ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗОН ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СДВИГА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

А.Н. Бокун

Карпатское отделение Института геофизики НАН Украины, Львов, Украина, bokun@complex.lviv.ua

Сдвиги разных размеров – это наиболее распространенный вид тектонических нарушений в земной коре. Особый практический интерес представляют зоны горизонтального сдвига (в дальнейшем ЗГС), занимающие большие территории. Поскольку эти зоны могут быть тектонически активными в настоящее время, изучение их необходимо для оценки степени сейсмической опасности. С другой стороны, как зоны разуплотненных пород, благоприятные для миграции и аккумуляции рудоносных растворов и флюидов углеводородов, они являются перспективными территориями для поисков месторождений полезных ископаемых.

Научное обоснование перспективных площадей, эффективность поисковых и разведочных работ в пределах ЗГС напрямую зависит от знаний особенностей внутреннего строения, пространственно-временных связей и закономерностей развития тектонических нарушений различного ранга и генезиса, взаимодействия их между собой и складчатыми структурами. Частично ответ на эти вопросы дают геолого-геофизические работы. Однако, эти работы дорогостоящие, ими трудно одновременно охватить большие территории; кроме того, они не могут дать ответ на многие интересующие вопросы. Трудно или невозможно, например, восстановить процесс образования ЗГС во времени. И в этом случае физическое моделирование, как метод изучения механизмов структурообразования, является достаточно результативным и недорогостоящим.

Известно значительное количество публикаций, посвященных физическому моделированию сдвиговых дислокаций и ЗГС в целом [Riedel, 1929; Clayton, 1966; Skempton, 1966; Tchalenko, 1970; Wilson, 1970; Михайлова, 1971; Wilcox et al., 1973; Harding, 1974; Graham, 1978; Стоянов, 1977; Odonne and Vialon, 1983; Sylvester, 1988; Семинский, 1988; Борняков, 2008; Бондаренко, 1988; Бокун, 1988; Richard and Cobbold, 1988 и др.]. Они проводились в разных постановках и с различными целями: в плане структурной геологии, при обосновании поисков полезных ископаемых, для подтверждения тех или иных представлений и др. В итоге были выявлены основные структурные элементы ЗГС и их парагенезисы, однако эволюция, структурная организация, роль разных факторов в деформационном процессе остаются в значительной мере невыясненными.

Эксперименты проводились в плане общей задачи тектонофизики (М.В. Гзовский, 1963), предусматривающей оценку роли разных факторов в деформационном процессе. Конкретные задачи и цель исследования ставились из представлений о том, что ЗГС, являясь протяженными структурами, пересекают на своем пути различные комплексы горных пород, а поэтому и сами зоны должны отличаться по своему строению. Отсюда вытекает постановка конкретных задач: приготовить модельные материалы, изучить их реологические свойства и провести на них моделирование ЗГС. Цель работы – оценить роль вещественного состава, его деформационного поведения на картину деформаций и разрушений в моделях. Понятно, что следовало бы четко увязать деформационное поведение модельного материала с аналогичным поведением самих горных пород. Однако, на данном этапе сделать это на количественном уровне невозможно, т.к. нет таких данных для горных пород. В таком случае сопоставлять и переносить результаты экспериментов на натурные ЗГС можно по аналогии в чисто качественном виде.

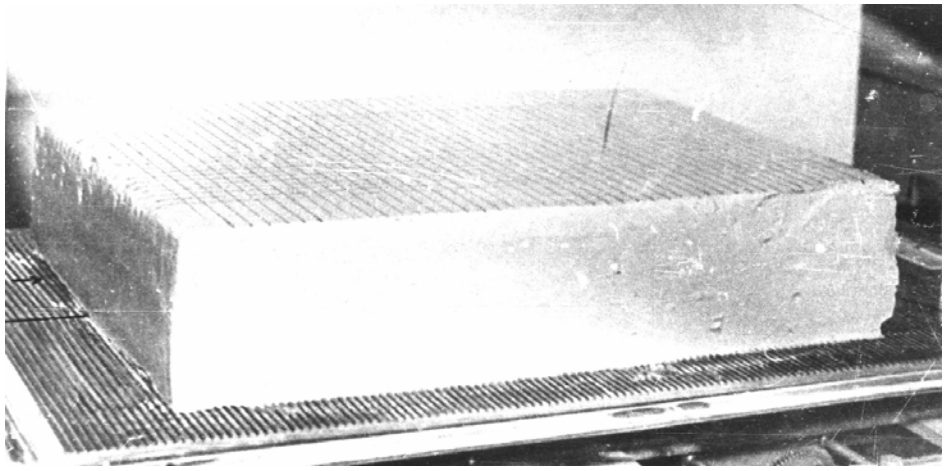
Для приготовления модельных материалов в качестве дисперсной фазы использовались аэросил, порошки битумного сланца, карборунда, мела, кварцевого песка разного гранулометрического состава. Дисперсной средой служили технический глицерин, вазелиновое масло, вода. Материалы создавались путем изменения процентного состава твердой фазы и дисперсионной среды. Полученные материалы – это пластично-вязкие массы (пасты). В коллоидной химии они относятся к коагуляционным структурам, отличающиеся малой прочностью, ярко выраженными пластично-вязкими и эластическими свойствами, способностью к релаксации напряжений и тиксотропному восстановлению прочности во времени. Изучение их физико-механических свойств проводилось путем построения двух типов реологических кривых: 1) кривой типа $\tau(\varepsilon)$ при $\dot{\varepsilon}$=const, характеризующей деформационное поведение материала и позволяющей определить предел текучести (τ_s), вязкость предельно нарушенной структуры (η_m) и 2) кривой

кинетики деформации, отражающей развитие деформации во времени при постоянной нагрузке с последующей разгрузкой. Эта кривая дает возможность определить модули упругости (условно-мгновенный E_1, эластический E_2, равновесный E) и вязкость ползучести (η_0).

