.

В связи с изучением механизмов землетрясений и сейсмотектонических деформаций возникают два главных вопроса: какие аспекты геодинамики рассматриваемой территории отражаются в сейсмотектонических деформациях и чем именно определяются наблюдаемые механизмы землетрясений. Большинство исследователей, занимающихся геодинамикой Центральной Азии (за редким исключением), считают, что геодинамика АСО контролируется Индо-Евразийской коллизией. Имеются некоторые расхождения по поводу того, какие территории следует относить к собственно коллизионным, а какие — к областям влияния коллизионных процессов. Более серьезные расхождения касаются оценки роли тех или иных геодинамических процессов, которые могут иметь место в ситуации горизонтального сжатия

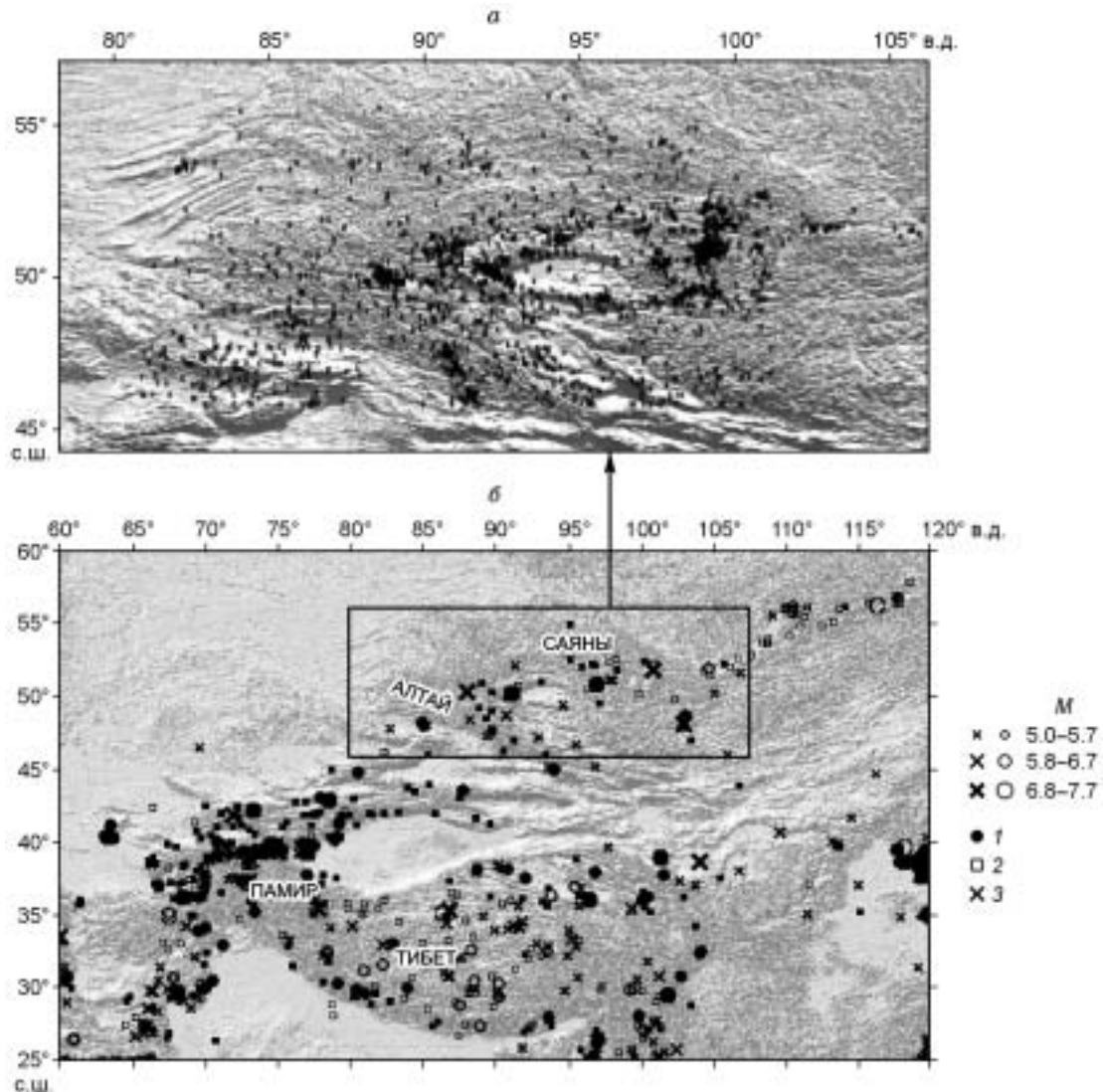


Рис. 1. *а* — карта эпицентров землетрясений с $M > 3.5$ (черные точки) Алтае-Саянской области за 1761—2003 гг. *б* — карта типов смещений в очагах землетрясений Центральной Азии за 1950—1995 гг.

1 — надвиги, сдвигонадвиги; 2 — сбросы, сдвиго сбросы; 3 — сдвиги.

литосферы [Calais et al., 2003]: либо это преимущественно вязкое течение, в результате которого происходит утолщение земной коры, а нарушающееся при этом изостатическое равновесие оказывается причиной современных деформаций коры; либо это выдавливание относительно жестких блоков литосферы (библиографию по этому поводу см. в [Calais et al., 2003]). С нашей точки зрения, нет смысла отрицать какой-либо из физически возможных факторов. Любое движение в среде, находящейся в состоянии изостатического равновесия, приводит к его нарушению. Поэтому изостатическое выравнивание происходит в любой ситуации. Реализуется и выдавливание блоков. Тем не менее вторая концепция, названная в работе [Calais et al., 2003] кинематической, в качестве ведущего геодинамического фактора представляется маловероятной. Слишком уж большой объем коры в изучаемой области занят массами, несущими очевидные проявления вязкопластического горизонтального течения. С другой стороны, в первой, динамической, концепции роль кинематики блоков кажется заниженной. В этой статье акцент сделан на взаимодействии жестких и вязкопластических блоков литосферы. Как нам представляется, характер современного вязкопластического течения определяется именно этим взаимодействием.

Принимая некоторую общую концепцию, определяющую характер движений в коллизионной зоне, необходимо объяснить и имеющееся различие сейсмичности и других проявлений геодинамики, наблюдаемых на различных территориях общей коллизионной зоны. Как было отмечено еще в работе [Tarronpiet, 1979], в этом районе Центральной Азии имеет место постепенная смена механизмов землетрясений при движении на восток: взбросы, сдвиги, сбросы. В этом смысле наибольший интерес представляет сопоставление АСО, в пределах которой доминируют сдвиги, с Тянь-Шанем, где наибольшую долю от общего числа землетрясений составляют подвижки взбросового типа, поскольку обе области, несомненно, являются районами проявления коллизионной геодинамики. Взбросовые механизмы Тянь-Шаньских землетрясений естественным образом связаны с заметным присутствием надвиговой тектоники в окраинных частях Тянь-Шаня. Указанное различие между АСО и Тянь-Шанем в работе [Dobretsov, Buslov, 1996] связывается с различием в углах между направлением сил сжатия и границей, разделяющей горную систему и давящую на нее жесткую плиту. В частности, преобладание взбросовых механизмов на Тянь-Шане обусловлено прямым углом между границей последнего с Таримом, тогда как для АСО характерны косые углы между соответствующими направлениями. В данной статье будет показано, что это объяснение верно только до некоторой степени. Ведущим фактором являются стесненные или нестесненные условия меридионального сжатия.

Сопоставление западной и восточной частей АСО важно для определения восточной границы коллизионной области, так как в восточной части, наряду с горизонтальными сдвигами, заметно присутствие механизмов землетрясений рифтового типа. Можно ли наблюдаемые различия объяснить, не выходя за рамки чисто коллизионной геодинамики? Многие специалисты полагают, что сейсмическая активность в Предбайкалье всецело обязана наличию разогретых участков мантии [Зорин и др., 1997]. Нам ближе умеренная точка зрения, согласно которой в восточной части АСО разогретая мантия влияет на характер наблюдаемых геодинамических процессов, но чаще всего не является их причиной.

Как уже было сказано выше, в качестве основного источника информации о геодинамике АСО используются (наряду с другими) сейсмологические данные. История детального сейсмологического изучения АСО начинается с 60-х гг. минувшего столетия. Наибольший вклад в изучение сейсмичности АСО (в том числе и по архивным данным) в прошлом столетии внесли Н.Д. Жалковский, В.Н. Гайский, И.Д. Цибульчик, Г.М. Цибульчик [Цибульчик, 1967; Растворова, Цибульчик, 1983; Благовидова и др., 1986; Жалковский и др., 1995]. В частности, Н.Д. Жалковский [Благовидова и др., 1986; Жалковский и др., 1995] показал пониженную сейсмическую активность Кызыльской и Убсунурской впадин, Джунгарии и юго-восточной части Котловины Больших Озер (КБО). Среди горных систем пониженной сейсмичностью обладает Хангайское нагорье. Накопившиеся к началу нового столетия инструментальные данные плюс новые информационные технологии позволили существенно детализировать анализ сейсмичности АСО [Еманов и др., 2003]. В частности, было показано, что активизации мелких событий происходят в относительно короткие промежутки времени (год, несколько лет) и концентрируются на границах горных систем и впадин. К этим границам приурочены и крупнейшие землетрясения. Это обстоятельство резко отличает АСО от Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), где сейсмичность в значительной степени сконцентрирована в рифтовых впадинах.

Помимо чисто сейсмологических исследований, необходимо отметить и работы по изучению палеосейсмодислокаций [Зеленков, 1978; Чернов, 1978; Хилько и др., 1985; Дельво и др., 1995; Рогожин, Платонова, 2002], внесших важный вклад в понимание сейсмичности изучаемого региона.

СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ АСО

Оценка сеймотектонических деформаций проводилась по данным о механизмах очагов землетрясений. Первые данные по механизмам очагов в АСО предоставлены в работе [Растворова, Цибульчик, 1983]. В нашей работе используется сложившаяся к настоящему времени методика определения

механизмов очагов землетрясений, основанная на работах [Введенская, 1969; Костров, 1975; Ризниченко, 1977; Юнга, 1979], с использованием регионального годографа, рассчитанного в [Цибульчик, 1967] для АСО. Для эпицентральных расстояний более 800 км тип волны определяется по годографу Джеффриса—Буллена. Из-за отсутствия надежного определения глубины очагов землетрясений в АСО она принимается равной 15 км.

Надежность определения параметров механизмов землетрясений зависит от многих факторов: от количества сейсмических станций, зарегистрировавших землетрясение, от расположения этих станций относительно очага, от точности интерпретации волны, выходящей в первое вступление, т. е. от принятой модели среды. Надежно оценены параметры механизмов очагов землетрясений с $M > 4.5$, в определении которых участвовало от 35 до 80 сейсмических станций. Менее надежно определяются механизмы очагов более слабых сейсмических событий с $M < 4.4$, в определении которых участвуют 20—30 знаков первых вступлений с записей сейсмических станций. Построены решения механизмов очагов землетрясений с 10 по 16 энергетический класс ($M = 3.5—7.3$), произошедших с 1992 по 2003 г. на территории АСО, включая афтершоки Бусингольского (1991 г., $M = 6.5$) и Алтайского землетрясений.

Деформирование объемов земной коры при смещениях частиц среды по разноориентированным разрывам в очагах землетрясений принято называть сейсмоструктурной деформацией (СТД). Она характеризуется средним тензором СТД, равным сумме тензоров сейсмических моментов всех землетрясений, возникших в единице объема за определенный промежуток времени T :

$$E_{lm} = \frac{1}{\mu VT} \sum_{n=1}^N M_0^{(n)} Q_{lm}^{(n)},$$

где μ — модуль сдвига, V — объем осреднения, $M_0^{(n)}$ — величина сейсмического момента n -го землетрясения, $Q_{lm}^{(n)}$ — компоненты единичного (нормированного) тензора сейсмического момента n -го землетрясения в географической системе координат, выраженные через параметры механизма очага. Величина $M_0^{(n)}$ служит весовым коэффициентом. Деформация тех участков, где наряду со слабыми возникли и сильные землетрясения, определяется в основном последними. Ряд исследователей считают это обстоятельство серьезным недостатком метода. Но вопрос этот дискуссионный. В силу того, что момент пропорционален величине подвижки по разрыву и площади разрыва, он является естественным критерием при изучении деформаций. Более того, именно сильные землетрясения и определяют направление сейсмического течения в региональном плане, тогда как слабые события „чутко“ реагируют на локальные особенности строения среды на другом масштабном уровне.

Представленные в этой статье сейсмоструктурные деформации рассчитаны по данным о 439 механизмах очагов землетрясений с $M = 3.5—7.3$, происшедших в АСО за период с 1970 по 2003 г. Дополнительно привлекались материалы по механизмам очагов 453 землетрясений ($M > 2.0$), возникших в приграничном районе, на территории юго-западной части Байкальской рифтовой зоны ($\varphi = 48—54.5^\circ$, $\lambda = 100—107^\circ$) [Мельникова, Радзиминович, 1998]. В связи со сравнительно небольшим количеством землетрясений и крайне неравномерным их распределением в пределах района, был выбран достаточно большой размер площади осреднения ($1 \times 1^\circ$ с шагом 0.5°), что позволило получить сглаженную картину сейсмоструктурного деформирования, не осложненную деталями, трудными для интерпретации.

Достигнуть одинаковой точности и детальности вычислений по всему району не представлялось возможным, так как в некоторые ячейки осреднения попадали одно-два землетрясения. В пределах каждой ячейки осреднения рассчитывались направления главных компонент тензора деформаций, коэффициент Лодэ—Надаи [Филин, 1975], а также вертикальная, меридиональная и широтная компоненты деформаций в географической системе координат. В нашем случае деления на время не осуществлялось и, таким образом, рассчитывалась суммарная сейсмоструктурная деформация за весь период наблюдения (1970—2003 гг.).

Перейдем к рассмотрению полученных данных. Поле сейсмоструктурных деформаций земной коры АСО показано траекториями главных осей деформаций (рис. 2, а). Ранее в статье [Жалковский и др., 1995] приводились данные для меньшей территории, где для построения траекторий деформаций использовались очаги землетрясений до 1991 г. По сравнению с прежними результатами положение траекторий главных осей деформаций изменилось незначительно, несмотря на то, что добавился большой фактический материал. На общем мозаичном поле деформации наиболее устойчиво прослеживаются субмеридиональные траектории горизонтального укорочения, что еще раз подтверждает, что в целом земная кора в пределах АСО находится в состоянии меридионального сжатия. Этот вывод подтверждается и тем, что меридиональная компонента деформаций (ϵ_{yy}) (рис. 3) имеет отрицательные значения на большей части территории. Деформации меридионального укорочения располагаются в интервале ($-10^{-10} \dots -10^{-7}$). Связь

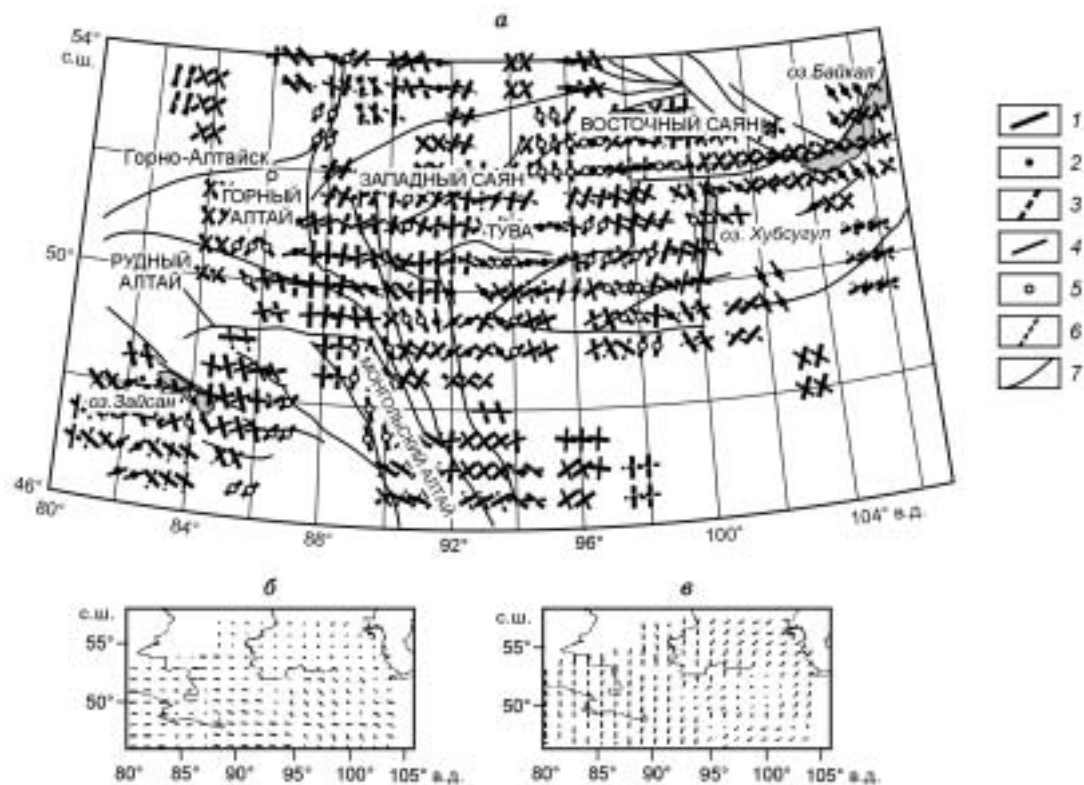


Рис. 2. Карта-схема траекторий главных деформаций по данным механизмов очагов землетрясений Алтае-Саянской области (а). Ориентация максимальных удлинений (б) и укорочений (в) по данным об активных разломах [Трифонов и др., 2002].

1—3 — деформации укорочения (близгоризонтальные, близвертикальные, под углами 30—60° к горизонту); 4—6 — деформации удлинения (близгоризонтальные, близвертикальные, под углами 30—60° к горизонту); 7 — разломы.

субмеридионального сжатия рассматриваемой территории с Индо-Евразийской коллизией никем не оспаривается, поэтому региональное направление оси сжатия в дальнейшем будем называть коллизионным. Ниже будет показано, что коллизионное направление может слегка отклоняться от чисто меридионального, в частности, на западе оно имеет ССЗ направление, а на востоке — ССВ и даже СВ направление. Встречаются и аномальные ситуации, когда меридиональная компонента СТД становится положительной. Значительные положительные величины меридиональной компоненты деформации (до 10^{-7}) наблюдаются уже за пределами АСО — в южной части БРЗ. Но небольшие положительные значения (в интервале 10^{-14} — 10^{-9}) наблюдаются и на отдельных локальных участках АСО. Неудивительно, что вертикальная компонента (ϵ_{zz}) (см. рис. 3) в пределах значительной части исследуемого района имеет положительные значения (10^{-14} — 10^{-7}), что свидетельствует об относительном воздымании земной поверхности этой территории. Незначительные отрицательные значения вертикальных деформаций, указывающие на относительное прогибание земной поверхности, наблюдаются на отдельных локальных участках по всей территории АСО (-10^{-14} ... -10^{-8}). В восточной части района исследования, вблизи оз. Байкал и в его акватории, модуль отрицательных значений вертикальной деформации увеличивается на 2—3 порядка (по сравнению с соответствующими участками АСО), составляя 10^{-8} — 10^{-7} .