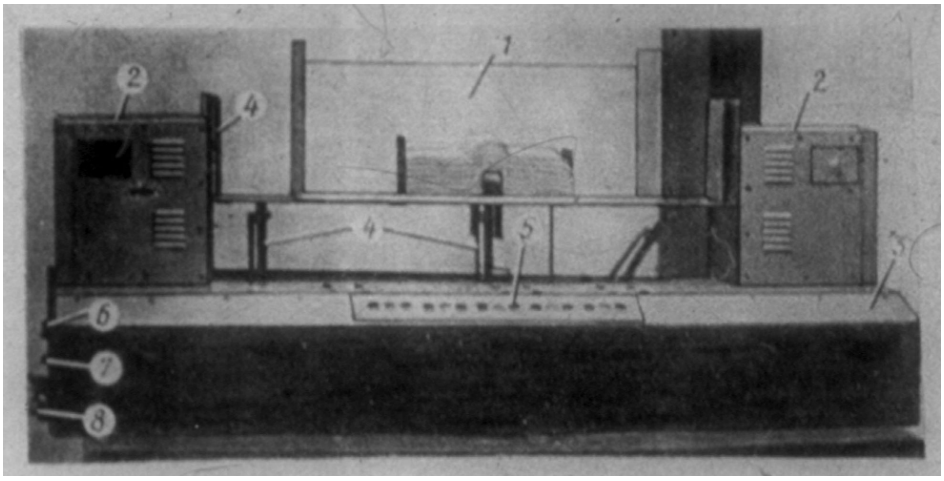
Модель представляла собой слой эквивалентного материала, уложенного на две жесткие пластины, разделенные прорезью (рис. 1, а). Прорезь имитировала сдвиг в жестком основании, слой пасты – толщу горных пород земной коры. Пластины перемещались с помощью пуансонов установки [Бокун, 1981] в горизонтальном направлении с постоянной скоростью (рис. 1, б). Для фиксации деформаций и перемещений по трещинам на поверхность слоя наносилась маркировочная сетка 1×1 см. За процессом деформирования велось визуальное наблюдение и фотографирование. Сравнивая фотографии, можно было проследить характерные структурные преобразования, развитие трещин разного ранга и генезиса.

В экспериментальной тектонике влажная глина – глинистая паста (как эквивалентный материал), наиболее часто используется для воспроизведения геологических процессов. Вместе с тем, в этих работах не приводятся все необходимые реологические параметры, нет описания деформационного поведения и условий нагружения. Отсутствие таких данных затрудняет как обоснование деформаций самого эксперимента, так и сопоставление результатов моделирования разных авторов.

В наших экспериментах использовалась глинистая паста (концентрация 54,1-58%), приготовленная из тонкодисперсной глины гидрослюдистого состава. Реологические свойства её в условиях чистого сдвига характеризуют кривые (рис. 2, а, б). Деформационное поведение пасты (рис. 2, б) можно описать так: после упругой и обратимой пластической деформации на прямолинейном *отрезке а – в* происходит пластично-вязкое течение минимально нарушенной структуры с высокой вязкостью. На *участке в –* τ_s напряжение резко возрастает и свидетельствует о том, что структура пасты упрочняется. Напряжение достигает предела текучести τ_s, затем оно резко падает, структурный каркас пасты разрушается (в моделях это момент наибольших



а



б

Рис. 1. Исходная модель из глинистой пасты (а); установка моделирования участков земной коры на пластично– вязких материалах (б)

структурных преобразований). На *отрезке кривой* $c-d$ продолжается пластично-вязкое течение, но уже разрушенной структуры. Местами наблюдается незначительное возрастание напряжений и их падение к установившемуся уровню. Происходит локальное разрушение остатков жесткого каркаса.

Из изложенного видно, что глинистая паста – это упруго-вязко-пластичное тело, в которой развиваются пластические деформации и разрывы одновременно, аналогично тому, как это происходит в толщах горных пород. Образование ЗГС в охарактеризованной выше глинистой пасте отражает рис. 3. Скорость смещения пластин жесткого основания составляет 1 мм/мин, мощность 10 мм. На начальной стадии, после пластического изгибания, возникает система сколовых трещин R', трассирующих простирание горизонтального сдвига в основании. Трещинки параллельны одна другой, шаг 1.5–2.0 мм, ориентированы перпендикулярно к оси сдвига. В дальнейшем развитии концы прямолинейных трещин загибаются, принимая S-образный вид и противоположное падение, что свидетельствует о действии вращательных движений в ЗГС, а равномерность размещения трещин вдоль всего сдвига – об однородном поле напряжений. Развитие на глубину этих трещин не прослежено, но, учитывая характер их развития, морфологию, можно предполагать, что это поверхностные трещинки, возникшие как реакция на вращательные движения. Роль этой системы трещин в структурообразовании невелика, но они могут проявиться в локальных структурах на более поздних стадиях эволюции ЗГС (см. рис. 11). На II стадии развития возникает эшелонированная система крупных трещин растяжения (синтетические трещины R), пространственно совпадающая с простиранием магистрального сдвига в основании и системой трещин R' (рис. 3, б). Трещины крутопадающие, ориентированы под углом 25-30° к оси сдвига, шаг 45-50 мм. Они разделяют однородное поле напряжений на чередующиеся между собой локальные поля растягивающих (участки развития этих трещин) и сжимающих (участки между ними) усилий.

На III стадии движение жесткой подложки модели обусловливает дальнейшее развитие трещин R. В процессе роста они огибают смежные участки и сливаются с соседними аналогичными трещинами растяжения этой системы. В результате образуется единая магистральная трещина (сквозной разлом), имеющая в плане извилистый вид (рис. 3, с). Нами наблюдался так же способ соединения трещин R в единую, сквозную – с помощью продольных трещин L (рис. 7, в). A. Skempton (1966), С. Стоянов (1977) указывают на участие в этом процессе еще и обратных косых нарушений P. Волнистость натурных разломов обсуждается в работе М.В. Гзовского (1953). После образования сквозной трещины деформационный процесс (IV стадия) в модельной ЗГС

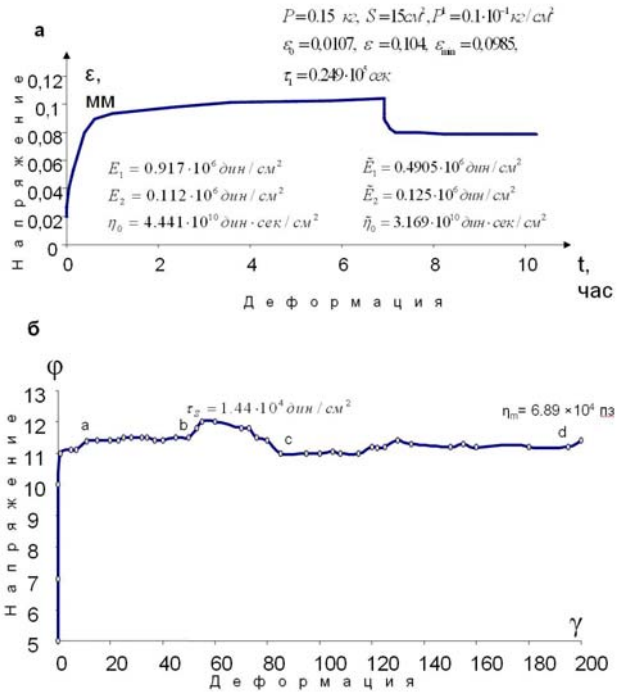


Рис. 2. Реологическая кривая кинетики деформации глинистой пасты, концентрация 58% (а); реологическая кривая $\tau(\varepsilon)$ при $\dot{\varepsilon}$=const той же пасты (б)

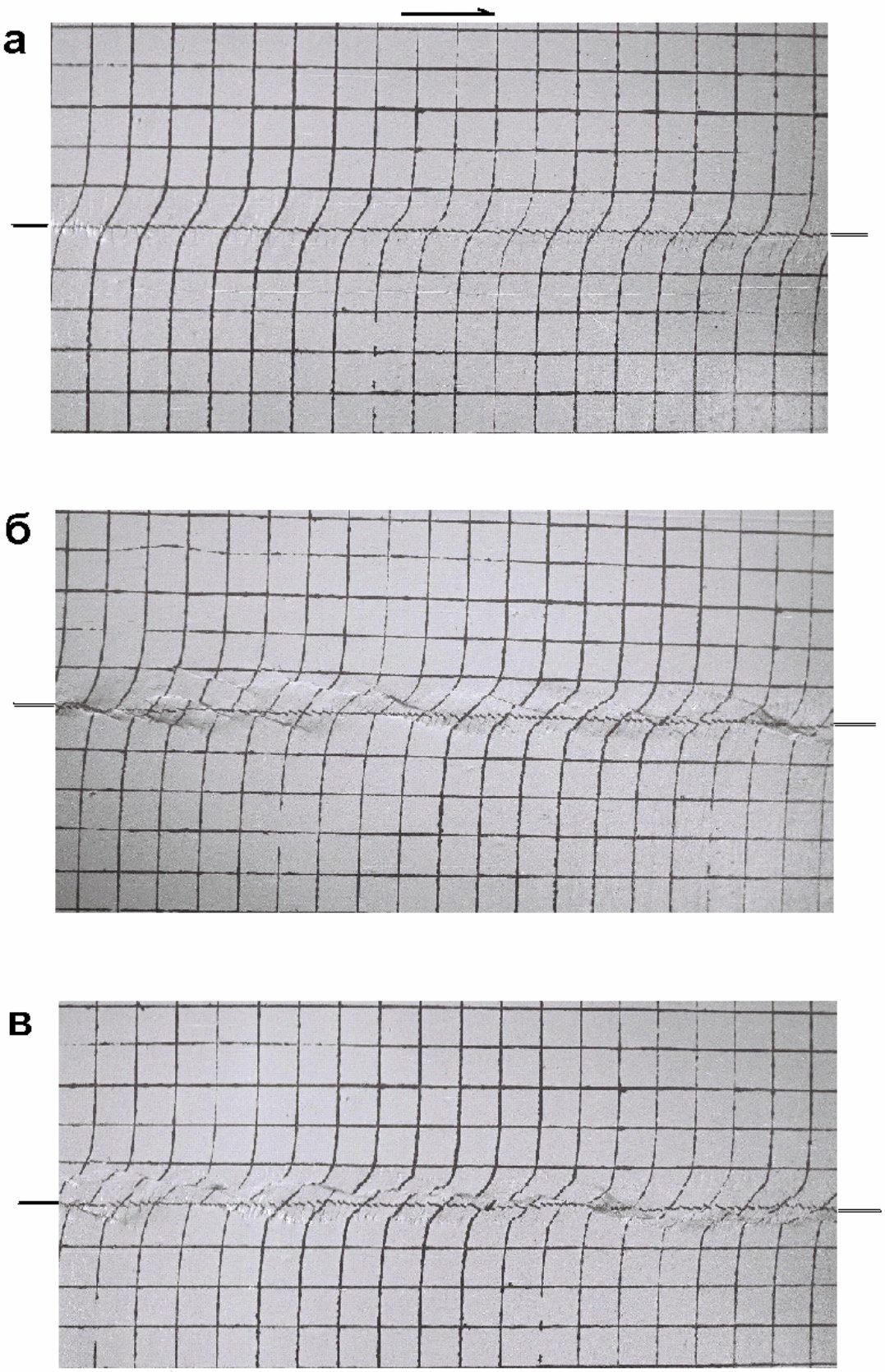


Рис. 3. Стадии развития зоны горизонтального сдвига в слое глинистой пасты с концентрацией 58% :
а – начальная – система антитетических трещин R';
б – вторая – эшелонированная система синтетических трещин R;
в – завершающая – выход сквозной трещины на поверхность