Широтная компонента деформаций ϵ_{xx} (см. рис. 3) отличается наибольшей контрастностью. Неоднократная смена знака деформаций проявляется на всей территории АСО. Положительные величины деформаций приходятся на юго-западную территорию района исследования, участки земной коры, расположенные восточнее Алтая, и южную оконечность оз. Байкал. Максимальные положительные значения деформаций достигают величин 10^{-7} . Области с отрицательными значениями деформаций, расположенные на территории от 81 до 99 меридиана, отличаются весьма малыми значениями деформаций (10^{-14} — 10^{-9}), к востоку от 99 меридиана величины деформаций возрастают до 10^{-7} . Районирование территории по коэффициенту Лоде—Надаи свидетельствует о том, что величина его варьирует в пределах от -0.3 до $+0.3$ и, таким образом, большая часть объемов земной коры находится в условиях простого

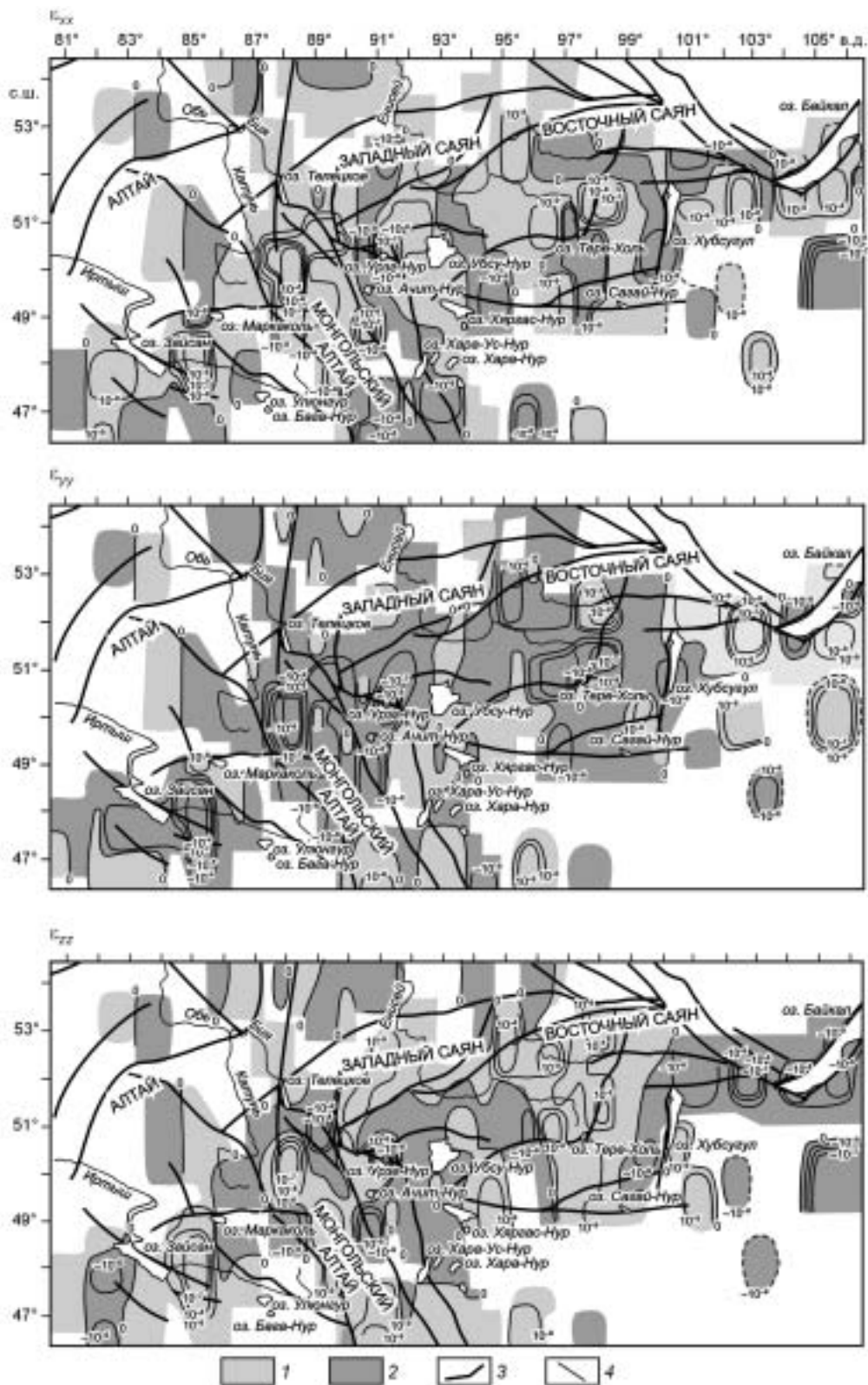


Рис. 3. Карта-схема широтной, меридиональной и вертикальной компоненты тензора сейсмоструктурных деформаций земной коры Алтае-Саянского региона.

1 — области положительных значений деформаций (области удлинения), 2 — области отрицательных значений деформаций (области укорочения), 3 — изолинии равных значений деформаций, 4 — разломы.

сдвига, т. е. с близкими по абсолютной величине значениями укорочения и удлинения в объеме осреднения.

Приводимые карты свидетельствуют, что практически все крупные землетрясения происходят на границе зон с разными знаками одной или всех деформаций.

Отметим следующие особенности деформации на относительно локальных территориях АСО. В северо-восточной части Котловины Больших Озер между широтами 50 и 51°30', а также в центральной части Восточного Саяна встречаются участки „рифтового“ типа с близгоризонтальными максимальными удлинениями (широтного направления) и близвертикальными линиями укорочения. К северу от „рифтовой зоны“ Котловины Больших Озер, в прилегающих частях Западного Саяна, имеется участок с четко выраженной вертикальной осью удлинения и меридиональной осью укорочения. Резкая смена ориентации горизонтального сжатия (северо-западная к западу и северо-восточная к востоку) наблюдается в районах, прилегающих к оз. Зайсан. Менее резкое, но достаточно отчетливое аналогичное изменение ориентации горизонтальных осей укорочения происходит примерно вдоль меридиана 88° к северу от 50-й широты. Эта линия проходит по западной окраине Монгольского Алтая, а также через эпицентральной область Алтайского (Чуйского) землетрясения, отделяя Горный Алтай от его восточной окраины, от Западного Саяна в целом и таких его фрагментов, как Шапшальский горный узел, а также от Западной Тувы.

Интересно отметить, что линия, разделяющая С—СЗ и С—СВ направления осей сжатия проходит точно через эпицентр Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. Вряд ли такое совпадение случайно. Скорее всего, положение этой линии диктуется положением деформационного барьера (препятствия), снижающего скорость пластической деформации, которое и является причиной очередного готовящегося землетрясения. В целом положение плоскости разрыва Алтайского землетрясения соответствует простиранию структур данной территории и ориентации осей тензора сейсмического момента очага и находится в согласии с существующей региональной системой напряжений.

С—СВ ориентация горизонтальной оси укорочения со слабо выраженным дальнейшим ее поворотом на восток прослеживается вдоль Саян и вдоль Северной Монголии. Преимущественная ориентация этих осей сохраняется вплоть до южной оконечности оз. Байкал, в акватории которого, как известно, происходит резкое изменение в ориентации осей укорочения на субвертикальное при близгоризонтальном удлинении. К востоку от средней зоны Котловины Больших Озер (точнее, восточнее меридиана 100°) устанавливается четкая северо-восточная ориентация горизонтальной оси сжатия, направленной вкрест простирания основных структур. В полосе между этой зоной и КБО наблюдается в целом субмеридиональная ориентация горизонтальной оси укорочения с частой сменой С—СЗ и С—СВ локальных ориентаций.

Сопоставление с другими данными. Для значительной территории Центральной Азии по кинематике разломов и их положению в пространстве В.Г. Трифионовым, О.В. Соболевой и др. [Трифонов и др., 2002] были определены тензоры деформаций. Результаты, полученные этими авторами, согласуются с нашими материалами (см. рис. 2, б, в), а это свидетельствует о том, что сеймотектонические деформации, полученные по данным механизмов очагов землетрясений, отражают современную геодинамику района и свидетельствуют о том, что характер деформирования коры мало менялся на протяжении десятков тысяч лет.

На рис. 4 представлено положение простираний плоскостей максимальных сдвиговых сеймотектонических деформаций, которые представляют собой проекции биссектрис между осями удлинения и укорочения в объеме осреднения. Сопоставляя положение линий максимальных сдвиговых деформаций с простиранием разломов Алтае-Саянского региона, наблюдаем хорошее совпадение на территории Монгольского Алтая, на юге-востоке и северо-востоке Западных Саян, в зоне Хангайского (Болнайского) и Агардакского разломов, т. е. в районах, где происходили сильнейшие землетрясения, известные по инструментальным данным и по палеосейсмодислокациям. В ряде мест по окраинам АСО, а также в Белино-Бусингольской зоне такого соответствия не обнаруживается. С этой точки зрения привлекает внимание механизм очага Бусингольского землетрясения 1991 г. ($M = 6.5$, 51.1° с.ш., 98.13° в.д.). На рис. 5 показан механизм палеоземлетрясения, произошедшего фактически на том же месте, что и современное землетрясение. Палеоземлетрясение произошло по механизму сброса, тогда как современное землетрясение реализовалось как левосторонний горизонтальный сдвиг, отвечающий близгоризонтальным сжатию и растяжению соответственно СВ и ЮЗ простирания и субширотной плоскостью разрыва. Положение осей сжатия P и растяжения T , как мы видим, не противоречит общей для восточных районов Алтае-Саянской коллизионной области. Следует отметить, что сама Бусингольская впадина, узковятая с юга на север, соответствует рифтовому типу. Означает ли отмеченная смена механизмов развитие коллизии на восток и северо-восток или постепенное угасание рифтовых процессов, мы постараемся выяснить в разделах статьи, посвященных геодинамической интерпретации выявленных фактов. С точки зрения этой интерпретации интересным является тот факт, что в области очага палеоземлетрясения современный разрыв имеет небольшую сбросовую подвижку. Это может означать, что сбросы и горизонтальные сдвиги могут реализовываться в рамках одного и того же геодинамического режима.

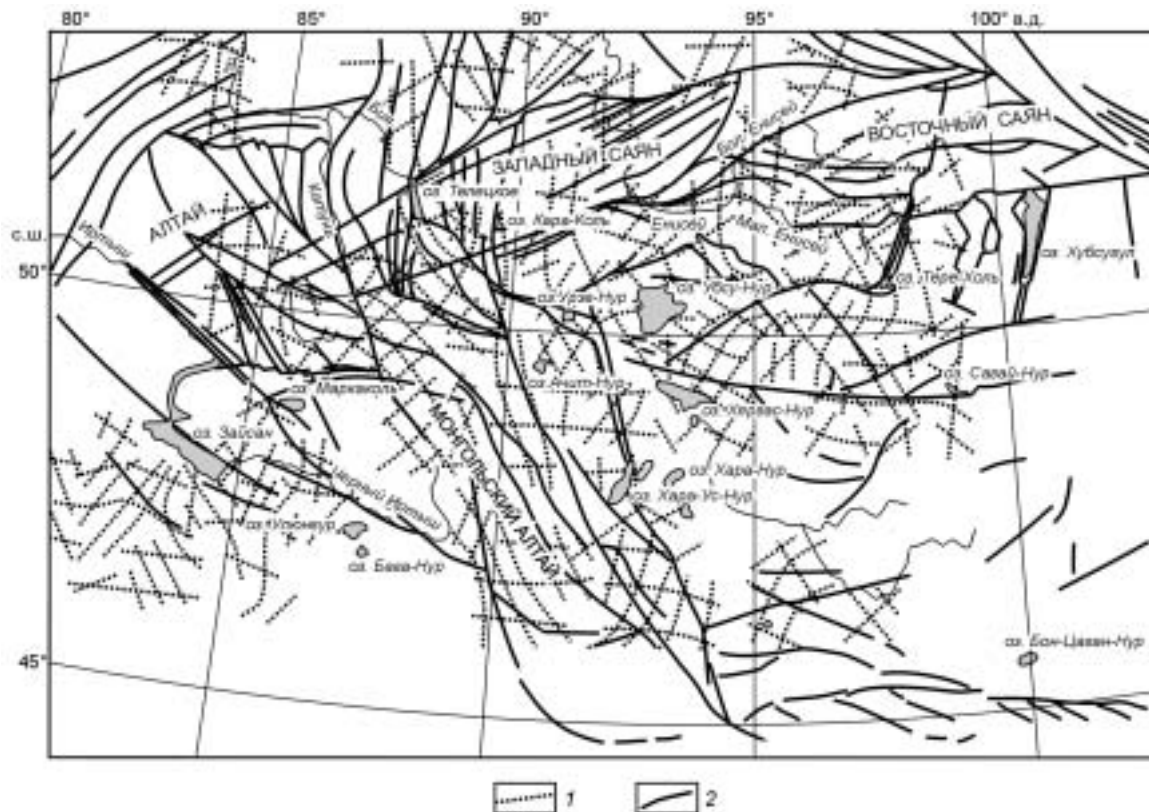


Рис. 4. Положение максимальных сдвиговых сеймотектонических деформаций земной коры Алтае-Саянского региона.

1 — линии максимальных сдвиговых сеймотектонических деформаций, 2 — разломы.

Возможность быстрой смены характера деформаций в рамках одного и того же режима находит свое подтверждение и в новейшей динамике БРЗ. Как было установлено по механизмам землетрясений и по деформационным измерениям, а также по тектономагнитным данным, режим преимущественного растяжения на Южном и Среднем Байкале в 1992—1993 гг. сменился на режим преимущественного сжатия [Дядьков и др., 2000]. Если такие эпизоды смены деформационных режимов происходят в самой рифтовой зоне, то их появление в переходных зонах не должно вызывать удивления.

Другим источником информации о деформациях, имевших место в прошлом, являются палеосейсмодислокации. На основе материалов [Зеленков, 1978; Хилько и др., 1985; Дельво и др. 1995; Рогожин, Платонова, 2002] для территории Алтае-Саянской области были восстановлены горизонтальные ориентации осей P и T по характеру смещения и положению плоскости палеоразрыва. Восстановление осей проводилось с учетом того, что близгоризонтальные оси сжатия и растяжения при сдвиговых смещениях в очаге были ориентированы под углами 45° к разрыву, при сбросовых подвижках — близгоризонтальная ось растяжения под углом 90° , ось сжатия соответственно — близвертикально, при надвиговых подвижках — близгоризонтальная ось сжатия под углом 90° , ось растяжения — близвертикально. При промежуточных типах смещения в очагах со сдвигонадвиговой (сдвиго-сбросовой) подвижкой оси сжатия (растяжения) занимали промежуточное положение между 45 и 90° . Как видно из рис. 5, положение плоскостей разрывов в очагах сильнейших землетрясений совпадает с простираем основных разломов. Для сильнейших палеоземлетрясений исследуемой территории (эти землетрясения даны без дат) оси сжатия направлены на С—СВ, что хорошо согласуется с нашими результатами. Однако на западе Монгольского Алтая в палеоочагах наблюдается СВ простираем осей сжатия, в то время как по механизмам очагов землетрясений последнего периода оси сжатия имеют СЗ направление, т. е. условная граница между объемами земной коры, находящимися в условиях СЗ и СВ сжатия является нестабильной и со временем меняет свое положение. Различие между ориентациями оси сжатия для палео- и современных очагов сохраняется и к востоку от Монгольского Алтая. В обоих случаях имеем СВ ориентацию, но в случае современной сейсмичности — это, скорее, С—СВ, а в случае палеосейсмичности восточная компонента ориентации выражена гораздо четче.

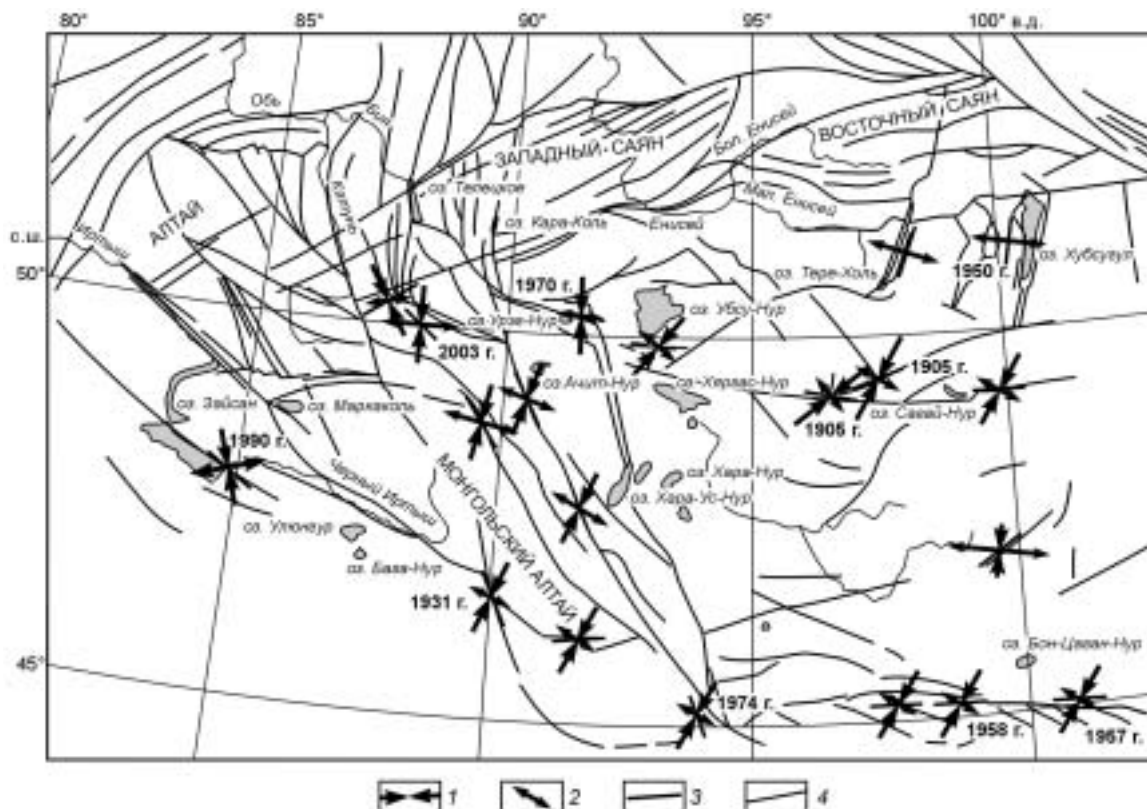


Рис. 5. Карта-схема палеосейсморазрывов Алтае-Саянского региона по данным [Зеленков, 1978; Хилько и др., 1985; Дельво и др., 1995; Рогожин, Платонова, 2002] и возможная ориентация осей сжатия и растяжения в очагах сильнейших палеоземлетрясений.