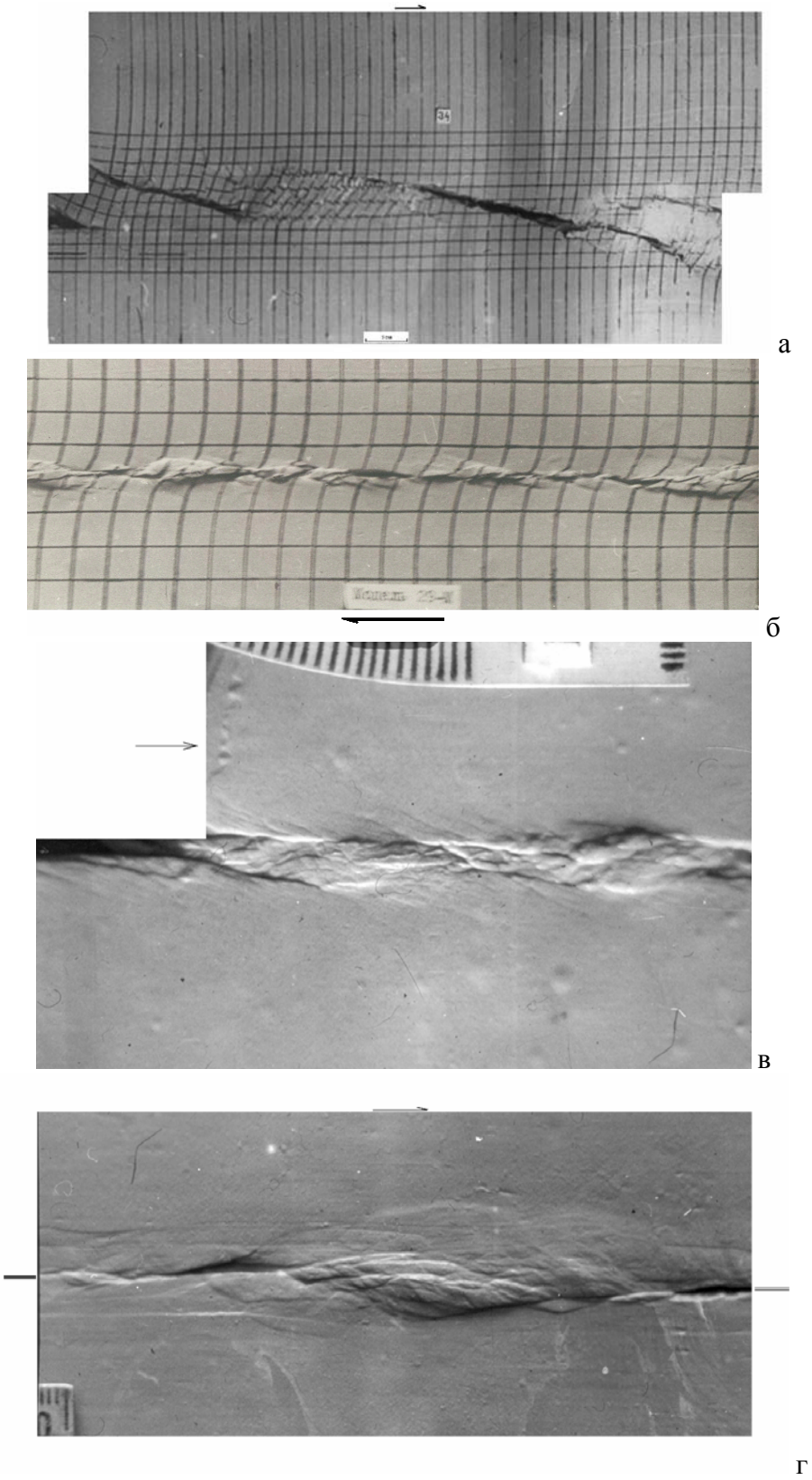


Рис. 4. Типы горстов и горстообразных поднятий, сформированные в ЗГС с разными деформационными свойствами материала:

а – плоский монолитный блок в глинистой пасте;

б – линейная система “жестких” горстов– клиньев в глинистой пасте;

в – складчатые горсты в материале карборунд – вазелиновое масло;

г – валообразное поднятие (сложная складчато – разрывная структура) в материале карборунд – вазелиновое масло. Белые дугообразные полосы на структуре – взбросо– сдвиги.