1 — оси сжатия, 2 — оси растяжения, 3 — простирание плоскости разрыва в очаге, 4 — разломы. Указаны даты сильнейших землетрясений, данные без указания дат — палеоземлетрясения.

Представление о новейших деформациях рассматриваемой территории можно получить по данным GPS. Мы ограничимся данными о горизонтальных смещениях по субмеридиональному профилю Новосибирск—Лхаса. Профиль проходит с юга на север — от станции Лхаса (Тибет), через Урумчи (Западный Китай) и далее через эпицентральной область на юге Горного Алтая до равнинной части на севере исследуемого региона [Гольдин и др., 2005]. Изменение скорости смещения приведено на рис. 6. За начало отсчета принята станция Новосибирск. Представленные данные свидетельствуют об укорочении расстояния между Тибетом и Западно-Сибирской плитой со скоростью 22 мм/год. В среднем значение скорости деформации сжатия по линии север—юг составляет ≈ 1 мм на градус широты в год (если считать, что южная граница Западно-Сибирской плиты проходит по 53° с.ш.) или $1 \cdot 10^{-8}$ в год. Отмечается резкое увеличение скорости сжатия между пунктом Укок, расположенным в 60 км к югу от эпицентра, и пунктами Курай, Чаган-Узун и Усть-Улаган, расположенными в 40—80 км к северу от эпицентра. На сравнительно коротком участке длиной порядка 100 км скорость сближения достигла 8—9 мм/год, что на порядок превосходит скорость регионального сближения. Скорость деформации меридионального сжатия на этом участке достигает 10^{-7} в год. В соответствии с механизмом Чуйского (Алтайского) землетрясения, этой величине отвечает скорость деформации сдвига в северо-западном направ-

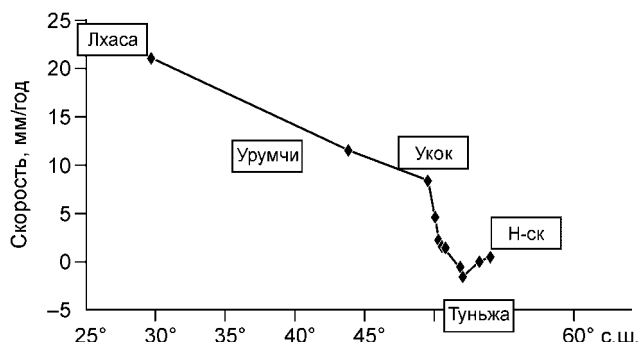


Рис. 6. График горизонтальных смещений по данным GPS по профилю Лхаса—Новосибирск [Гольдин и др., 2005].

лении $2 \cdot 10^{-7}$ в год. Особенностью графика на рис. 6 является то, что точки, относящиеся к п. Лхаса, Урумчи и Укок находятся на одной прямой. Свидетельствует ли это о том, что на интервале Лхаса—Урумчи—Укок в настоящее время отсутствуют зоны подготовки других крупных землетрясений, сказать трудно — слишком уж редкая сеть данных GPS. Но и отрицать это предположение тоже нельзя. Более достоверным является то, что региональное сближение от Лхасы до плато Укок отражает главным образом крип и сейсмическое течение (возникающее как результат множества небольших сейсмических событий). Термин „сейсмическое течение“ понимается в том смысле, в котором оно было определено в работе [Ризниченко, 1977]. Поэтому наблюдаемая в эпицентральной области аномальная скорость сближения отвечает не только упругим деформациям (которые и разрядились благодаря землетрясению), но и квазипластическому течению, скорость которого на порядок больше скорости крипа. Имеющихся данных, к сожалению, недостаточно, чтобы оценить размеры квазипластического течения (если оно имеется).

БЛОЧНАЯ СТРУКТУРА АСО И МЕХАНИЗМЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Блочная структура АСО. Изложенный выше фактический материал с достаточной убедительностью показывает, что региональное (коллизийное) сжатие играет доминирующую роль в движениях, происходящих в современную и более ранние эпохи на территории АСО. Разумеется, роль локальных условий также существенна, но чтобы ее оценить, нужно глубже понять некоторые особенности деформационных процессов в условиях регионального сжатия. Здесь имеется в виду не собственно коллизия, характеризующая сближение близкорасположенных плит (фактически их контакт), но достаточно обширные пространства, находящиеся между удаленными, но сближающимися консолидированными частями суперплит. Южная граница консолидированной части Евразийской суперплиты восточнее 54° в.д. проходит в настоящее время по южной границе Туранской, Казахской, Западно-Сибирской плит и Сибирской платформ. Промежуток между северной границей Индии и указанной выше границей, геологически относящийся к Евразийскому континенту, с точки зрения механики, следует трактовать как область литосферы, частично потерявшую сдвиговую устойчивость по отношению к относительно постоянному напряжению, обусловленному сближением обеих суперплит. Этот промежуток и будет называться здесь коллизийной областью. Направление движения обеих суперплит зависит от выбранной системы координат, но геодинамическое значение имеет только их сближение (изменение расстояний), которое от системы координат не зависит.

Заметим здесь, что эволюция понимаемой в широком смысле коллизийной области состояла в последовательном распространении на север фронта потери сдвиговой устойчивости или, что то же самое, фронта пластической деформации. Иногда полагают, что на север распространялись коллизийные напряжения. Но в силу относительно малой твердотельной вязкости литосферы напряжения устанавливаются очень быстро (в масштабе геологического времени). Процесс накопления дефектов, приводящий в конечном итоге к потере сдвиговой устойчивости, имеет совсем другие характерные времена.

В геодинамической интерпретации наблюдаемого распределения деформаций большую роль играет факт слабой сейсмичности всех крупных впадин как в пределах АСО, так и на прилегающих территориях. Речь идет в первую очередь о КБО и Джунгарии. В геодинамике изучаемой территории сказывается влияние и Таримской плиты, определяющей течение упругопластического материала южнее АСО и взаимодействующей с Джунгарской микроплитой.

Причины слабой активности крупных фрагментов литосферы в пределах сейсмически-активных поясов могут быть две: 1) высокая степень пластичности материала, благодаря которой не накапливаются большие упругие напряжения, и 2) наоборот, высокая степень жесткости, благодаря которой соответствующий блок движется как целое и слабо деформируется (в присутствии менее жесткого, окружающего материала). Высокий уровень пластичности обуславливает и высокий уровень остаточных деформаций, которые в условиях сжатия проявляются в форме складко- и горообразования. В целом перечисленные территории представляют наиболее низменные части АСО и прилегающих с юго-запада территорий, поэтому вторая альтернатива предпочтительнее. Небольшие горные хребты КБО, скорее, свидетельство блочной структуры данного фрагмента литосферы, чем пластичности самих блоков. Расположение жестких блоков является важнейшим локальным фактором, определяющим ориентацию и характер течения пластического материала.

Еще раз заметим, что, говоря выше о пластичности, авторы имеют в виду потерю сдвиговой устойчивости по отношению к долгосуществующим предельным напряжениям при заданной (медленной) скорости $\dot{\epsilon}$ общей деформации. По отношению к быстропротекающим процессам (сейсмические волны, приливы, собственные колебания земли) эти же материалы демонстрируют упругое поведение, близкое к идеальной упругости.

Говоря о коллизийной зоне как о системе жестких (малосейсмичных) блоков и пластичных горных систем, нельзя не сопоставить этот факт с существованием мезоструктуры пластического состояния любого вещества, выявляемой при изучении находящихся под предельными напряжениями образцов

различных материалов средствами электронной микроскопии и другими современными методами исследования тонкой структуры вещества [Панин, 1998]. Эти исследования показали, что материал в пластическом состоянии приобретает специфическую мезоструктуру, состоящую из жестких доменов, способных к поступательному движению и вращению, а также полос течения. Важным элементом разработанной В.Е. Паниным и его сотрудниками концепции является подобие пластического состояния на разных масштабных уровнях. Вторым важным элементом является то, что мезоструктура пластического состояния является не заранее существующей структурой материала, но результатом его самоорганизации в процессе пластической деформации. Первоначальная неоднородность литосферы по жесткости также имеет значение (как имеет значение и распределение температуры в верхах мантии и в коре), но последующие процессы увеличивают контрастность материала в смысле жесткости—пластичности. В свою очередь, зоны преимущественно пластичные на одном масштабном уровне обладают подобной мезоструктурой, проявляющейся на меньшем масштабном уровне. К следующему масштабному уровню относятся такие слабоактивные (в сейсмическом отношении) впадины, как впадина оз. Убсу-Нур, Зайсанская котловина, Минусинская и Тувумская (Кызылская) впадины и целый ряд еще меньших впадин Южной Сибири, Тувы и Северной Монголии. На еще меньшем масштабном уровне также существует распределение более жестких и более пластичных участков коры, которые уже не обязаны проявляться в рельефе, но которые образуют то, что можно назвать мезоструктурой области подготовки крупного землетрясения, и которые существуют на временах, сопоставимых с полным временем подготовки и реализации одного или серии крупных землетрясений примерно в одном и том же месте. Проявление подготовки крупных землетрясений в современных движениях земной поверхности несомненно.

Естественно, здесь не утверждается, что всякая впадина есть жесткий домен. Рифтовые впадины, как мы знаем, обладают повышенной сейсмичностью. Особое место занимают структуры типа pull-apart. Как нам представляется, повышенная жесткость самой впадины (как объекта, еще не потерявшего сдвиговой устойчивости) очень вероятна и в случае структур pull-apart, но мы бы не стали утверждать это в категоричной форме.

В геологической литературе нет утвердившегося понимания того, что считать блоком. Часто блок понимается как геологическое тело, ограниченное разломами одного масштабного уровня, что отличается от излагаемой выше концепции. На наш взгляд, повода для спора здесь нет. Изложенная выше концепция опирается на реологическую неоднородность коры, на ее естественное разделение на жесткие и пластические зоны-блоки. Ясно, что эта неоднородность играет решающую роль в общем распределении упругих и пластических деформаций в коре и литосфере. Но разломно-блочная структура, которая определяет сетку узких „мягких“ зон, вдоль которых чаще всего и осуществляются деформации сдвига при землетрясениях, никак не может быть сброшена со счетов. Тезис, защищаемый в данной статье, состоит в следующем: 1) взаимное расположение и изменение взаимных расстояний в системе реологически жестких блоков-доменов играют определяющую роль в характере течения материала в пластических зонах (горных системах), в том числе и в их сейсмической активности; 2) конкретная кинематика течения определяется системой разломов. Обе блочные системы (реологически-блочная и разломно-блочная) играют одинаково важную роль в сейсмическом процессе. Можно высказать и такое утверждение, что в реологически-блочной структуре именно жесткие блоки являются наиболее определяющим элементом структуры, тогда как в разломно-блочной структуре определяющую роль играют разломы (т. е. более мягкие элементы).

В какой мере блочная структура коллизионной области связана со структурой верхней мантии? Если взять одну из последних сейсмотомографических моделей (рис. 7) [Бушенкова и др., 2003], то на ней отчетливо видно, что КБО примерно совпадает в плане с „холодной“ аномалией скорости продольных волн в интервале глубин от 30 до 130 км. Эта аномалия узким перешейком соединяется с аномалией, южный край которой занимает северную часть Горного Алтая, что коррелируется и с имеющимися данными по геотермии юга Западной Сибири. Холодная аномалия имеется и под Джунгарией (в этом же интервале глубин). В противоположность этому Монгольский Алтай располагается над теплой мантией (на глубинах от 30 до 430 км). „Теплая“ мантия имеется также к западу от Байкала под южной частью Сибирской платформы, а также к югу от Байкала и восточнее КБО в районе Хангайского нагорья. Следует признать, что связь с термическим режимом верхней мантии, безусловно, есть. Поэтому самоорганизация пластического материала в виде мезоструктуры, состоящей из полос течения и жестких доменов, по крайней мере, на иерархическом уровне крупных фрагментов литосферы, по-видимому, в значительной степени определяется термическим режимом верхней мантии. С другой стороны, тот факт, что большинство крупных жестких блоков Тянь-Шаня и АСО являются докембрийскими микроконтинентами [Buslov, 2004], тоже вряд ли случаен. По всей видимости, это свидетельствует о том, что геодинамическая предыстория также повлияла на дифференциацию коры по прочностным свойствам.

Сближение параллельных блоков. *Выбор модели.* Ситуация сближающихся жестких блоков (плит, микроплит) является наиболее интересной с точки зрения геомеханики коллизионных областей. Именно изучение возникающих в такой ситуации напряжений позволяет выяснить, с чем связаны те или иные

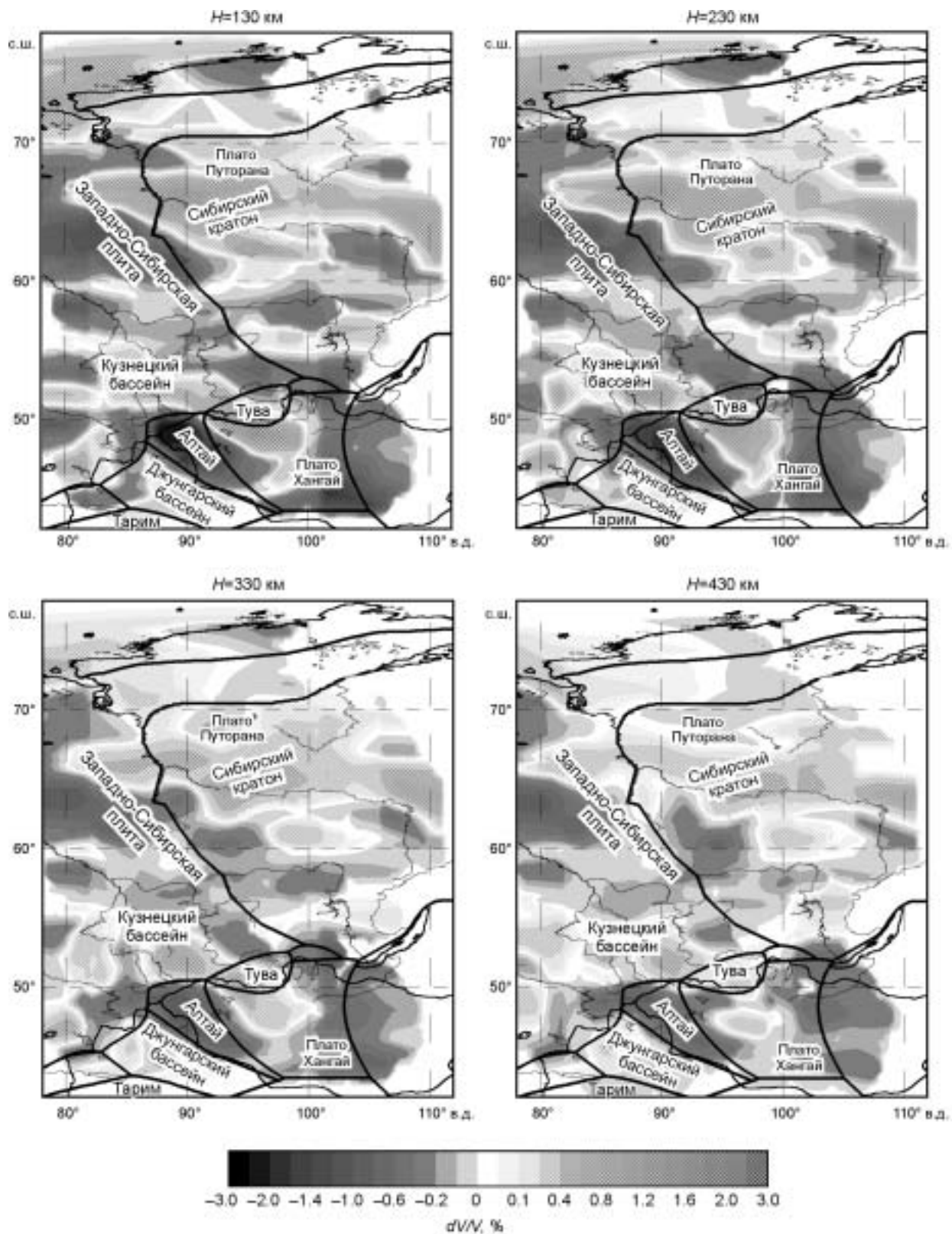


Рис. 7. Суммарные горизонтальные сечения скоростных аномалий P -волн, полученные по результатам томографической инверсии [Бушенкова и др., 2003].

Аномалии даны в процентах относительно референтной скоростной модели.

механизмы землетрясений. Первое, что мы должны сделать, это выбрать модель деформирования. Известно, что выбор модели зависит от пространственных и временных масштабов изучаемого процесса. Землетрясение (включая этап подготовки, этап релаксации и сейсмический цикл), имеющее характерные времена в интервале $1 - n \cdot 1000$ лет (этот интервал условимся называть сейсмическим), относится к промежуточным по длительности деформационным процессам. Оно явно не относится ни к геологически протяженным явлениям, когда вещество твердых оболочек Земли может рассматриваться как сильно вязкая ньютоновская или нелинейно-вязкая жидкость, ни к быстропротекающим процессам (см. выше), имеющим упругий характер. Сейсмический интервал времени как область перехода от быстрых (упругих и упругохрупких) процессов к медленным, преимущественно вязким, процессам выделялся также К. Касахарой [1985].

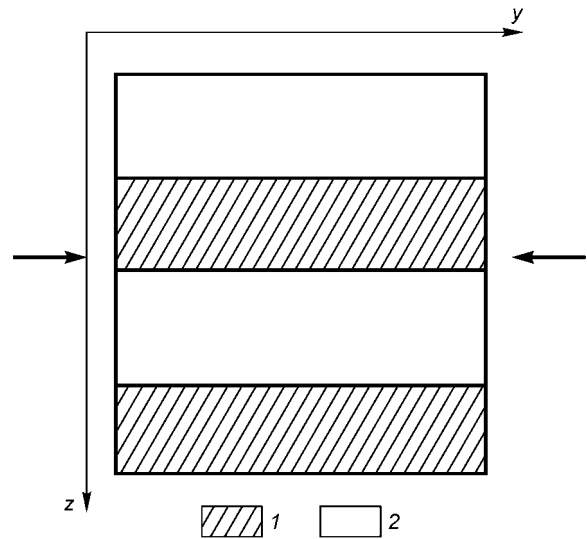
При изучении динамических явлений на сейсмических временах (постсейсмическая релаксация, сейсмический цикл, сдвиг по разлому и т. п.) многими исследователями использовались упруговязкие модели [Smith, Sandwell, 2004]. Крип проявляется уже на интервалах, равных году и меньше, но связанные с ним добавки к деформациям слишком малы по сравнению с постоянно существующими упругими деформациями в сейсмогенной части коры, которые собственно и определяют — как будет осуществляться землетрясение. Без всякого сомнения, на характерных временах, связанных с подготовкой землетрясения, в условиях избытка механической энергии в очаговых зонах готовящихся землетрясений сильно проявляется пластическая деформация. В нижней коре (а также в пределах тепловых аномалий — в средней и верхней коре) пластические деформации должны постоянно играть существенную роль в распределении напряжений [Николаевский, 2006]. Более того, ниже сейсмогенного слоя все сближение суперплит реализуется за счет исключительно пластического течения.

Из приведенных рассуждений следует, что для описания эволюции любого фрагмента коры в сейсмических интервалах времени адекватной моделью является упруговязкопластическая модель. Тем не менее в данной работе в качестве базовой используется линейно-упругая абсолютно прочная модель (в которую затем вносятся коррективы, обязанные пластическому течению). Необходимость в учете твердотельной вязкости просто отсутствует. В установившемся режиме (а именно он и определяет механизмы землетрясений) напряжения, которые получаются в результате расчетов в линейных упруговязких моделях, совпадают со статическими чисто упругими решениями. Более того, при рассмотрении причин, обуславливающих тот или иной механизм землетрясений, мы интересуемся не самими напряжениями σ_x , σ_y , σ_z , а только их упорядоченностью и зависимостью этого порядка от глубины и от условий деформирования, формулируемых в весьма общем виде. Разумеется, возможны такие ситуации, когда при наличии очень интенсивных пластических деформаций меняется и порядок напряжений. Но в сейсмогенном слое коры пластические деформации могут иметь только локальный характер: в противном случае крупные хрупкие разрушения были бы невозможны. Поэтому упругая модель предпочтительнее именно для изучения типичных механизмов в типичных ситуациях. Следующее упрощение модели состоит в отказе от нелинейных эффектов нелинейной упругости, которые неизбежно возникают при столь больших напряжениях, какие господствуют в земной коре. Причины те же: нелинейность не может изменить упорядоченности напряжений. Отказавшись от нелинейности мы снимаем проблему оценки всех „нелинейных“ параметров нелинейной упругости, но получаем возможность оперировать очень простыми для анализа выражениями, в которых все нужные нам зависимости даны в явной форме. К тому же, отказавшись от учета пластичности, вряд ли нужно заботиться о нелинейности. Поровое давление не влияет на упорядоченность напряжений, поэтому оно учитывается только в той части этого раздела, где ориентация разрывов уточняется в рамках модели Кулона—Мора. Мы придерживаемся следующего принципа: если исследуется совершенно конкретная ситуация (например, деформации в окрестности конкретной очаговой зоны), то необходимо использовать максимально подробную и сложную модель, какую позволяет современный уровень знаний. Если же изучаются типичные ситуации в некотором достаточно широком классе явлений, то для получения выводов, касающихся порядка и тенденций, модель должна быть загрублена до той степени, которая еще сохраняет верность качественных выводов. Выбор степени загрубления модели в какой-то мере остается вопросом понимания, интуиции и удачи.

Уточним наше предположение. Мы принимаем, что нелинейность упругих и наличие пластических деформаций (в пределах сейсмогенного слоя) приводят к таким гладким изменениям функций $\sigma_x(z)$, $\sigma_y(z)$ и $\sigma_z(z)$, что и порядок напряжений, и смена этого порядка на критических глубинах (а также упорядоченность критических глубин) в типичных случаях являются топологическими инвариантами. В этой ситуации вся теория приобретает феноменологический характер. Один из параметров модели должен быть применен для того, чтобы „привязать“ характерные глубины к реально наблюдаемым глубинам. В качестве такого параметра будет использоваться наиболее „гипотетическая“ величина модели — коллизионная составляющая упругой деформации.

Рис. 8. Схема бокового сжатия последовательности жестких (1) и мягких (2) блоков.

Помимо физических ограничений, в данной модели имеются и геометрические: и сближающиеся жесткие блоки, и деформируемый „мягкий“ блок считаются однородными, не ограниченными по глубине прямоугольными параллелепипедами, контактирующими друг с другом по параллельным вертикальным плоскостям. Отсутствие вертикальной стратификации является весьма серьезным ограничением. При боковом сжатии вертикально-стратифицированной среды „работают“ только самые жесткие слои. Этот факт поясняется схемой на рис. 8, где жесткие слои заштрихованы. Легко показать, что сжимающее напряжение σ_y в жестких слоях оказывается выше (примерно пропорционально жесткости).



Отсюда, в частности, следует, что плоскость $z = 0$ используемой модели соотносится, скорее, с верхней границей консолидированной коры, а не с дневной поверхностью. Поскольку модули упругости с глубиной в среднем растут, то напряжение σ_y растет быстрее, чем это будет получено в нашей модели. Из-за того, что в верхней части коры напряжения сильнее диссипируют благодаря горообразованию, а возвышающаяся часть горных систем в значительной степени разгружена, рост боковых напряжений (с глубиной) может превосходить темп роста напряжений σ_z , контролируемых только весом вышележащей толщи. Какая-либо экстраполяция модели ниже хрупкого (сейсмогенного) слоя, строго говоря, неправомерна.

Исходя из того, что тектоника коллизионной области в основном определяется взаимным расположением и движением жестких блоков, естественно рассмотреть две „крайние“ ситуации, показанные на рис. 9, а, б. Первую из них естественно определить как *латерально-стесненное одноосное сжатие* (или просто — стесненное сжатие), когда боковые жесткие блоки (показанные горизонтальной штриховкой) „запирают“ вытеснение материала, расположенного между сжимающимися блоками (косая штриховка) в латеральных направлениях. Вторая ситуация, напротив, характеризуется тем, что ничто не препятствует выжиманию материала из межблочного пространства по латерали. Обе ситуации будут моделироваться при помощи бесконечной по координате x модели, изображенной на схеме рис. 9, в, в которой все характеристики напряженно-деформированного состояния не зависят от x . По поводу используемого термина „стесненное или нестесненное сжатие“ заметим следующее: авторы прекрасно отдают себе отчет в том, что любое деформирование в земной коре является стесненным, что, в частности, влечет сложное завершение любого сдвига или сброса. Но здесь речь идет о напряжениях, а не о деформациях и нам представляется, что одно не обязательно смешивать с другим.

Упругие свойства жестких блоков считаются одинаковыми, среда между блоками, разнесенными на расстояние l друг от друга, характеризуется модулями λ и μ , а также плотностью ρ . Оба жестких блока характеризуются одинаковым набором параметров λ_0 , μ_0 , ρ_0 . Заданной считается величина

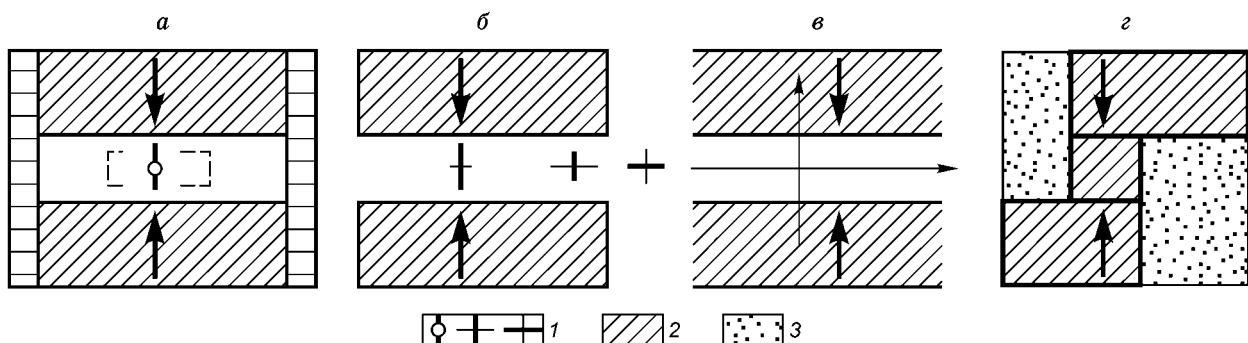


Рис. 9. Упрощенные модели различных режимов деформирования в коллизионной области.

1 — типы деформаций (см. рис. 2), 2 — жесткие блоки, 3 — зона тени.

относительного сближения жестких блоков $\varepsilon_0 = \Delta/l$ (коллизонная деформация). Модель симметрична относительно плоскостей $x = 0$ и $y = 0$. Поверхность Земли $z = 0$ считается плоской и свободной от напряжений:

$$\sigma_z^i|_{z=0} = 0, \quad \tau_{xz}^i|_{z=0} = 0, \quad \tau_{yz}^i|_{z=0} = 0. \quad (1)$$

С учетом сил гравитации и независимости от x уравнения статического равновесия имеют вид

$$\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} = -\rho g, \quad (2)$$

где σ_y и т. д. — нормальные напряжения, τ_{xy} и т. д. — касательные напряжения.

Латерально-стесненное деформирование формализуется условием

$$\varepsilon_{xx} = 0,$$

а латерально-нестесненное деформирование формализуется так:

$$\sigma_x = \sigma_0 + \beta \sigma_z, \quad (3)$$

где σ_0 есть малая величина, а множитель β мы выберем из дополнительного условия. Вначале мы отвлечемся от учета контактов мягкого блока с жесткими. Фактически рассматривается полубесконечный гравитирующий параллелепипед ($-\infty \leq x \leq \infty$, $-l/2 \leq y \leq l/2$, $z \geq 0$) с заданной постоянной деформацией $\varepsilon_{yy} = -\varepsilon_0$. Отметим, что такая модель вполне адекватна ситуации, когда условия сближения ставятся на границе условного мягкого блока в пределах зоны пластичности. Такую ситуацию будем называть *безконтактным сжатием*.

В рассматриваемой ситуации отсутствуют причины для возникновения касательных напряжений, а нормальные напряжения зависят только от z . Следовательно, первые два уравнения равновесия удовлетворятся тривиально, а последнее выразится так:

$$\frac{\partial \sigma_z}{\partial z} = -\rho g.$$

Принимая во внимание условия на свободной границе, получим $\sigma_z = -\rho g z$.

Латерально-стесненное сжатие. Согласно закону Гука (с учетом условия $\varepsilon_{xx} = 0$), получим

$$\sigma_x = \lambda(-\varepsilon_0 + \varepsilon_{zz}), \quad \sigma_y = -(\lambda + 2\mu)\varepsilon_0 + \lambda\varepsilon_{zz}, \quad -\rho g z = (\lambda + 2\mu)\varepsilon_{zz} - \lambda\varepsilon_0. \quad (4)$$

Последнее из уравнений дает

$$\varepsilon_{zz} = \frac{\lambda\varepsilon_0 - \rho g z}{(\lambda + 2\mu)}. \quad (5)$$

Из этой формулы следует, что до глубины

$$Z = \lambda\varepsilon_0/\rho g \quad (6)$$

деформация ε_{zz} положительна. Интервал $(0, Z)$ можно интерпретировать как ту часть мягкого блока, за счет которой происходит рост гор.

Из формул (4) и (5) получаем:

$$\sigma_x(z) = -\frac{\lambda}{\lambda + 2\mu}(2\mu\varepsilon_0 + \rho g z), \quad \sigma_y(z) = -\frac{\lambda}{\lambda + 2\mu}\left[\frac{2\mu}{\nu}\varepsilon_0 + \rho g z\right].$$

Для того чтобы точнее сопоставлять различные величины, удобно вычислять их для некоторого конкретного значения коэффициента Пуассона. По данным ГСЗ [Крылов и др., 1993], наиболее типичные значения ν для земной коры находятся в пределах 0.25—0.30. Наиболее реалистичной оценкой является значение 0.25 (а чаще даже меньшая величина). Дело в том, что при тех статических напряжениях, которые отвечают геодинамическим процессам, реальная блочная структура геологической среды проявляется гораздо существеннее, чем при распространении упругих волн. Значения сейсмических скоростей, отвечают тому масштабному диапазону, который начинается от кристаллической структуры отдельных зерен и заканчивается размерами, отличающихся от размера зерна не более чем на несколько порядков. Чем сильнее выражена дискретность вещества и на чем более высоком масштабном уровне эта дискретность проявляется, тем ниже значения коэффициента Пуассона по сравнению с его значением у вещества, из которого состоят блоки. Для примера заметим, что эффективный коэффициент ν_e плотной (гранцентири-

Рис. 10. Зависимость главных напряжений от глубины для различных режимов сжатия.

Пояснения в тексте.

рованной) упаковки шаров, имеющих коэффициент Пуассона ν , равен $\nu/(8-5\nu)$, что при $\nu = 1/3$ дает $\nu_e \cong 1/20$ (независимо от размера шаров). Значению $\nu = 0.25$ отвечает равенство $\lambda = \mu$. (Но для низов коры, где заметную роль играет пластическая деформация, коэффициент Пуассона, напротив, может оказаться повышенным.) Для $\nu = 0.25$

$$\sigma_x(z) = -\frac{1}{3}(2\mu\varepsilon_0 + \rho gz), \quad \sigma_y(z) = -\frac{1}{3}(8\mu\varepsilon_0 + \rho gz).$$

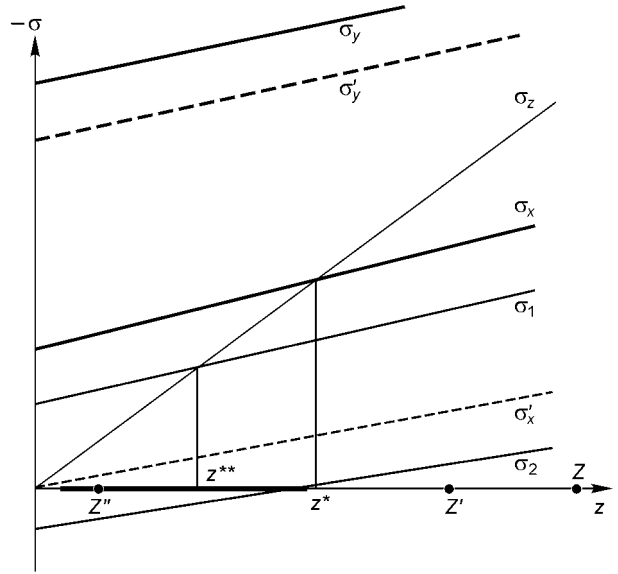
Заметим еще, что на состояние пластичности влияет снижение модуля сдвига в пределе до нуля, чему отвечает значение коэффициента Пуассона $\nu = 1/2$. Из формулы (6) следует, что в этом пределе графики $\sigma_z(z)$ и $\sigma_y(z)$ становятся параллельными.

Зависимость полученных напряжений от глубины показана на рис. 10 (сплошными жирными линиями). В силу того, что σ_z всегда по абсолютной величине монотонно возрастает с глубиной, а рост интенсивности двух других нормальных напряжений определяется (помимо более локальных причин) именно этим обстоятельством, можно предположить, что существование характерных глубин, определяющих пересечение графика $\sigma_z(z)$ с $\sigma_x(z)$ и графика $\sigma_z(z)$ с $\sigma_y(z)$, является важнейшей топологической характеристикой напряженного состояния между двумя сближающимися блоками в достаточно широком круге ситуаций. До точки z^*

$$z^* = \lambda\varepsilon_0/2\rho g \quad (7)$$

имеем (с учетом знака напряжений) $\sigma_y < \sigma_x < \sigma_z$, что, как известно, определяет взброс, после нее — неравенства $\sigma_y < \sigma_z < \sigma_x$, которые определяют сдвиг. Здесь мы используем традиционный термин „сдвиг“, хотя он крайне неудачен с точки зрения механики, так как и сброс, и надвиг (взброс) — все являются сдвигами. Англоязычный термин strike-slip (сдвиг по простиранию), несомненно, был бы лучше. Следующая смена механизма происходит за точкой пересечения графиков $\sigma_z(z)$ и $\sigma_y(z)$, где неравенства $\sigma_z < \sigma_y < \sigma_x$ определяют сброс. Плоскость сместителя P_{yz} при взбросовом механизме есть плоскость, параллельная оси x и составляющая отличный от нуля угол с горизонтом. Сместитель P_{yx} , вдоль которого происходит сдвиг (по простиранию), является вертикальным (хотя сама деформация ε_{xy} , которую реализует данный разрыв, происходит в горизонтальной плоскости). Направление смещения вещества на любом берегу сместителя всегда составляет острый угол с направлением силы, с которой наибольшее (в данной ситуации) сжатие прижимает частицы вещества к плоскости сместителя.

Пусть (z_1, z_2) есть интервал глубин, в котором располагается сейсмогенный слой (т. е. объем вещества, способного к хрупкому разрушению). Возникающие всевозможные ситуации, определяются порядком критических глубин z_1, z_2, z^* (при $z_1 < z_2$). Казалось бы, теперь нужно вычислить значение z^* и сверить с глубинами землетрясений, наблюдаемых в областях стесненного сжатия. К сожалению, используемая нами линейная абсолютно прочная упругая модель слишком груба, чтобы строить численные оценки (хотя сама смена режимов в зависимости от глубины не может вызывать сомнения.) Действительно, приняв для коры в среднем $V_p = 6.4$ км/с, $V_s = 3.7$ км/с и положив $\lambda = \rho(V_p^2 - 2V_s^2)$, получим $z^* = 6.8 \cdot 10^5 \cdot \varepsilon_0$ (м). Нужно взять ε_0 равной $2 \cdot 10^{-2}$, чтобы получить относительно приемлемую величину 13.6 км. Хотя 10^{-2} — это еще очень далеко до теоретического предела прочности совершенного кристалла, такая деформация слишком велика, чтобы в реальности быть упругой. Полученное расхождение с реальностью связано с принятыми упрощениями. В то же время данная модель достаточно правильно описывает ситуацию для блоков, не потерявших сдвиговой устойчивости. В частности, именно используемая модель объясняет преобладание разрывов сбросового типа в отложениях осадочного чехла в условиях умеренного сжатия. Действительно, решая уравнение $\sigma_y(z) = \rho gz$ для $V_p \approx 2.5$ км/с, $V_s \approx 1.5$ км/с, найдем, что глубина, на которой пересе-



каются прямые $\sigma_y(z)$ и $\sigma_z(z)$ при $\varepsilon_0 = 10^{-4}$, не превосходит 10 м. Любой разрыв глубже этой величины оказывается сбросом. Обнаруженный факт прямо свидетельствует о том, что деформационные свойства горных систем и жестких (слабдеформируемых) блоков принципиально отличаются благодаря повышению роли пластической деформации в областях, где потеряна сдвиговая устойчивость.