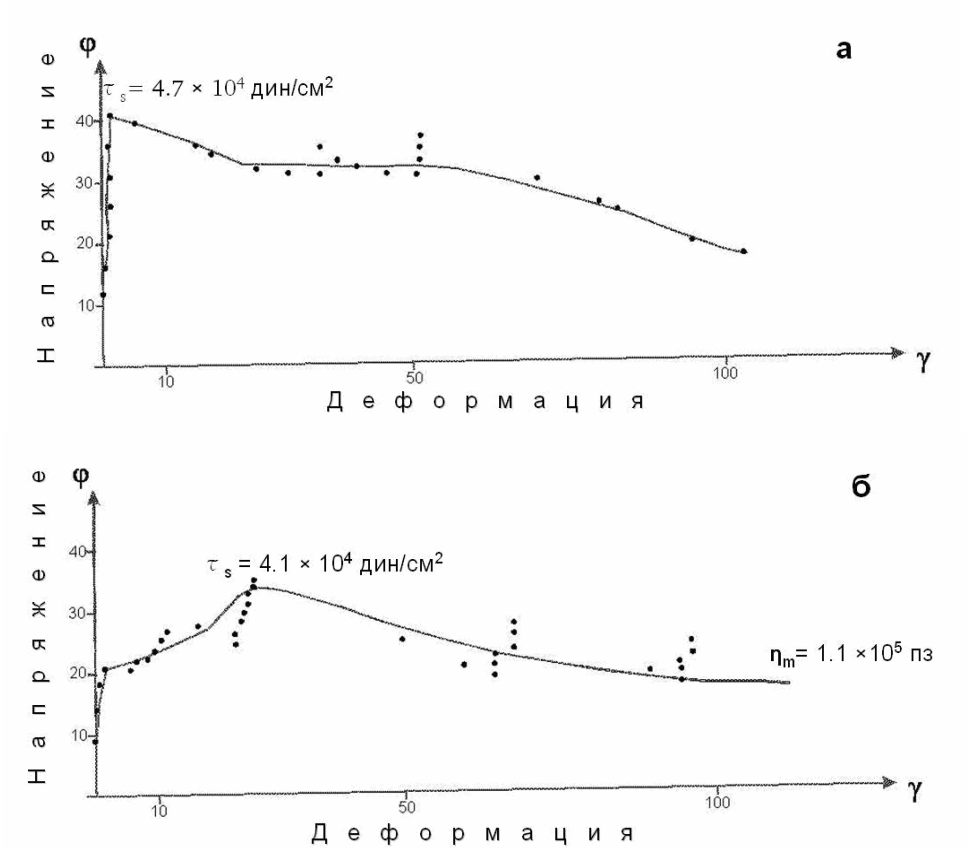
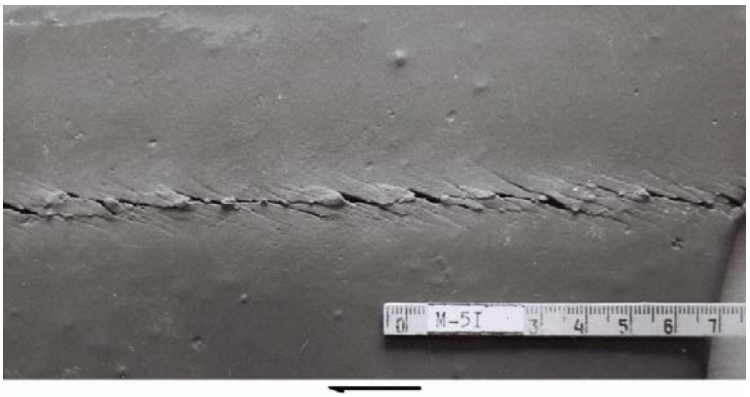


Рис. 5. Реологические кривые $\tau(\varepsilon)$ при $\dot{\varepsilon}$=const модельных материалов кварцевый песок – вазелиновое масло: а – фракция песка 0.05 –0.063 мм, концентрация 82.14 % ; б – фракция < 0.05 мм, концентрация 79.38 %.

а



б

Рис. 6. Стадии развития зоны горизонтального сдвига на материале кварцевый песок (фракция 0.05 –0.063 мм) – вазелиновое масло:

а – система открытых и закрытых синтетических трещин R;

б – сквозная трещина – магистральный сдвиговый шов

ограничивается пластично-вязким течением в узкой зоне её сместителя. В натурных условиях трение берегов ЗГС, высокие температура и давление обусловливают наряду с пластическим течением, изменение реологических свойств, петрологические и минеральные преобразования.

Эшелонированная система трещин растяжения и заключенные между ними участки играют важную роль не только в формировании магистрального шва, но и в образовании ряда структур, различных по морфологии и сложности внутреннего строения (рис. 4). Многообразие этих структур определяется геометрическими параметрами трещин растяжения R (длина, шаг, угол между швом и трещиной) и реологическими свойствами модельного материала. Простейшей из этих структур, не выраженной в рельефе – монолитный блок (рис. 4, а), находящийся в условиях сжатия (см. маркерную сетку), испытывающий лишь пластические деформации. Исходные параметры модели: скорость нагружения 0.02 мм/мин., мощность 5 см, концентрация пасты 54.1%.

Линейную систему жестких горстов-клиньев над сдвиговым швом иллюстрирует рис. 4, б.

Модель характеризовалась параметрами: скорость нагружения 5 мм/мин, мощность 2 см, концентрация пасты 54.1%. Механизм образования такого типа структур и складчатых горстов (рис. 4, в) автор рассматривает, как трансформацию горизонтальных движений по магистральному шву в повороты (вращение) межтрещинных участков; кручение обусловливает разрушение и пластические деформации материала, происходит увеличение объема и, как результат, – высокое внутреннее давление выжимает блок на поверхность.

Два складчатых горста (рис. 4, в) являются структурами ЗГС, сформированной в модельном материале: паста карборунд – вазелиновое масло ($\tau_s = 3.53\times10^3 дин/см^2$; η_m=2.12×10^3пз ; мощность слоя 1.5 см; скорость нагружения 5 мм/мин). Морфология, генетический тип складок аналогичен складкам всей ЗГС (подробнее процесс образования их см. рис. 9). Это подобные складки волочения с вертикальными шарнирами (гетероклинали по А.В. Лукьянову, 1963).