Итак, чтобы привязаться к более или менее реальному масштабу глубин, мы предположим, что в области стесненного деформирования величина z^* совпадает если не с самыми глубокими, то с достаточно глубокими коровыми землетрясениями. Примем для определенности, что $z^* \approx 20$ км. Это означает, что агрегат $\lambda\varepsilon_0/\rho g$, совпадающий с нижней границей интервала вертикального удлинения Z , равен примерно 40 км.

Ясно, что реальное значение z^* не обязано совпадать с величиной 20 км, но предполагается, что оно имеет такой порядок. Во всех случаях, когда аппарат $\lambda\varepsilon_0/\rho g = Z$ используется для сугубо приближенной оценки глубин, мы будем указывать, что глубина дается в условном масштабе. В этом масштабе глубин сейсмогенный слой выделен на рис. 10 жирным отрезком оси Z .

Если выполнено только неравенство $z^* > z_1$, то более мелкие землетрясения являются взбросами, а более глубокие — горизонтальными сдвигами. Если выполнено второе неравенство ($z^* > z_2$), то доминирующим механизмом землетрясений является взброс. Естественно, что в силу разнообразия конкретных ситуаций подобные условия имеют смысл только „в среднем“. Но эти условия, по крайней мере, объясняют причину повышенной доли взбросов в областях стесненного сжатия. Классическим примером такой области является Тянь-Шань, окруженный со всех сторон жесткими блоками: Таримом, Джунгарией и Казахской плитой. Только на юго-западе он граничит с пластическим блоком Памира, но на Памире интенсивность сжимающих напряжений не ниже, чем на Тянь-Шане, где практически все крупные землетрясения являются взбросами (см. рис. 1, б).

Если мы приняли, что в нашей феноменологической упругой модели $z^* \approx 20$ км, а подошва сейсмогенного слоя z_2 может быть и выше и ниже значения z^* , то кровля сейсмогенного слоя в этой модели может быть оценена из условия близости максимального касательного напряжения к реальной прочности твердых тел на сдвиг τ_* . Известно (см., например, [Левин и др., 2004]), что реальная прочность τ_* большинства твердых тел равна $10^{-3}\mu / 2\pi n$, где $1 < n < 10$ ($\mu / 2\pi$ — теоретический предел прочности). На глубине z наибольшее касательное напряжение (при $\nu = 1/4$ и $\lambda\varepsilon_0/\rho g \equiv Z = 40$ км) равно

$$\tau_{\max}(z) = (1/2)|\sigma_y - \sigma_z| = (1/6)\mu\varepsilon_0(8 + z/20) > \tau_{\max}(0) = (4/3)\mu \cdot 10^{-2} > \tau_* . \quad (8)$$

Полученная оценка не означает, что хрупкое разрушение возможно прямо с дневной поверхности, поскольку в рассматриваемой модели предполагается, что кора представлена только консолидированной своей частью. Разность $\tau_{\max}(z) - \tau_*$ характеризует уровень пластических деформаций, обеспечивающих неравенство $\tau \leq \tau_*$ в нормальном состоянии коры. Итак, отсюда следует, что сейсмогенный слой ограничивается сверху кровлей консолидированной части коры. Заметим, что измерения на плотных сейсмических сетях подтверждают существование маломagnitude землетрясений на глубинах 2 км и меньше.

Вернемся к физическому значению критической глубины Z , которая в условном масштабе равна 40 км. Как уже указывалось выше, она определяет интервал глубин, за счет которого происходит горообразование. К сожалению, глубина, равная 40 км, относится к интервалу глубин, где господствует пластичность и рассматриваемая упругая модель вряд ли применима. Не исключено, что влияние пластичности сказывается на значительном увеличении интервала, определяющего ресурс горообразования. Дело в том, что величина Z определяется скоростью схождения графиков $\sigma_y(z)$ и $\sigma_z(z)$, определяемых в упругой модели. Выше мы приводили доводы в пользу того, что в пластической области эти графики могут расходиться, а это неизбежно скажется на увеличении интервала вертикального удлинения. Тем не менее вычисление значений Z для всего спектра геодинамических режимов коллизионной области в рамках используемой модели показывает, что их упорядоченность находится в замечательном соответствии со сравнительными высотами рельефа в соответствующих зонах.

Латерально-нестесненное сжатие. Оценим сначала пределы для отношения $\sigma_0/\sigma_y(0)$, характеризующего степень стесненности-нестесненности в отсутствие сил гравитации. Сжатие, создаваемое в однородном пространстве двумя сосредоточенными в точках $(0, -l, 0)$ и $(0, l, 0)$ равными (но направленными друг против друга) силами F , может служить примером деформирования, создаваемого сближающимися блоками нулевой протяженности ($L = 0$) в абсолютно нестесненной ситуации (но без учета сил гравитации). Поле смещений равно сумме полей смещений от каждого источника напряжений:

$u_i(x, y, z) = u_i^{(+)}(x, y, z) + u_i^{(-)}(x, y, z)$, ($i = x, y, z$). Согласно формулам, приведенным в [Ландау, Лифшиц, 1965, с. 44],

$$u_y^{(\pm)} = \pm \frac{F}{4\pi\mu} \left[\frac{1}{r_{\pm}} - \frac{1}{4(1-\nu)} \frac{\partial^2 r_{\pm}}{\partial y^2} \right], \quad u_x^{(\pm)} = - \frac{F}{4\pi\mu} \frac{1}{4(1-\nu)} \frac{\partial^2 r_{\pm}}{\partial(\pm y)\partial x},$$

где $r_{\pm} = \sqrt{x^2 + z^2 + (y \pm l)^2}$. Формула для $u_z^{(\pm)}$ следует из последней формулы при замене x на z . Опуская выкладки, приведем следующие величины:

$$\varepsilon_{yy}^0|_{x=y=z=0} = - \frac{F}{4\pi\mu} \frac{2}{l^2}, \quad \varepsilon_{xx}^0|_{x=y=z=0} = \frac{F}{4\pi\mu} \frac{1}{4(1-\nu)} \frac{2}{l^2}, \quad \varepsilon_{xx}^0|_{y=z=0} = - \frac{F}{4\pi\mu} \frac{1}{4(1-\nu)} \frac{4lx^2}{r_{\pm}^5}, \quad x \gg l,$$

а также

$$\sigma_{yy}^0|_{x=y=z=0} = - \frac{2F}{4\pi l^2} \frac{\lambda(3\lambda+4\mu)}{\mu(\lambda+2\mu)}, \quad \sigma_{xx}^0|_{x=y=z=0} = \frac{2F}{4\pi l^2} \frac{\mu}{\lambda+2\mu}.$$

Полученные формулы определяют отношение

$$\kappa = - \sigma_x^0 / \sigma_y^0 = \frac{\mu^2}{\lambda(3\lambda+4\mu)}.$$

При $\nu = 1/4$ ($\lambda = \mu$) $\kappa = 1/7$. Таким образом, хотя положительные значения σ_x (означающие растягивающие напряжения) и возможны, но они даже в условиях идеального нестесненного деформирования малы по сравнению со сжимающими напряжениями. В противоположность этому, деформации растяжения по абсолютной величине сопоставимы с деформациями сжатия. Их отношение при $\nu = 1/4$ равно $1/3$.

Отметим смену знака деформации ε_{xx}^0 при увеличении x . Деформация растяжения сменяется на деформацию сжатия. Этот факт отражает выталкивание материала из области сжатия в окружающее пространство. Данное явление тем более характерно для сближающихся конечных блоков, что мы и отразили на схеме рис. 9, б. Ситуацию *выдавливания материала* следует рассматривать наряду со стесненным и нестесненным сжатием, а также деформационной тенью (см. ниже) как специфическое для коллизионной области напряженно-деформированное состояние. Крайняя восточная часть АСО (в особенности ее южная половина, совпадающая с восточной границей Хангая), по-видимому, представляет пример этой ситуации.

Теперь найдем значения напряжений и деформаций для условий нестесненного сжатия в модели сближающихся бесконечных блоков. Чтобы отличать ситуации стесненного или нестесненного сжатия, условимся пометать штрихом величины, относящиеся к нестесненному деформированию. Используя закон Гука, выразим деформацию ε'_{yy} через напряжения:

$$\varepsilon'_{yy} = \frac{1}{E} [\sigma'_y - \nu(\sigma'_x + \sigma'_z)],$$

где E — модуль Юнга. Подставляя в эту формулу $\varepsilon'_{yy} = -\varepsilon_0$, $\sigma'_z \equiv \sigma_z = -\rho gz$ и $\sigma'_x = \sigma_0 - \beta \rho gz$, определяем

$$\sigma'_y = -E\varepsilon_0 - \nu\sigma_0 - \nu(1+\beta)\rho gz.$$

Коэффициент β найдем, предположив, что, как и при стесненном деформировании, скорость изменения обоих горизонтальных напряжений с глубиной одинакова. Из условия $\beta = \nu(1+\beta)$, определяем $\beta = \nu/(1-\nu) \equiv \lambda/(\lambda+2\mu)$ и

$$\sigma'_x = \sigma_0 - \frac{\lambda\rho gz}{\lambda+2\mu}; \quad \sigma'_y = -E\varepsilon_0 - \nu\sigma_0 - \frac{\lambda\rho gz}{\lambda+2\mu}. \quad (9)$$

Теперь находим деформацию вдоль оси x :

$$\varepsilon'_{xx} = \frac{1}{E} \left[\sigma_0 - \frac{\nu}{1-\nu} \rho gz - \nu \left(-E\varepsilon_0 - \nu\sigma_0 - \frac{\nu}{1-\nu} \rho gz - \rho gz \right) \right] = \nu\varepsilon_0 + \frac{(1+\nu^2)\sigma_0}{E},$$

а также вдоль оси z :

$$\varepsilon'_{zz} = \nu\varepsilon_0 + (1+\nu^2) \frac{\sigma_0}{E} - \frac{\rho gz}{E} \left(1 - \frac{2\lambda\nu}{\lambda+2\mu} \right) = \nu\varepsilon_0 + (1+\nu^2) \frac{\sigma_0}{E} - \frac{\rho gz}{(\lambda+2\mu)}. \quad (10)$$

Легко также подсчитать, что $\varepsilon'_{yy} = -\varepsilon'_0 - \nu\sigma'_0/E$. Как и следовало ожидать, деформация ε'_{xx} на всех глубинах положительна (деформация удлинения). Ее независимость от глубины является формальным

следствием принятого предположения об одинаковом росте горизонтальных напряжений с глубиной, поэтому ему не нужно придавать какое-то особое физическое значение.

Деформация ε_{zz} положительна при

$$z < Z' = \frac{\nu(\lambda + 2\mu)\varepsilon_0}{\rho g} \quad (11)$$

(предполагается, что $\sigma_0 = 0$). Для коэффициента Пуассона, характеризующего блочные среды при относительно малых напряжениях ($\lambda = \mu$), $Z' = (3/4)\lambda\varepsilon_0/\rho g = (3/4)Z$ (в условном масштабе глубин $Z' \approx 30$ км). Хотя цифра 30 км в той же степени условна, что и обсуждавшееся ранее значение $Z = 40$ км, неравенство $Z > Z'$, означающее больший потенциал горообразования в областях стесненного сжатия по сравнению с областями нестесненного сжатия, по-видимому, верно отражает действительность.

Зависимость напряжений от глубины при нестесненном деформировании показана на рис. 10 штриховыми линиями (принято $\sigma_0 = 0$). Характерной особенностью новой ситуации является то, что критическая глубина находится вне сейсмогенного слоя (возможно и вне коры). Следовательно, для всего сейсмогенного слоя имеем (с учетом знаков) $\sigma_y < \sigma_z < \sigma_x$, поэтому доминантным механизмом в коллизионной области с нестесненным одноосным сжатием является сдвиг (по простиранию) с вертикальным сместителем P_{zx} . Небольшие изменения величины σ_0 в сторону положительных или отрицательных напряжений, очевидно, ничего не меняют. Наибольшую глубину сейсмогенного слоя в рассматриваемой чисто упругой модели определить невозможно. Наименьшую глубину естественно определить из условия $\tau_{\max} > \tau_*$. Вычислив величину $\tau_{\max} = (1/2)|\sigma_y' - \sigma_x'| = E\varepsilon_0 = (5/2)\mu\varepsilon_0 > \tau_*$, мы убеждаемся, что, как и при стесненном сжатии, землетрясения, в принципе, возможны, начиная с самых верхов консолидированной коры. Интересно отметить, что уровень модельных касательных напряжений выше, чем при стесненном сжатии, при котором τ_{\max} в сейсмогенном слое изменяется от $(3/2)\mu\varepsilon_0$ до $(4/3)\mu\varepsilon_0$.

Нестесненное состояние, как оно здесь определено, является весьма идеализированной ситуацией. Какая-то стесненность всегда есть. Есть и множество промежуточных (умеренно-стесненных) состояний сжатия, для которых графики $\sigma_x(z)$ находятся в полосе между $\sigma_x'(z)$ (тонкий пунктир на рис. 10) и $\sigma_x(z)$ стесненного деформирования. Например, напряжение $\sigma_x(z)$ для ситуации умеренно-стесненного сжатия может совпадать с $\sigma_1(x)$. В этом случае в близкой к дневной поверхности части сейсмогенного слоя наблюдаются взбросы, а в более глубокой — сдвиги.

Алтае-Саянская область, которая как бы „открыта“ на восток, находится в условиях умеренно-стесненного одноосного сжатия. Неудивительно, что достаточно большая часть крупных землетрясений реализуется как сдвиг (см. рис. 1, б и 5).

Деформационная тень. При мозаичной структуре блоков неизбежно возникают области деформационной тени для напряжений σ_y (см. рис. 9, з). Окрестности среднего жесткого блока оказываются разгруженными. В этой ситуации значение ε_0 уменьшается до некоторого значения $\varepsilon_0'' \ll \varepsilon_0$ и линия графика $\sigma_y(z)$ на рис. 10 может опуститься до линии графика $\sigma_1(x)$ или еще ниже. Если $\varepsilon_0'' \leq (\nu/3)\varepsilon_0$, то критическая точка

$$z^{**} = \frac{(\lambda + 2\mu)(3\lambda + 2\mu)\varepsilon_0''}{2(\lambda + \mu)\rho g},$$

которая при $\lambda = \mu$ и $\varepsilon_0'' = (\nu/3)\varepsilon_0$ равна $(15/48)\lambda\varepsilon_0/\rho g \cong (2/3)z^*$ (в условном масштабе глубин $z^{**} \approx 13$ км), располагается в пределах сейсмогенного слоя. На глубинах $z \geq z^{**}$ наблюдаются нормальные сбросы со сместителем P_{zx} , представляющим плоскость, которая параллельна оси u (т. е. оси регионального сжатия). На меньших глубинах — сдвиги (по простиранию). В общем, эти цифры отвечают ситуации в Байкальской рифтовой зоне, где сейсмогенный слой простирается от 0 до 42 км с максимумом сейсмичности в интервале 15—20 км [Déverchère et al., 2001]. Заметим, что в БРЗ ось u нужно направлять на СВ. В [Déverchère et al., 2001] приведены две замечательные гистограммы глубин гипоцентров в БРЗ: одна по центральной части БРЗ, вторая по ее северо-восточному флангу. Указанные выше характеристики глубин относятся именно к первой гистограмме. Согласно гистограмме, характеризующей северо-восточный фланг БРЗ, где преобладают сдвиги, гипоцентры сосредоточены в интервале 0—28 км с максимумом в интервале 7—11 км. Такие характеристики гистограмм совершенно естественны, если вспомнить, что в центральной части БРЗ преобладают сбросы, а на северо-восточном фланге — сдвиги. Недостаточно высокая активность низов коры на северо-востоке БРЗ, скорее всего, связана с повышенной жесткостью

коры. Согласно профилю ГСЗ с нанесенными на него гипоцентрами [Суворов и др., 2003], глубокая сейсмичность на северо-восточном фланге проявляется только в районе Муйской впадины и Муйского тоннеля. Далее на северо-восток низы коры являются асейсмичными.

Важно заметить, что в некотором диапазоне значений ε_0'' возникает явление, которое можно назвать структурной неустойчивостью механизмов по отношению к параметрам модели: небольшие изменения параметров заметно изменяют соотношение различных типов подвижки, вплоть до появления взбросов, отсутствующих в системе напряжений $\{\sigma_x', \sigma_y = \sigma_1, \sigma_z\}$. Дадим, в частности, интерпретацию уже упоминавшегося нами „эпизода сжатия 1992—1993 гг.“ на Байкале [Дядьков и др., 2000]. В течение примерно двух предшествующих эпизоду лет по всему Байкалу наблюдался ряд типичных для него землетрясений, в результате которых произошла релаксация вызывающих их касательных напряжений. Эти напряжения при $z \geq z^{**}$ определяются абсолютной величиной разности главных напряжений $\sigma_z - \sigma_x'$ (оба напряжения отрицательны, но $|\sigma_z| > |\sigma_x'|$). В силу того, что сила гравитации не изменилась, наиболее естественный путь уменьшения уровня указанных касательных напряжений состоит в увеличении абсолютной величины наименьшего горизонтального напряжения. Предположим, что новый график $\sigma_x(z)$ совпадает с графиком $\sigma_z(z)$, показанным на рис. 10 тонким пунктиром. Тогда выше некоторой глубины $z = \zeta$ устанавливается режим стесненного деформирования ($\sigma_y < \sigma_x < \sigma_z < 0$) с преобладанием взбросов. Отметим, что на глубинах $z > z^{**}$ режим деформирования не изменился! По-прежнему преобладают сбросы. К сожалению, данные не сейсмологического происхождения, которые были в распоряжении авторов работы [Дядьков и др., 2000], связаны только с близповерхностными эффектами: деформационными измерениями у дневной поверхности (в обсерватории Талая) и с тектономагнитными аномалиями, обусловленными магнитострикционным эффектом намагниченных пород фундамента вне акватории Байкала. Что же касается серии взбросов, появившихся в течение эпизода в БРЗ, то глубина их гипоцентров не определялась.

Интересная ситуация складывается в зоне глубокой тени, когда оба горизонтальные напряжения совпадают и равны

$$\sigma_x = \sigma_y = \sigma_0 - \frac{\nu}{1-\nu} \rho g z$$

при $\sigma_0 < 0$. В этой ситуации, как легко получить, $\varepsilon_{xx} = \varepsilon_{yy} = (1 - \nu)\sigma_0/E < 0$. Все три главные деформации оказываются деформациями укорочения. Тем не менее разрывы реализуются по типу сбросов. Ниже такие ситуации обозначены термином „стесненный разрыв“. Простирание сместителя оказывается неустойчивым, вследствие чего при построении осредненных сеймотектонических деформаций обе горизонтальные оси оказываются осями горизонтального растяжения (удлинения), несмотря на фактическое сжатие. По данным работы [Radziminovich et al., 2005], СТД такого сорта наблюдаются в восточной части Южного Байкала. Безусловно, эта же ситуация будет наблюдаться и в том случае, когда $\sigma_0 > 0$, поэтому нельзя в точности утверждать, что на Байкале отсутствует реальное растяжение (тем более, что оно выявляется по данным GPS). Но хотелось бы обратить внимание на возможность неоднозначной интерпретации данных по СТД.