Валообразное поднятие по внутреннему строению представляет собой сложную складчато-разрывную структуру (рис. 4, г), сформированную в слое карборунд-вазелиновое масло с параметрами: мощность – 8 мм, скорость нагружения – 20 мм/мин, $\tau_s = 8.24\times10^3 дин/см^2$; η_m=2.35×10^3пз . Механизм образования её и подобных структур определяют, с одной, стороны большая протяженность и очень малый угол с магистральным швом трещин R, с другой – высокая текучесть пасты. Практически трещины R совпадают (либо близки к этому) с направлением сдвигового шва и местами служат его берегами. В этих условиях материал модели легко транспортируется (перетекает) в горизонтальном направлении вдоль шва и аккумулируется (скучивается) на несовпадающих окончаниях трещин R. Процесс скучивания материала сопровождается образованием разрывов разного ранга и генезиса – сбросы, взбросы, надвиги и др. Следует ожидать, что воспроизведенные на моделях ЗГС и локальные структуры в их пределах имеют свои аналоги в осадочных, хемогенных и других толщах горных пород.

Другие структурные особенности характеризуют модельные ЗГС, представленные на рис. 6, 7. Для моделирования их использовались пасты из песка и вазелинового масла. Деформационное поведение этих материалов в условиях чистого сдвига отражают реологические кривые (рис. 5). Паста с фракцией зерен 0.05-0.063 мм имеет четкий предел текучести ($\tau_s = 4.7\times10^4$ дин/см^2) и разрушается в условиях спада напряжений, не выявляя пластического течения (рис. 5, а). Реологическая кривая пасты (фракции < 0.05 мм) показывает, что после упругой и обратимой пластической деформации паста испытывает пластично-вязкое течение с упрочнением структурного каркаса до достижения предела пластичности 4.1×10^4 дин/см^2, а дальше наступает пластично-вязкое разрушение и переходит в пластичное течение при постоянном напряжении (рис. 5, б). Эти деформационные отличия находят отражение в особенностях строения модельных ЗГС, приведенных ниже.

Процесс развития ЗГС в модели (рис. 6) с мощностью слоя 18 мм и скоростью нагружения 5 мм/мин имеет следующие особенности. На начальном этапе возникает диагональная система закрытых трещин скола. Затем, через шаг 20 мм, трещины скола в этой полосе приоткрываются и становятся зияющими, появляется эшелонированная система трещин растяжения R (рис. 6, а). На следующей стадии, над магистральным швом формируются продольные трещины L. Они рассекают участки между трещинами R и образуют сквозную трещину (шов). Возникшая в итоге ЗГС представляет собой прямолинейную структуру, осложненную открытыми и закрытыми трещинами R (рис. 6, б).

В модели на рис. 7 (мощность слоя 20 мм, скорость нагружения 5 мм) процесс образования открытых трещин R на начальной стадии рис. 7, а аналогичен описанному в предыдущей

модели. На следующем этапе появляются продольные трещины L (рис. 7, б), которые простираются под острым углом к оси сдвига в основании. В процессе роста они удлиняются и раскрываются, а на их окончаниях формируются складчатые формы типа косых антиклинальных изгибов, флексур и др. (рис. 7, в). Наличие складчатых форм, иной характер развития трещин L – отличительные особенности ЗГС данной модели от предыдущей. Вместе с тем, эти зоны имеют и общие закономерности развития и строения, которые по аналогии могут иметь место в натурных ЗГС, представленных породами с высокой прочностью – изверженные, эффузивные, окварцованные комплексы горных пород и др.

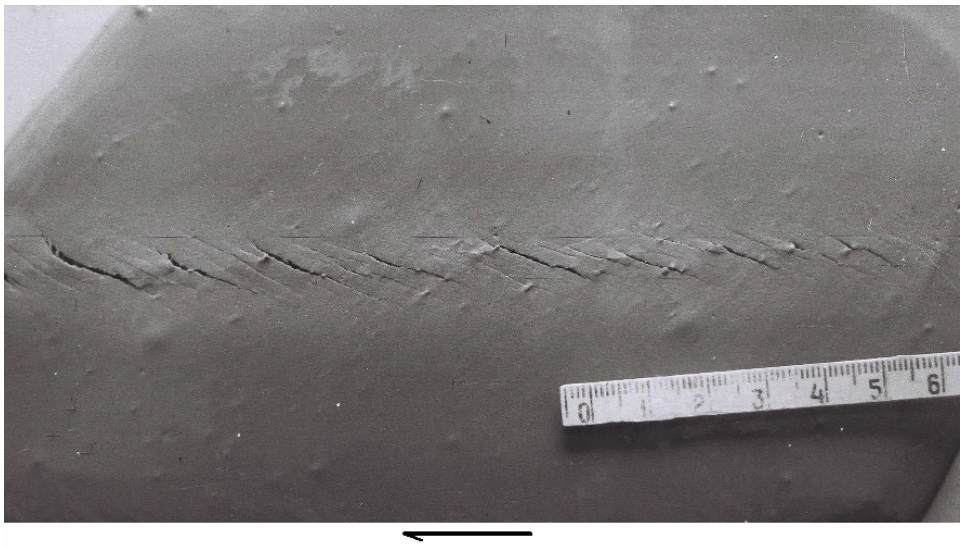
Качественно другой тип ЗГС воспроизведен на материале карборунд – вазелиновое масло. Реологическая кривая его (рис. 8) показывает, что предел текучести (прочность) достигается сразу после упругой и обратимой пластической деформаций, затем, резкое падение напряжений (разрушение структурного каркаса) и устанавливается пластическое течение. Такое деформационное поведение говорит: материал до разрушения ведет себя, как твердое тело, после разрушения – ближе к жидкости. Особенность материала – его способность формировать адсорбционные слои, обусловливающие пластическое течение подобно тому, как в некоторых горных породах оно происходит по многочисленным субпараллельным поверхностям скола.