Отметим еще, что структурная неустойчивость возможна и в случае умеренно-стесненного сжатия, но отсутствует при идеальном нестесненном сжатии.

С уменьшением ε_0'' уменьшается и интервал глубин, в котором положительна деформация ε_{zz} , обеспечивающая рост гор. В частности, при $\lambda = \mu$ и $\varepsilon_0'' = (\nu/3)\varepsilon_0$ нижняя глубина, для которой ε_{zz} неотрицательна, равна

$$Z'' = \frac{\nu(\lambda + 2\mu)\varepsilon_0''}{\rho g} \cong \frac{\lambda\varepsilon_0}{12\rho g} = \frac{1}{12} Z$$

(в условном масштабе глубин $Z'' \leq 2.5$ км). Поскольку отношение Z''/\bar{Z} мало, то процессы опускания масс и утонения коры будут преобладать над процессами воздымания (утолщения).

Возможны такие комбинации значений ε_0'' и σ_0 (при $0 > -\nu k \varepsilon_0'' / (1 + \nu^2)E > \sigma_0$), что $\varepsilon_{zz} < 0$ при всех $z \geq 0$, но при этом доминирующим механизмом землетрясений будет сдвиг, а не сброс.

Минимально возможная (для хрупкого разрушения) глубина определяется из проверки неравенства равенства $\tau_{\max} = (1/2)|\sigma_y' - \sigma_x'| \geq \tau_*$. Она вычисляется, как и для нестесненного деформирования, при замене ε_0 на ε_0'' . Умножив полученную там оценку на $\nu/3 = 1/12$, мы увидим, что полученная величина $(5/2)\mu\varepsilon_0'' \approx 2 \cdot 10^{-3}\mu$ остается большей реального порога прочности $(\mu/2\pi l) \cdot 10^{-3}$. В сбросовой части сейсмогенного слоя

$$\tau_{\max} = (1/2)|\sigma_z' - \sigma_x'| = \frac{1}{2} \left| \rho g z - \frac{\lambda \rho g z}{\lambda + 2\mu} + \sigma_0 \right| = \mu \varepsilon_0 \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \frac{\rho g}{\lambda \varepsilon_0} z + \sigma_0/2 = \frac{1}{3} \mu \frac{z}{40} \cdot 10^{-2} + \sigma_0/2 \quad \text{при } z \geq z^{**}.$$

Пренебрегая значением σ_0 , получаем для $z \in (10, 20)$ км

$$\tau_* < \mu \cdot 10^{-3} < \tau_{\max} < 2\mu \cdot 10^{-3}.$$

Таким образом, во всем сейсмогенном слое фрагмента коры, находящегося в области деформационной тени, примерно одно и то же соотношение между максимальными напряжениями и реальной прочностью. В отличие от условий стесненного и нестесненного сжатия, реальная прочность и максимальные напряжения имеют один порядок. Это означает, что роль пластических деформаций в зонах деформационной тени значительно меньше, чем в других частях коллизионной зоны. Возможно с этим связана относительно большая мощность хрупкой коры на Байкале, которая Ж. Девершером определяется как преимущественно холодная [Deverchere et al., 2001].

Возможность коллизионного происхождения БРЗ следует также и из расчетов [Назарова и др., 2002], которые показали, что небольшие изменения реологии меняют сбросовый режим на сдвиговый и обратно. Аналогичные соображения высказывались и О.П. Полянским [Polyansky, 2002]. Сказанное здесь переносится и на Монгольское Прибайкалье, где (как уже отмечалось выше) наблюдаются изменения механизмов землетрясений в одной и той же эпицентральной зоне. В частности, “сдвиговое” Бусингольское землетрясение произошло на месте палеоземлетрясения, произошедшего по типу сброса. В недавней работе [Шерман, Савитский, 2006] было показано наличие чередования активизаций разломных зон в БРЗ и в Прибайкалье, это указывает на то, что обе территории относятся к общей зоне пластической деформации.

Уточнение ориентации плоскости разрыва. При любом сочетании напряжений σ_x , σ_y и σ_z ориентация плоскости разрыва в упругой модели детерминирована с точностью до одного угла и выбора одной из двух сопряженных плоскостей. Действительно, вследствие симметрии тензора напряжений обе сопряженные плоскости параллельны той оси координат, которая отвечает промежуточному напряжению, составляя углы β и $-\beta$ с одной из оставшихся осей. Задание оси наибольшего сжимающего напряжения легко определяет направление сдвига — для одной из сопряженных плоскостей он правосторонний, для другой — левосторонний.

В следующем разделе мы попытаемся обосновать ту точку зрения, согласно которой выбор сопряженной плоскости и угол β определяются наложением фактического напряженного состояния на сложившееся пластическое течение. Тем не менее рассмотрение чисто упругой модели (плюс критерий разрушения), несомненно, имеет смысл. В конце концов, пластическое течение тоже определяется особенностями напряженного состояния. Упругая модель — это та печка, от которой „удобно плясать“. Более серьезным ограничением является то, что фактическое напряженное состояние благодаря и принципиальной прочностной неоднородности среды и заметной роли пластической деформации сильно отличается от идеализированной модели, на которой мы строим свои рассуждения. Самое большое, на что мы можем рассчитывать — это выявление некоторых тенденций для зависимости угла β от глубины и т. п.

Критерий разрушения, как правило, имеет форму неравенства $F(\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3) \leq 0$, невыполнение которого влечет разрушение. (Состояние вещества, отвечающее равенству, называется предельным состоянием.) В этой формуле σ_i — суть главные напряжения. Сейчас широко принята точка зрения, согласно которой прочность горных пород определяется внутренним трением (модель Кулона—Мора) и, вследствие этого, критерий устойчивости берется в виде

$$|\tau| \leq f(\sigma_n) = \tau_c + f_s |\sigma_n|, \quad (12)$$

где τ касательное и σ_n — нормальное напряжения, действующие на некоторой плоскости P ; τ_c и f_s — коэффициенты сцепления и внутреннего трения соответственно. При этом прямая $\tau_c + f_s \sigma_n$ (в плоскости (σ_n, τ)) касается наибольшего из кругов Мора, описываемого уравнением

$$\tau = \sqrt{(1/4)(\sigma_3 - \sigma_1)^2 - (\sigma_n - (1/2)(\sigma_1 + \sigma_3))^2}.$$

На первый взгляд, критерий (12) имеет неинвариантную форму, так как зависит от ориентации плоскости P . Но каждая комбинация напряжений $(\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3)$ однозначно определяет большой круг Мора и, стало быть, возможность его касания с прямой $|\tau| = \tau_c + f_s |\sigma_n|$. Фактически, в модели Кулона—Мора промежуточное напряжение σ_2 не влияет на критерий прочности, что не совсем отвечает имеющимся

экспериментам. Заметим еще, что в технической литературе критерием Кулона—Мора считается неравенство $\sigma_1 - \chi\sigma_3 \leq \sigma_b^p$ ($\chi = \sigma_b^p / \sigma_b^{сж}$) [Левин и др., 2004]. Однако ему можно придать форму (12). В общем случае функция $f(\sigma_n)$ не обязана быть линейной.

В задачах, связанных с прочностью гранулированных сред (а горные породы относятся к их числу), тензор напряжений \mathbf{T} заменяется на тензор эффективных напряжений $\mathbf{T}^e = \mathbf{T} - p_a \mathbf{I}$, где \mathbf{I} — единичная матрица, а p_a — давление во флюиде. Дело в том, что давление во флюиде уменьшает давление на контактах зерен, повышая прочность вещества. В системе открытых пор $p_a = -\rho_a g z$, где ρ_a — плотность флюида (воды). В закрытых порах давление p_a (вследствие перегретости флюида) может быть (по модулю) много больше. Касательные напряжения остаются теми же: $\tau^e = \tau$, а главные и нормальные напряжения уменьшаются (с учетом знака) на величину p_a .

Предположим, что мы рассматриваем взброс в ситуации латерально-стесненного сжатия. Множество пар (σ_y, σ_z) , определяющих ситуацию взброса при $z \in (z_1, z^*)$, образует однопараметрическое семейство с параметром z . Выразим τ и σ_n в (12) через σ_y, σ_z и угол θ (см. выше). Тогда критериальное уравнение $|\tau| = \tau_c + f_s |\sigma_n|$ также определит однопараметрическое семейство напряжений пар (σ_y, σ_z) с параметром β . В обоих семействах напряжения σ_y и σ_z связаны линейно, поэтому первое из семейств определяет отрезок прямой, а второе — полубесконечную прямую. На плоскости такие два объекта (в типичном случае) имеют не более одной общей точки, которой отвечает некоторая глубина z_s . Наличие только одной глубины, в которой напряженное состояние в точности совпадает с предельным состоянием в модели Кулона—Мора, является следствием идеализации и напряженного состояния, и используемого критерия. В общем случае поля напряжений трехмерны, а предельное состояние для общего критерия $F(\sigma_1(\mathbf{x}), \sigma_2(\mathbf{x}), \sigma_3(\mathbf{x})) \leq 0$ определяет поверхность в физическом пространстве. Но мы увидим, что, если не оставаться в рамках чисто упругой модели, то получающаяся „критериальная“ глубина является важной характеристикой реального сейсмогенного слоя. Другая задача, которую можно решить с использованием модели Кулона—Мора, это определение (для каждой глубины) такого угла β^* , для которого отношение σ_n/τ минимально. Угол $\beta^*(z)$ можно считать наиболее благоприятным и для трещин хрупкого разрушения, и для квазипластического движения вещества вдоль разломных зон. Из интуитивных соображений ясно, что критерий разрушения приводит к тому, что плоскость подвижки как бы стремится стать ортогональной к направлению наименьшего сжатия, поворачиваясь в соответствующую сторону. Скажем, в случае сдвига (при нестесненном и умеренно-стесненном сжатии) плоскость трещины поворачивается в сторону меридиональной плоскости.

Вторая задача более проста, и мы начнем с нее, ограничившись ситуацией взброса. Для плоскости P , нормаль к которой есть единичный вектор \mathbf{n} вида $(0, \sin \beta, \cos \beta)$ (здесь β — угол между плоскостями P и $z = 0$). Полный вектор напряжений, отвечающий площадке с нормалью \mathbf{n} равен $\mathbf{t} = (0, \sigma_y^e \sin \beta, \sigma_z^e \cos \beta)$. Нормальное напряжение равно „длине“ проекции вектора \mathbf{t} на \mathbf{n} :

$$\sigma_n = \sigma_y^e \sin^2 \beta + \sigma_z^e \cos^2 \beta = \frac{1}{2} (\sigma_y^e + \sigma_z^e) + \frac{1}{2} (\sigma_z^e - \sigma_y^e) \cos 2\beta. \quad (13)$$

Вектор касательных напряжений, равный $\mathbf{t} - \sigma_n \mathbf{n}$, имеет компоненты

$$(0, \sigma_y^e \sin \beta - \sin \beta (\sigma_y^e \sin^2 \beta + \sigma_z^e \cos^2 \beta), \sigma_z^e \cos \beta - \cos \beta (\sigma_y^e \sin^2 \beta + \sigma_z^e \cos^2 \beta)).$$

После несложных вычислений получаем

$$\tau = (\sigma_y^e - \sigma_z^e) \sin \beta \cos \beta.$$

Таким образом, необходимо минимизировать отношение

$$\frac{\sigma_y^e \sin^2 \beta + \sigma_z^e \cos^2 \beta}{\sin \beta \cos \beta} = \sigma_y^e \operatorname{tg} \beta + \frac{\sigma_z^e}{\operatorname{tg} \beta}.$$

Вычисляя производную по β и приравнявая ее к нулю, получаем

$$\beta^* = \pm \operatorname{arctg} \sqrt{\sigma_z^e / \sigma_y^e}. \quad (14)$$

Поскольку при взбросах $|\sigma_y^e| > |\sigma_z^e|$, то плоскость, наиболее благоприятная для сдвига, на любой глубине наклонена (по отношению к горизонту) на угол $\beta^* < \pi/4$. А так как

$$\frac{\sigma_z^e(z)}{\sigma_y^e(z)} = \frac{(\rho - \rho_a)gz}{\frac{v}{1-v} \left[\frac{2\mu}{v} \varepsilon_0 + \rho gz \right] - \rho_a gz},$$

то $\beta^*(z)$ есть монотонно возрастающая функция переменной z . Минимальная крутизна наблюдается у дневной поверхности (ситуация надвига). Отметим, что поскольку при $v = 1/4$ $v/(1-v) = 1/3$ и в то же время $\rho_a \approx \rho/3$, то $\sigma_y^e(z) \approx \text{const}$. В этой ситуации скачки порового давления, сопоставимые с давлением в скелете, могут сильно изменять картину, которая достаточно сильно контрастирует с тем, как обычно рисуют надвиговые разломы с постепенным выполаживанием при увеличении z . Мы еще вернемся к обсуждению возникшего противоречия.

В ситуации сброса (в районе деформационной тени) угол β^* (опять имеющий смысл угла наклона плоскости P к горизонту) определяется аналогичным образом:

$$\beta^* = \text{arctg} \sqrt{\sigma_z^e / \sigma_x^e}.$$

Поскольку в рассматриваемой ситуации $|\sigma_x^e| < |\sigma_z^e|$, то $\beta^*(z) > \pi/4$, откуда можно заключить, что сбросы происходят по более крутым сместителям, нежели взбросы. Если в случае нестесненного сжатия определить нормаль к P в виде $(\sin \beta, \cos \beta, 0)$, где β — угол между осью x и вертикальной плоскостью P , то

$$\beta^* = \text{arctg} \sqrt{\sigma_y^e / \sigma_x^e}. \quad (15)$$

А так как $\sigma_x^e < \sigma_y^e$, то $\beta^* > \pi/2$. Согласно формулам (9) (при $\sigma_0 = 0$),

$$\frac{\sigma_y^e}{\sigma_x^e} = \frac{(\lambda + 2\mu)(E\varepsilon_0 - p_a) + \lambda\rho gz}{\lambda\rho gz - p_a}.$$

Видно, что с ростом z величина $\beta^*(z)$, убывая, стремится к $\pi/4$. Вблизи дневной поверхности плоскость P субпараллельна оси сжатия.

Глубина, на которой достигается предельное состояние, определяется критериальным уравнением Кулона—Мора

$$|\tau| = \tau_c + f_s |\sigma_n^e| \quad (16)$$

и условием касания прямой (12) с большим кругом Мора. Последнее условие в случае взброса запишется так:

$$\frac{\sigma_n^e - (1/2)(\sigma_y^e + \sigma_z^e)}{\sqrt{(1/4)(\sigma_y^e - \sigma_z^e)^2 - (\sigma_n^e - (1/2)(\sigma_y^e + \sigma_z^e))^2}} = -f_s. \quad (17)$$

Решая последнее уравнение относительно величины $b = \sigma_n^e - (1/2)(\sigma_y^e + \sigma_z^e)$, получаем

$$b = \pm \frac{f_s}{\sqrt{1+f_s^2}} \frac{1}{2} (\sigma_y^e - \sigma_z^e) = \pm \frac{f_s}{\sqrt{1+f_s^2}} \frac{1}{2} (\sigma_y - \sigma_z).$$

Согласно (15), $b < 0$. Поскольку (с учетом знаков) $\sigma_y - \sigma_z < 0$, то отрицательность величины b будет выполнена, если положить

$$b = - \frac{f_s}{\sqrt{1+f_s^2}} \frac{1}{2} (\sigma_z^e - \sigma_y^e)$$

и

$$\sigma_n = \frac{1}{2} (\sigma_y^e + \sigma_z^e) - \frac{f_s}{\sqrt{1+f_s^2}} \frac{1}{2} (\sigma_z^e - \sigma_y^e).$$

Сравнивая с (13), получаем

$$\cos 2\beta = - \frac{f_s}{\sqrt{1+f_s^2}}. \quad (18)$$

Эта формула впервые получена Андерсоном, но в контексте задачи, отличающейся от решаемой здесь [Turcott, Shubert, 1982]. Формула (18) справедлива для любых ситуаций (взброс, сброс, горизонтальный сдвиг) при соответствующем определении угла β .

При коэффициенте трения $f_s = 0$ угол падения плоскости сместителя равен $\pi/4$. При $f_s \rightarrow 1$ угол падения $\beta \rightarrow \pi/2$. Важно отметить, что β зависит только от коэффициента трения, но не зависит от глубины. Глубину предельного состояния находим из критериального уравнения, в котором значения f_s и β считаются известными. Удобно при подстановке в уравнение (16) изменить знак всех напряжений, считая сжимающие напряжения положительными. Это ничего не меняет, но позволяет нам избавиться от знаков модуля

$$\begin{aligned} & \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} [2(\lambda + \mu)\varepsilon_0 - \rho gz] \frac{1}{\sqrt{1 + f_s^2}} = \\ & = \tau_c + f_s \left[\frac{2(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} (\mu\varepsilon_0 + \tilde{\rho}gz) - \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} (2(\lambda + \mu)\varepsilon_0 - \rho gz) \frac{f_s}{\sqrt{1 + f_s^2}} \right], \end{aligned} \quad (19)$$

где $\tilde{\rho} = \rho - \rho_a$. После преобразований, находим

$$z_c = Z \frac{2[(\lambda + \mu)/\lambda] [\sqrt{1 + f_s^2} - f_s] - [(\lambda + 2\mu)/\lambda] [\tau_c/\mu]\varepsilon_0^{-1}}{\sqrt{1 + f_s^2} + 2f_s [(\lambda + \mu)/\mu] [(\rho - \rho_s)/\rho]}.$$

Положим $\nu = 1/4$ ($\lambda = \mu$), $f_s = 0.85$, $\rho_a = \rho/3$ и $\tau_c/\mu = 10^{-3}$ и $\varepsilon_0 = 3 \cdot 10^2$, тогда $z_c = 0.48Z$. В условном масштабе $z_c \approx z^* = 20$ км. Нетривиальный вопрос состоит в следующем: каково состояние вещества выше и ниже критериальной глубины z_c . В силу линейного изменения напряжений с глубиной, достаточно рассмотреть ситуацию при $z = 0$. Нетрудно проверить, что в принятых предположениях левая часть равенства оказывается больше правой. Иначе говоря, запредельное состояние оказывается на меньших глубинах, а не на больших, что, безусловно, противоречит нашей интуиции. Чтобы снять это противоречие, „погрузим“ данную модель в реальную ситуацию. Ясно, что рассматриваемая модель может существовать как статическая только будучи абсолютно прочной. Если же считать, что прочность является реальной, то в интервале $0 < z < z_c$, непрерывно происходят разрушения, сбрасывающие касательные напряжения, в результате чего в сейсмогенном слое устанавливаются запредельное и предельное состояния. В результате диффузии напряжений и твердотельной вязкости касательные напряжения вновь начинают расти, приближаясь к напряжениям базовой (идеально-упругой) модели, опять происходят разрушения и т. д. Иными словами, в сейсмогенном слое устанавливается самоподдерживающийся динамический режим, результатом которого является наблюдаемая сейсмичность. Мы увидим, что разница между напряжениями базовой модели и напряжениями предельного состояния является не единственным источником энергии, поддерживающей сейсмичность в условиях стесненного сжатия.