Образование ЗГС в охарактеризованном выше материале с толщиной слоя 15 мм и скоростью нагружения 5 мм развивалось в такой последовательности. Первыми появились еле заметные, параллельные одна другой диагональные трещины скола. Полоса их развития трассирует простирание сдвигового шва в жестком основании (рис. 9, а). Вслед за этим, в пределах этой полосы произошло тонкое расслоение материала (образование ложной слоистости) в вертикальной плоскости, которое обусловило высокую текучесть при низком напряжении. Трение на контакте ненарушенного материала с большей прочностью и разупрочненного расслоением в условиях сдвигания привело к образованию подобных антиклинальных складок волочения с вертикальными шарнирами (аксоноклинали по А.В. Лукьянову, 1963) и извилистой складчатости ЗГС в целом (рис. 9, б). Дальнейшие структурные преобразования ЗГС связаны с активизацией в пределах зоны сколовых трещин начального этапа (за её пределами они остаются пассивными). Активные диагональные трещины разделяют зону пластического течения на участки растяжения и сжатия, которые в процессе развития образуют выраженные в рельефе горсты и грабены (рис. 4, в). Природные аналоги этого типа зон смятия можно встретить в хемогенных толщах эвопаритовой формации, слабоконсолидированных океанических осадках, а также в прочных породах, способных расслаиваться в условиях сдвига.

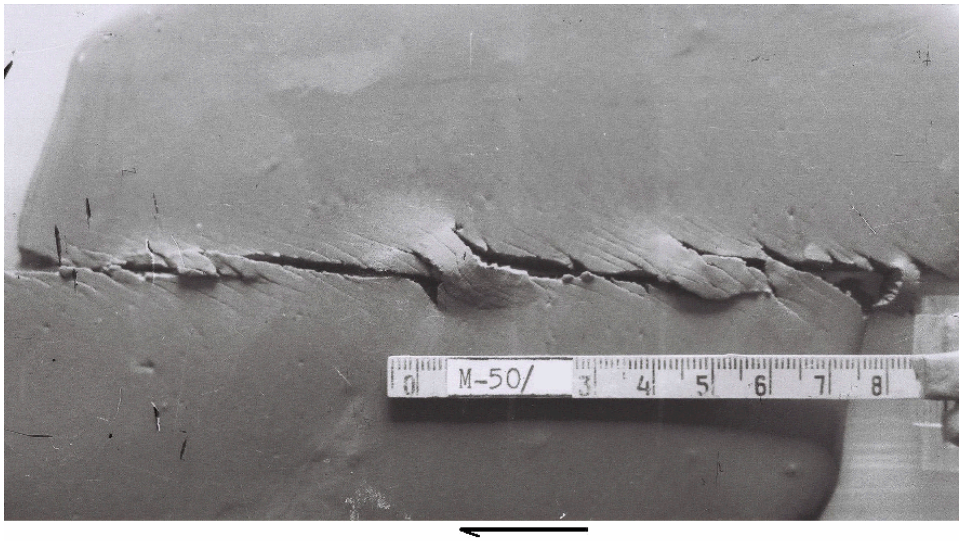
Добавление аэросила к материалу карборунд – вазелиновое масло 1.4% резко изменяет его механические свойства (рис. 10). Аэросил связывает масло и этим лишает его способности формировать свободные адсорбционные слои, обусловливающие высокую текучесть материала при низком напряжении. Материал не образует жесткого каркаса твердого тела, а предел пластичности достигается в процессе постепенного упрочнения. После достижения $\tau_s = 9.62 \times 10^3 \, дин/см^2$ материал деформируется с разрушением структуры (при высокой вязкости), но затем структура резко разрушается, напряжение падает, наступает пластично–вязкое течение максимально разрушенной структуры с минимальной вязкостью. Таким образом, деформационное поведение этого материала на значительном этапе деформирования напоминает глинистую пасту, но отличается более резким разрушением структурного каркаса в конце испытания.

Образование ЗГС на этом материале (толщина слоя 17 мм, скорость нагружения 5мм) начинается, как и на глине, появлением системы вертикальных к оси сдвигового шва сколовых трещин R' , которые в процессе сдвигания по шву наклоняются и принимают вид эшелонированной системы (рис. 11, а). Вслед за этим формируется система крупных (шаг 56 мм) диагональных эшелонированных трещин растяжения R. В процессе дальнейшего смещения крыла (правосторонний сдвиг) наблюдалась сложная картина структурных преобразований: вследствие упора активного борта сдвига в неподвижный – происходит отрыв и поворот блоков, образование структур с веерообразным расположением радиальных и дугообразных концентрических разрывов (рис. 11, б).

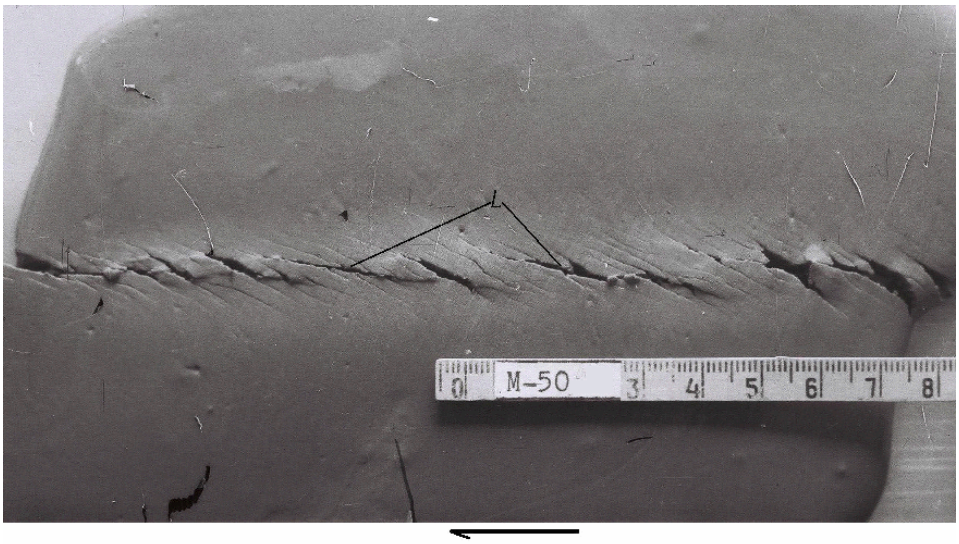
Замечено, что радиальные трещины – это обновившиеся трещины R' начального этапа. В центральной части ЗГС наблюдались развороты, беспорядочное скучивание мелких блоков, их поднятия и погружения.