Взаимное расположение критериальной глубины и сейсмогенных глубин в общем случае определяется знаком производной функции

$$R(z) = \frac{|\sigma_3(z) - \sigma_1(z)|}{|\sigma_1(z) + \sigma_3(z)|},$$

где σ_1 и σ_3 — наименьшее и наибольшее главные напряжения. В интервале глубин, отвечающих взбросам, знаменатель растёт (растут нормальные напряжения), числитель, напротив, уменьшается (следовательно, уменьшаются касательные напряжения). В интервале глубин, где реализуются горизонтальные сдвиги, графики $\sigma_x(z)$ и $\sigma_y(z)$ в базовой модели параллельны, следовательно, касательные напряжения постоянны, а нормальные напряжения растут. Отсюда легко заключить, что критериальная глубина опять определяет подошву сейсмогенного слоя. В ситуации деформационной тени сейсмогенный слой делится на две части: в верхней ($0 < z < z^{**}$) преобладают горизонтальные сдвиги или (при относительно больших отрицательных значениях параметра σ_0) взбросы и сдвиги, ниже глубины z^{**} — сбросы. Ограничимся рассмотрением критериальной глубины для сбросов. Если $\sigma_0 = 0$, то отношение $R(z)$ постоянно. Это означает, что сейсмогенный слой снизу критериальной глубиной не ограничен. Практически он ограничен снизу и в этом случае, но это ограничение обязано иметь чисто физическую природу. В силу того, что в рассматриваемой ситуации величина интенсивности касательных напряжений в базовой модели неограниченно растёт, то на какой-то глубине неизбежен переход в пластическое состояние. Тем не менее естественно ожидать, что в деформационной тени должны наблюдаться наиболее глубокие землетрясения. При $\sigma_0 \neq 0$ интервал сбросов ограничивается со стороны меньших глубин условием $z > \max(z^{**}, z_c)$.

Учет условий на контактах. Полученные выше соотношения без специальной корректировки могут быть применены к ситуациям бесконтактного (стесненного или нестесненного) сжатия. Рассмотрим роль напряжений, возникающих в связи с условиями жесткого контакта на границе блоков в нашей идеализиро-

ванной модели, сначала для стесненного деформирования. Условия жесткого контакта не нарушают симметричности модели, из чего можно вывести, что в плоскости $y = 0$ все касательные напряжения, содержащие индекс y (в частности, τ_{xy} и τ_{yz}), равны нулю. В этой ситуации (с учетом независимости всех величин от x) из первого уравнения равновесия в (5) вытекает $\tau_{xz} = \text{const}$. Согласно условиям на свободной границе эта постоянная может быть равной только нулю. Таким образом, в плоскости $y = 0$ тензор напряжений имеет диагональную форму: $\mathbf{T} = \text{diag} [\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z]$. Поэтому вблизи плоскости $y = 0$ оказываются справедливыми все качественные выводы, которые были сделаны без учета контактов. В частности, плоскость сместителя наклонена к горизонту на угол, меньший чем $\pi/4$. Вблизи контакта симметрия нарушается, вследствие чего при $y \neq 0$

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_y & \tau_{yz} \\ 0 & \tau_{yz} & \sigma_z \end{pmatrix}.$$

Пусть $z \leq z^*$ и сдвиг происходит по механизму взброса. Для каждого значения $y \neq 0$ и z можно найти такой угол φ поворота системы координат (x, y, z) вокруг оси x , что в новой системе координат (x, y', z') тензор напряжений опять диагонален (угол φ считается положительным, если ось z поворачивается в сторону старого направления оси y). Используя известные формулы для поворота системы координат, получим

$$\varphi = \frac{1}{2} \text{arctg} \frac{2\tau_{yz}}{\sigma_y - \sigma_z}.$$

В этой системе координат плоскость, по которой осуществляется взброс, является биссектрисой по отношению к плоскостям $y' = 0$ и $z' = 0$. Вспомним, что таких плоскостей всегда две. Если первая из них наклонена к горизонту под углом, который составляет с положительным направлением оси y угол $\pi/4 + \varphi$, то другая (сопряженная первой) составляет угол $3\pi/4 + \varphi$. Поскольку при $z \leq z^*$ имеем $\tau_{yz} > \tau_{zz}$, то знак φ определяется знаком напряжения $\tau_{yz} = (\mu/2)\partial u_z / \partial y$ (напомним, что $\partial u_y / \partial z = 0$ вследствие постоянства $\epsilon_{yy} = -\epsilon_0$).

Теперь нам нужно сравнить смещения (по вертикали), которые бы происходили в мягком и жестком блоках, не контактирующих друг с другом. Не имеет значения, от какого уровня отсчитывать смещения, но мы условимся, что блок растягивается по вертикали вверх от уровня $z = z^*$. Тогда, как это следует из формулы (7), для произвольной глубины $z \leq z^*$

$$u_z(z) = \int_{z^*}^z \frac{\lambda \epsilon_0 - \rho g z}{\lambda + 2\mu} dz = \int_0^{z-z^*} \frac{-\rho g \zeta}{\lambda + 2\mu} d\zeta = \int_{z^*-z}^0 \frac{\rho g \zeta}{\lambda + 2\mu} d\zeta = -\frac{\rho g (z^* - z)^2}{2(\lambda + 2\mu)}.$$

Предположим, что контактирующие блоки мало отличаются по плотности, но сильно по жесткости, тогда на одной и той же глубине абсолютное значение смещения вверх в мягком блоке (при отсутствии контакта) окажется больше, чем в жестком. Именно поэтому смещение u_z оказывается зависящим от y так, как это показано на рис. 11, а (стрелки). В силу отрицательности смещения u_z , такое поведение означает, что $\partial u_z / \partial y > 0$. А это означает, что и напряжение τ_{yz} , и угол φ положительны.

Таким образом, взброс происходит либо по плоскости, которая наклонена в сторону контакта под углом (к горизонту) $\pi/4 + \varphi$ (субвертикальная сопряженная плоскость), либо по субгоризонтальной плоскости, наклоненной в сторону противоположного

контакта под углом (к горизонту) $\pi - (3\pi/4 + \varphi) = \pi/4 - \varphi$. Выбор одной из сопряженных плоскостей будет сделан с учетом пластического течения. Угол φ растет при $y \rightarrow l/2$, а также при $y \neq 0, z \rightarrow z^*$ (в силу $\sigma_z \rightarrow \sigma_y$). Примерная схема

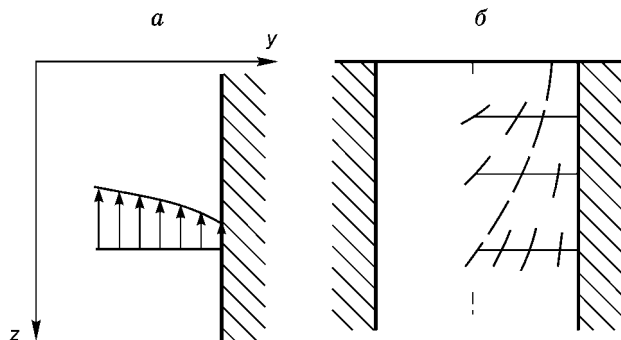


Рис. 11. Смещения и деформации вблизи контакта жестких и мягких блоков.

Пояснения в тексте.

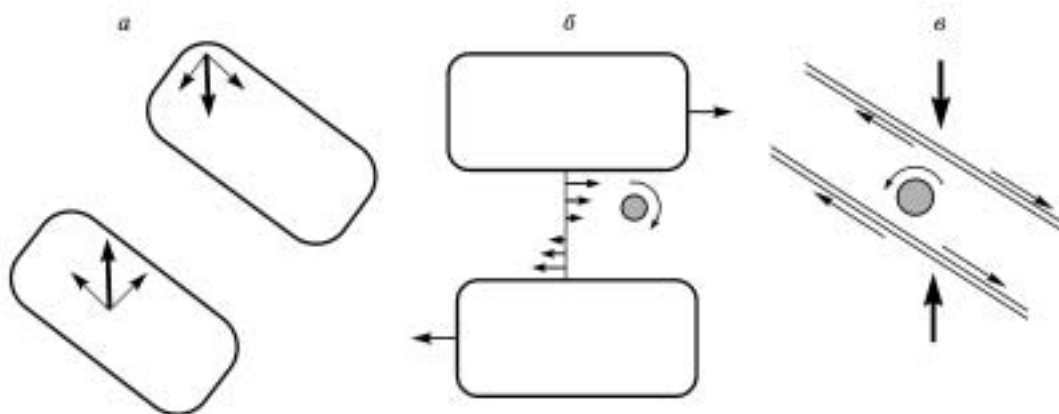


Рис. 12. Деформации в условиях косоного расположения сближающихся жестких блоков и разломов.

Пояснения в тексте.

изменения наклона субвертикальной плоскости показана на рис. 11, б (штриховые линии). Если рассматривать множество наклонов как векторное поле в плоскости yz , то интегральные кривые этого поля определяют выполаживающуюся (при увеличении z) сечение возможной разломной зоны. Этот факт до какой-то степени снимает отмеченное в подразделе „Уточнение ориентации плоскости разрыва“ противоречие между формой реально наблюдаемых надвиговых разломов и полученных там более крутых взбросовых сместителей при $y = \text{const}$.

Косое расположение блоков. Роль пластического течения. Ясно, что ортогональная (к силам сжатия) ориентация жестких блоков является скорее исключением, чем правилом, поэтому необходимо рассмотреть ситуацию косо сближающихся блоков (рис. 12, а). Вектор скорости относительного сближения косо расположенных блоков можно разложить на две составляющие: нормальное (по отношению к границам блоков) сближение (или собственно сближение) и параллельный сдвиг одного блока относительно другого. Нормальное сближение сводится к уже рассмотренной выше задаче. Но теперь необходимо учесть, что нормальное напряжение σ_n меньше, чем напряжение регионального сжатия: $\sigma_n < \sigma_z$. Остается рассмотреть схему на рис. 12, б, на которой показано параллельное движение блоков в противоположных направлениях.

До сих пор мы игнорировали влияние пластического течения на сейсмический процесс. В этом разделе мы попытаемся восполнить этот пробел, начав именно со схемы (см. рис. 12, б). Как показали эксперименты А.Ф. Ревуженко с сыпучим материалом [Ревуженко, 2000], между двумя движущимися параллельно, но в противоположных направлениях жесткими границами устанавливается так называемое течение Куэтта, показанное на рис. 12, б рядом маленьких стрелок. В течении Куэтта реализуется чисто сдвиговая деформация. Мы предполагаем, что в нижней части коры (ниже сейсмогенного слоя), где квазипластическое течение связано с переупаковкой на уровне зерен и относительно малых блоков (агрегатов) вещества, так же как и в экспериментах А.Ф. Ревуженко, устанавливается течение Куэтта. Но в сейсмогенном слое коры, где более четко выражена иерархическая блочная структура на большом числе масштабных уровней, естественная реологическая и масштабная неоднородность материала исключает „мягкий“ сценарий развития течения Куэтта, что и является причиной сдвиговых хрупких разрушений. Фактически, установившееся в нижней части коры пластическое течение, вследствие условия сплошности, обуславливает в верхней части коры деформации, отвечающие этому течению. Частично эти деформации реализуются в виде крипа и появления локальных зон пластического течения. Но при значительном объеме хрупкого материала, находящегося в предпредельном состоянии, в нем развиваются упругие деформации горизонтального сдвига, которые неизбежно заканчиваются разрывом. Такое течение естественно назвать хрупкопластическим. Хрупкое разрушение, по какому бы механизму оно не происходило, неизбежно будет включать компоненту сдвига, определяемую формирующимся движением Куэтта. Для течения, показанного на рис. 12, б, это правосторонний сдвиг. Сам механизм хрупкого разрушения, скорее всего, определяется стесненными или нестесненными условиями сжатия (при замене σ_z на σ_n). Но при горизонтальном сдвиге течение Куэтта позволяет осуществить однозначный выбор одной из сопряженных плоскостей, вдоль которых и происходит горизонтальный сдвиг. В случае взбросового механизма оно определяет появление горизонтально-сдвиговой компоненты (взбрососдвига).

Отметим, что, если в полосе пластической деформации (по типу течения Куэтта) имеется масштабносоразмерный жесткий блок, то он в данном случае будет вращаться по часовой стрелке. Согласно представлениям физической мезомеханики, реальное (обладающее мезоструктурой) пластическое тече-

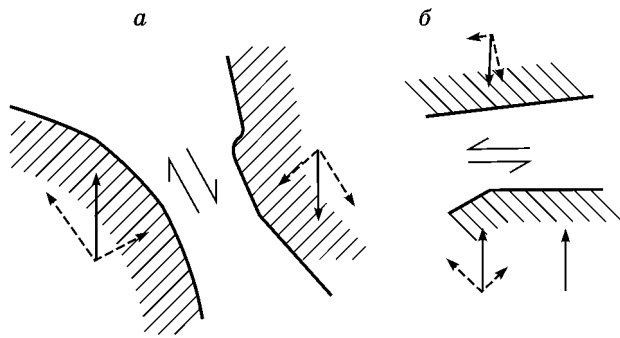


Рис. 13. К объяснению правосторонних и левосторонних сдвигов в двух фрагментах АСО.

На рассматриваемой территории ситуация, отвечающая течению Куэтта между почти параллельными кососближающимися блоками, наблюдается в двух местах: в Монгольском Алтае и прилегающей части Горного (Русского) Алтая, а также в Западном Саяне. Монгольский Алтай „зажат“ между КБО на востоке, Джунгарией и Зайсанской впадиной на западе. Схематически это изображено на рис. 13, а, из которого следует, что наблюдаемый в этом районе правосторонний горизонтальный сдвиг находится в хорошем соответствии с предлагаемой интерпретацией. Западный Саян расположен между субширотными границами КБО и Минусинской впадины (см. рис. 13, б). Здесь угол между направлением сближения и ориентацией границ очень мал, но он есть и отвечает наблюдаемому здесь левостороннему сдвигу. Если принять, что основное направление сжатия здесь является субмеридиональным с ориентацией ССВ—ЮЮЗ, что предполагается многими исследователями, то сделанный вывод получает более надежную основу.

Схожая ситуация возникает и в том случае, когда вместо сближающихся блоков задана система разломов, составляющих острый угол с направлением сжатия (но теперь жесткий блок между двумя разломами вращается в противоположном направлении, см. рис. 13, в). Это можно выразить и так: пластическое течение формируется вдоль той подсистемы разломов, которая составляет наименьший угол с направлением регионального сжатия. Если, конечно, не имеются другие влияющие на ситуацию факторы. Окончательное решение можно получить только на основе решения краевых задач в упругопластической модели с учетом основных особенностей реологически- и разломно-блочной структур. Реологически-блочная структура преимущественно доминирует на региональном уровне, разломно-блочная — на следующем (более мелком) масштабном уровне.

В зоне выжимания материала параллельно сближающимися блоками возможны течения, в которых правостороннее течение Куэтта контактирует с левосторонним. Геометрия течения зависит от расстояния между сближающимися блоками (рис. 14).

Такие же соображения справедливы и при выборе сопряженной плоскости при взбросовом механизме, сопровождающем пластические деформации, приводящие к росту гор. Пластические течения, сопровождающие рост гор, как известно, разнообразны. Они включают и складкообразование (потеря изгибной устойчивости), и выжимание масс вверх. Если контакт горной системы с жестким блоком сопровождается подвигом (субдукцией) жесткого блока под вещество горной системы по очень пологой границе, то возникает характерное пластическое течение в виде надвигов. Именно такая ситуация характерна для контакта Тянь-Шаня с Таримом. Во всех случаях плоскости сместителей касательны к поверхностям скольжения соответствующего течения, чем однозначно детерминируется выбор сопряженной плоскости и корректируется ее наклон к горизонту. В случае субвертикальных контактов возможно (у самой поверхности $z = 0$) течение по типу изливающейся лавы.

Часто сильное развитие надвигов в южной части Тянь-Шаня объясняется тем, что Тарим более активен, чем Казахстанская плита, что, конечно, противоречит третьему закону Ньютона. Заметим здесь же, что в соседнем Памире северные и южные надвиговые структуры развиты практически симметрично. Может оказаться, что асимметрия картины надвигов на Тянь-Шане объясняется разной геометрией контактов или разной реологией коры в северной и южной частях рассматриваемой горной системы.

Вместе с тем неоправданно искать для каждой особенности течения масс соответствующую локальную геометрию взаимного расположения блоков. В структуре поля упругопластической деформации большую роль играют уравнения совместности. Благодаря этому условию при расширении области пластических деформаций происходит встраивание новых фрагментов пластического течения в уже существующее течение. Скорее всего, именно этим объясняется большая ширина полос надвигов как в южной части Тянь-Шаня, так и на Памире.

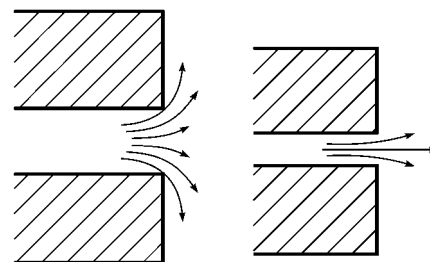


Рис. 14. Течения в зоне выжимания материала.

Поскольку в случае стесненного сжатия интервал глубин, обеспечивающий ресурс горообразования, охватывает, по-видимому, и нижнюю кору, то энергия вытесняемого на поверхность горячего вещества вносит существенный вклад в поддержание сейсмичности в сейсмогенном слое.

Особая ситуация возникает в восточной части АСО, где большую роль должна играть компонента пластического течения, связанного с выжиманием масс на восток, неизбежного при сближении двух суперплит. Но у нас еще будет повод остановиться на этом подробнее.

Можно высказать следующее общее суждение: ориентация и типы разрывов определяются тем, как современное напряженное состояние накладывается на сложившееся пластическое течение.

Говоря о пластическом течении, необходимо подчеркнуть, что речь идет только о локальном переносе масс, гидродинамическим аналогом которого может служить кипящая жидкость или турбулентная часть горного потока воды, из которого вычтен общий перенос жидкости вниз по течению. Когда геологи говорят, что Индия надвигается на Евразийскую плиту, то большинство из них, конечно, понимает, что этот факт верен только в системе координат, связанной с Евразийской плитой. Однако от частого употребления одних и тех же слов возникают некоторые иллюзии, в частности, относительно большего давления со стороны Тарима на Тянь-Шань, чем со стороны Казахской плиты.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Концентраторы напряжений. Крупные концентраторы упругих напряжений, которые в конечном итоге и определяют места возникновения землетрясений, обусловлены локальными особенностями геодинамической структуры на том масштабном уровне, на котором осуществляется землетрясение. В идеальной упругой модели пространственные вариации напряженного состояния контролируются изменением модулей упругости плюс геометрией внутренних границ и краевых условий. Но в области, в которой потеряна сдвиговая устойчивость, и находящейся в условиях близких (в целом) к динамическому равновесию процессов, обуславливающих приток энергии, и процессов ее диссипации, в игру вступают новые факторы. Например, локальное уменьшение интенсивности диссипативных процессов либо локальное уменьшение скорости пластической деформации неизбежно вызывает и локальный рост упругих напряжений. Здесь мы рассмотрим две причины концентрации напряжений, следуя в основном концепции академика В.Е. Панина [2000].

Первая причина — наличие границы двух реологически различных сред. Уже из чисто упругой модели следует, что наличие деформации ε_{xx} в окрестности границы, определяемой уравнением $y = 0$, обуславливает появление касательных напряжений σ_{xy} , величина которых в значительной степени контролируется контрастом упругих свойств. Но в том случае, когда в одной из контактирующих сред имеют место значительные пластические деформации (благодаря чему контактирующие среды деформируются по-разному), условие сплошности (непрерывности) обуславливает появление еще более сильных напряжений. Тот факт, что большинство крупных землетрясений в АСО происходят на границе горных систем и впадин, безусловно, означает, что указанная причина является ведущей (или одной из ведущих) в появлении крупных концентраторов энергии в коллизионной области с нестесненным деформированием. При контакте жесткой плиты с пластической коллизионной областью, находящейся в условиях стесненного деформирования, возникают условия для активного (ничем не стесненного кроме гравитации) надвигового течения пластических масс на плиту (как и поддвига жесткой плиты под пластическую область). Это обстоятельство сказывается на интенсификации сейсмического процесса в окрестности контакта рассматриваемых областей. Но поскольку данное течение имеет наибольшую скорость на некотором расстоянии от самого контакта, то на этом же расстоянии увеличивается вероятность крупных землетрясений, обремененных мезоструктуре пластического течения. Эти соображения более или менее соответствуют общей картине сейсмичности на Тянь-Шане.

Вторая причина связана с развитием пластического течения. Как уже указывалось, пластическое течение сопровождается поворотом жестких доменов. Однако реальный поворот твердого блока в твердом же теле может быть либо упругим, либо с нарушением сплошности. В той ситуации, когда возможности упругого поворота исчерпаны, сначала происходит некоторое изменение деформационного состояния: возникают интенсивные изгибные деформации, затем вступают в игру различные аккомодационные, а потом и усталостные процессы [Гольдин, 2005]. И уже затем происходит хрупкое разрушение.

Обе причины не являются альтернативными и могут играть разную роль на разных масштабных уровнях. Есть основания предположить, что в Алтайском землетрясении вторая причина играла не менее (а может быть и более) важную роль на естественном масштабном макроуровне.

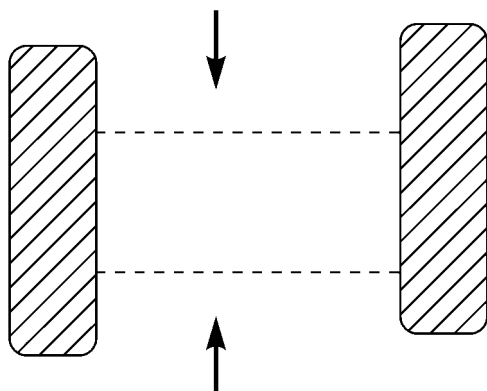
Зайсанское землетрясение (1990, $M = 6.9$, 47.9° с.ш., 85.1° в.д.) [Лутиков и др., 2004]. Это землетрясение, на первый взгляд, выпадает из общей картины, так как произошло скорее ближе к центру, чем к краю впадины, которая нами рассматривается как один из жестких (малосейсмических) блоков АСО. Однако обращает на себя внимание большая глубина очага (30—40 км). К сожалению, у нас нет никаких данных о геометрии границы этого и других блоков на глубине. Примерно половина афтершоков Зайсан-

ского землетрясения располагается в пределах горной системы, примыкающей к Зайсанской впадине с севера (юго-западная окраина Горного Алтая). Поэтому можно предположить, что северная граница между Зайсанским блоком и горной системой к северу, на глубинах порядка 30—40 км находится под впадиной, при этом она может быть наклонена как в сторону впадины, так и в сторону горной системы. Простираение трещины (120°) не противоречит данному предположению.

Возможна и третья альтернатива: землетрясение свидетельствует о начале процесса разламывания данного жесткого блока. Мы уже упоминали, что в целом для всей коллизионной области отмечается явление частичного разламывания краев впадин. В данном случае разламывание может происходить у нижней границы жесткого блока. Механизм землетрясения (правый сдвиг) и его глубина находятся в соответствии с ситуацией умеренного стесненного сжатия, но присутствие взбросовой компоненты на северо-западном крыле сейсмогенного разлома показывает, что ближе к Казахстанской плите проявляются условия более стесненного сжатия. Согласно схеме на рис. 2, к западу от эпицентра в районе 84-й долготы имеются события с чисто взбросовым механизмом.

Нетипичные механизмы землетрясений. Число горизонтальных сдвигов и взбросов в АСО примерно одинаковое (см. рис. 1, б), что находится в соответствии с умеренно стесненным типом регионального сжатия. Согласно полученным выше теоретическим результатам, взбросы должны тяготеть к меньшим, а горизонтальные сдвиги — к большим глубинам в пределах сейсмогенного слоя. К сожалению, точность гипоцентрии для большинства землетрясений столь низка, что ни подтвердить, ни опровергнуть этот факт пока не представляется возможным. Если же обратиться к карте на рис. 5, то среди крупнейших землетрясений Алтае-Саянской области (за исключением Урэг-Нурского с ориентировочной глубиной гипоцентра ≈ 10 км) значительная часть относится к горизонтальным сдвигам, ориентация которых отвечает коллизионному направлению. В соответствие с этим, типичным для АСО механизмом будем считать горизонтальный сдвиг с коллизионным направлением оси сжатия. Поэтому появление неединичных взбросов и, в особенности, сбросов, а также горизонтальных сдвигов с немеридиональной ориентацией оси сжатия, определяется специфическими причинами, которые небезынтересно выяснить. Наличие сбросов на востоке АСО, где наблюдается наложение рифтовой и компрессионной геодинамики, требует особого разговора, поэтому здесь мы коснемся только западной и центральной частей исследуемой территории. Обратимся к взбросам. В условиях умеренно стесненного сжатия, взбросы характерны для малых глубин. Но в некоторых ситуациях могут наблюдаться взбросы на любой глубине в условиях локально-стесненного сжатия. В этом смысле обращает на себя внимание участок Монгольского Алтая (вблизи его западной границы) между 47 и 49° с.ш., где распространены взбросы. Этот участок, находящийся в самом узком месте между КБО и Джунгарской микроплитой, идеально отвечает ситуации безконтактного стесненного сжатия (рис. 15). По-видимому, схожим образом объясняется взбросовый механизм Урэг-Нурского землетрясения (15.05.1970, $M_s = 7.0$). Эпицентр находится на северной границе горного поднятия, вклинившегося (с юга) в восточную часть Урэг-Нурской впадины, которая, в свою очередь, находится вблизи большой впадины оз. Убсу-Нур. Таким образом, эпицентр находится между близкорасположенными жесткими блоками, ограничивающими выжимание материала и на восток, и на запад.

Вдоль восточного края Монгольского Алтая вблизи границы с КБО (между 48 и 50° с.ш.), а также на самом юге Монгольского Алтая (вблизи границы с Джунгарией) наблюдаются сеймотектонические деформации, у которых главная ось сжатия и главная ось растяжения располагаются под углами 30—60° к оси регионального сжатия. Если присмотреться внимательно, то такой же характер СТД наблюдается и во многих других местах АСО, но (в абсолютном своем большинстве) вблизи контактов с асейсмическими блоками. Интерпретация этого явления практически однозначна: влияние условий жесткого контакта. В данном случае речь идет об условии непрерывности горизонтальных смещений при переходе через



контакт. Это вызывает появление касательного напряжения τ_{nl} , если воспользоваться координатами, присоединенными к контакту (n — направление нормали к контакту, l — направление касательной к контакту). При величине этого напряжения, сопоставимого с напряжением регионального сжатия, полученные углы между (локально) главными и региональными осями деформаций вполне достижимы. Симметричная картина аномально ориентированных главных осей деформаций, наблюдаемая по всей ширине Монгольского Алтая между широтами 46°30' и 47°30', могла бы сви-

Рис. 15. Схема бесконтактного стесненного сжатия.

детельствовать о достаточно развитом течении Куэтта в этой (самой узкой) зоне горной системы Монгольского Алтая. Но, частично, такая симметрия обязана сглаживающему эффекту используемой процедуры осреднения.

Участок с взбросами, располагающийся на границе Западного и Восточного Саяна между 94 и 96° в.д., не поддается такой простой интерпретации, которая была проведена для Монгольского Алтая. Скорее всего, в данном случае причиной является небольшая глубина гипоцентров в условиях умеренно стесненного сжатия, но, к сожалению, для этой территории нет надежных определений гипоцентров. То же самое можно сказать и об участке, располагающемся к северу от Хангайского разлома в районе 98° в.д.

Наблюдаемые в западной и центральной частях АСО отдельные землетрясения сбросового типа вполне могут быть связаны с деформационными тенями для напряжений регионального сжатия, что, как было показано выше, сразу же приводит к сдвигам типа „сброс“. Как хорошо известно, даже в условиях всестороннего сжатия в неоднородной среде всегда появляются участки растяжения. И было бы удивительным, если бы они не встречались в мозаичной структуре АСО. Основным признаком принадлежности „сброса“ к зоне деформационной тени является ориентация главной оси растяжения поперек регионального направления сжатия. В этом смысле характерным является зона сбросов, расположенная между 94 и 96° в.д. и между 50 и 51°30' с.ш. Ориентация Телецкого озера (как и оз. Байкал), Бусингольской впадины также находится в соответствии с направлением регионального сжатия в соответствующей части АСО.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Все основные особенности поля сеймотектонических деформаций Алтае-Саянской области могут быть объяснены региональным субмеридиональным сжатием коллизионного происхождения.

2. В наблюдаемых вариациях механизмов землетрясений и в ориентации плоскостей подвижек главную роль играют реологически- и разломно-блочная иерархические системы. Первая определяет характер напряженного состояния, вторая — детальный характер сейсмических разрывов. Основными элементами обеих систем являются: жесткие асейсмические блоки, реологически мягкие блоки, которые потеряли сдвиговую устойчивость по отношению к длительно-действующим коллизионным напряжениям, и разломные зоны. Характер напряженного состояния определяется кинематикой и конфигурацией сближающихся жестких блоков. При этом большую роль играет то, как современное напряженное состояние в хрупкой части коры коррелируется с квазипластическим течением, господствующим в нижней коре.

3. Конкретным фактором, определяющим механизм землетрясения (в классификации взброс, сдвиг, сброс), является уровень латеральной стесненности регионального сжатия, а также глубина очага. Здесь степень стесненности определяется невозможностью или возможностью выжимания реологически мягкого материала по латерали. В стесненных условиях заметную роль играют взбросы, в нестесненных — горизонтальные сдвиги. В умеренно стесненных условиях глубокие землетрясения преимущественно являются сдвигами, а неглубокие — взбросами. Тип сдвига (право- или левосторонний) определяется взаимной ориентацией направления сближения и границей ближайшего блока либо типом соответствующего течения Куэтта в нижней коре. На ориентацию подвижки влияет также характер кулоновских напряжений. Сбросы происходят в условиях деформационной тени, в которой понижен уровень регионального сжатия. В пограничных условиях между нестесненным деформированием и деформационной тенью возможны режимы чередования сбросов и горизонтальных сдвигов, что, по-видимому, и имеет место в той части АСО, которая прилегает к Байкальской рифтовой зоне. Окончательно механизм землетрясения определяется соответствием между ориентацией сопряженных плоскостей, сложившимся пластическим течением и условием минимизации нормального напряжения.

Авторы выражают благодарность В.Н. Николаевскому, П.Г. Дядькову, С.И. Шерману, Б.П. Сибирякову, В.Ю. Тимофееву, В.А. Санькову, Л.А. Назаровой, И.Ю. Кулакову, В.И. Буданову и многим другим за полезные обсуждения, советы и предоставленную устную информацию.

Работа была выполнена в рамках программы Президиума РАН № 16, Проект 3, при частичной поддержке РФФИ (грант 07-05-00986а) и интеграционным проектом СО РАН № 116.

ЛИТЕРАТУРА

Благовидова Т.Я., Жалковский Н.Д., Мучная В.И., Филина А.Г., Цибульчик И.Д. Сейсмичность Алтае-Саянской области по инструментальным данным // Геология и геофизика, 1986 (1), с. 140—147.

Бушенкова Н.А., Тычков С.А., Кулаков И.Ю. Исследование структуры верхней мантии Центральной Сибири и прилегающих районов на *PP-P* волнах // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 474—490.

Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., Наука, 1969, 136 с.

Гольдин С.В. Мезо- и макроструктура предразрушения в очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика, 2005, т. 8, № 1, с. 5—14.

Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля деформаций земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Докл. РАН, 2005, т. 405, № 6, с. 804—809.

Дельво Д., Высоцкий Е.М., Клеркс Ж., Кузьмин А., Маттон К., Селегей В.В., Тениссен К., Фернандес-Алонсо М. Свидетельства активной тектоники Телецкого озера (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 109—122.

Дядьков П.Г., Мельникова В.И., Саньков В.А., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Тимофеев В.Ю. Современная динамика Байкальского рифта: эпизод сжатия и последующее растяжение в 1992—1996 гг. // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 1, с. 99—103.

Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 20—30.

Зеленков П.Я. Сейсмогенные деформации земной поверхности Западного Саяна // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области / Ред. В.П. Солоненко, В.А. Николаев. Новосибирск, Наука, 1978, с. 28—42.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов Е.В., Скляров Е.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отечественная геология, 1997, № 10, с. 37—44.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Кунгурцев Л.В., Лескова Е.В., Шейкина Ж.В., Ярыгина М.А. Пространственно-временной анализ сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Проблемы сейсмологии третьего тысячелетия: Материалы междунар. геофиз. конф. (г. Новосибирск, 15—19 сент. 2003 г.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2003, с. 73—85.

Касахара К. Механика землетрясений. М., Мир, 1985, 264 с.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М., Наука, 1975, 174 с.

Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Сергеев В.Н., Шелудько И.Ф., Тен Е.Н., Кульчинский Ю.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.С., Суворов В.Д. Детальные сейсмические исследования литосферы на *P*- и *S*-волнах. Новосибирск, ВО „Наука“, Сибирская издательская фирма, 1993, 196 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. М., Наука, 1965, 204 с.

Левин В.А., Морозов Е.М., Матвиенко Ю.Г. Избранные нелинейные задачи механики разрушения. М., Физматлит, 2004, 408 с.

Лутиков А.И., Донцова Г.Ю., Юнга С.Л. Сейсмологический анализ Алтайского землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. М., ИФЗ РАН, 2004, с. 38—49.

Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991—1996 годы // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1598—1607.

Назарова Л.А., Назаров Л.А., Дядьков П.Г. Математическое моделирование кинематики плит Центральной Азии // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 2002, № 5, с. 3—9.

Николаевский В.Н. Трещиноватость земной коры как ее генетический признак // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (5), с. 646—656.

Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика, 1998, т. 1, № 1, с. 5—22.

Панин В.Е. Синэнергетические принципы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика, 2000, т. 3, № 6, с. 5—36.

Растворова В.А., Цибульчик И.Д. Механизмы очагов землетрясений и морфоструктура Алтае-Саянской области // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, № 9, с. 22—38.

Ревуженко А.Ф. Механика упруго-пластических сред и нестандартный анализ. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2000, 428 с.

Ризниченко Ю.В. Расчет скорости деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 11, с. 34—47.

Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М., ИФЗ РАН, 2002, 130 с.

Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Кучай О.А. Строение земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмическим данным // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2003, с. 188—189.

Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М., ГЕОС, 2002, 225 с.

Филин А.П. Прикладная механика твердого деформируемого тела. М., Наука, 1975, 832 с.

Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М., Наука, 1985, 223 с.

Цибульчик Г.М. О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области // Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, Наука, 1967, с. 159—169.

Чернов Г.А. К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск, Наука, 1978, с. 6—27.

Шерман С.Й., Савитский В.А. Новые данные о квазипериодических закономерностях активизации разломов в реальном времени на основе мониторинга магнитуд сейсмических событий (на примере Байкальской рифтовой системы) // Докл. РАН, 2006, т. 408, № 3, с. 1—6.

Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР, Физики Земли, 1979, № 10, с. 14—23.

Buslov M.M. Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // Expanded abstracts: 19th Himalaya-KARAKORAM-TIBET workshop, 2004, Niseko, Japan. Himalayan Journal of Sciences, v. 2, issue 4 (special issue), July 2004, p. 104—105.

Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal Sh., Déverchère J. GSP measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994—2002): implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, № B10, p. 14-1—14-13.

Déverchère J., Petit C., Giljova N., Radziminovich N., Melnikova V., San'kov V. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // Geophys. J. Int., 2001, v. 146, p. 714—730.

Dobretsov N.L., Buslov M.M. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian Mountain Belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // Intern. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 430—466.

Polyansky O.P. Dynamic causes for the opening of the Baikal rift zone: a numerical modeling approach // Tectonophysics, 2002, v. 351, № 1—2, p. 89—115.

Radziminovich N., Déverchère J., Melnikova V., San'kov V., Giljova N. The 1999 M_w 6.0 earthquake in the southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications // Geophys. J. Int., 2005, v. 161, p. 387—400.

Tapponnier P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baikal regions // J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B7, July 10, p. 3425—3453.

Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems. Chichester, New York, 1982, v. 2.

Smith B. and Sandwell D. A three-dimensional semianalytic viscoelastic model for time dependent analyses of the earthquake cycle // J. Geophys. Res., 2004, v. 109, B12401, doi: 10.1029/2004JB003185.

*Поступила в редакцию
19 сентября 2006 г.*