а



б



в

Рис. 7. Стадии развития зоны горизонтального сдвига на материале кварцевый песок (фракция <0.05 мм) – масло вазелиновое:

а – система открытых и закрытых синтетических трещин R;

б – система продольных трещин L;

в – раскрытие трещин L, формирование складчатых структур на их окончаниях

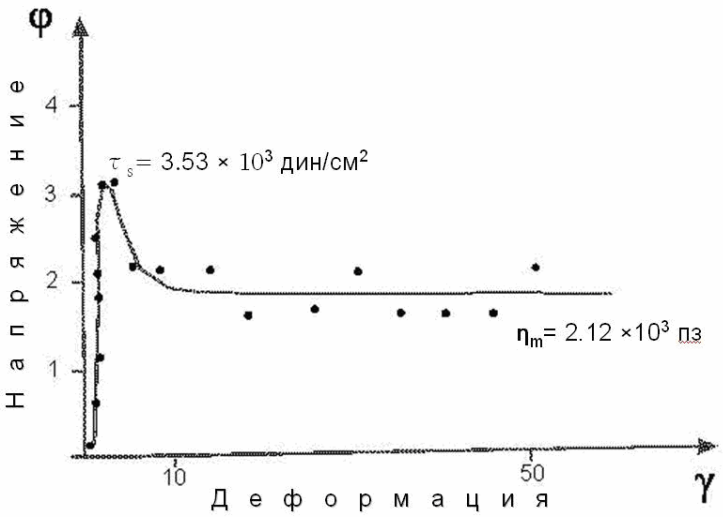


Рис. 8. Реологическая кривая $\tau(\varepsilon)$ при $\dot{\varepsilon}$=const материала карборунд – вазелиновое масло

а

б

Рис. 9. Стадии развития зоны горизонтального сдвига на материале карборунд – вазелиновое масло:
а – система диагональных сколовых трещин вдоль сдвигового шва в основании;
б – складчатая зона горизонтального сдвига

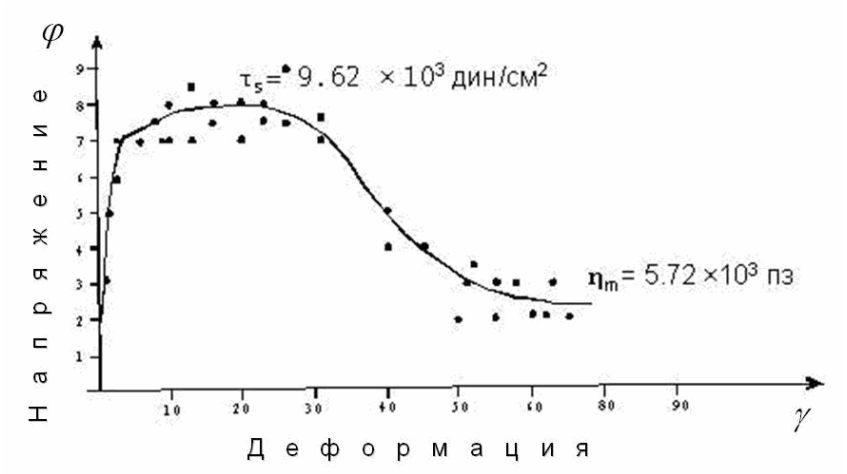
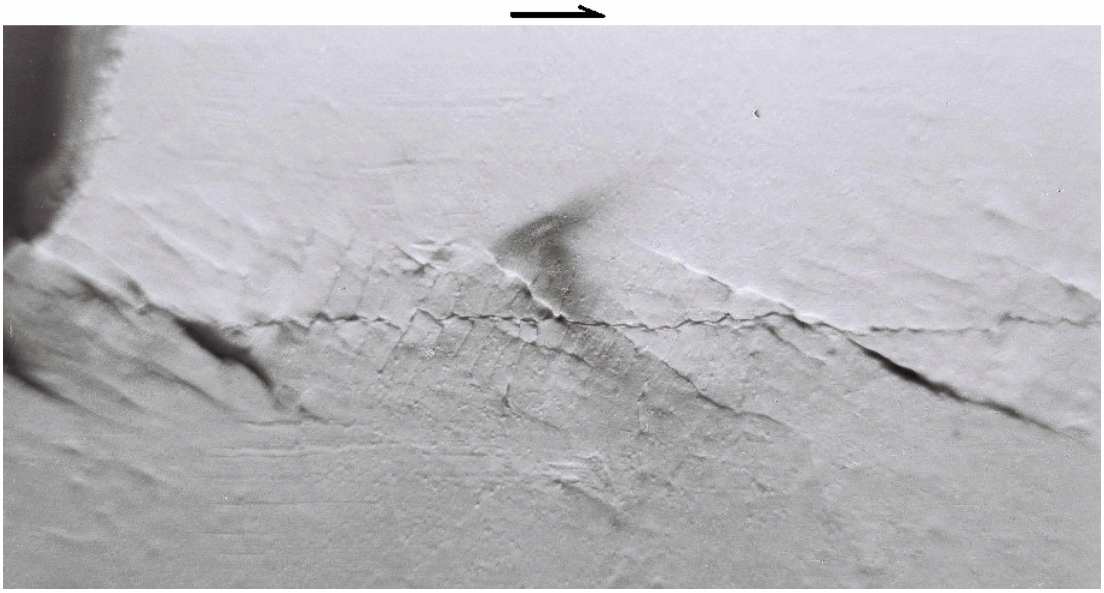
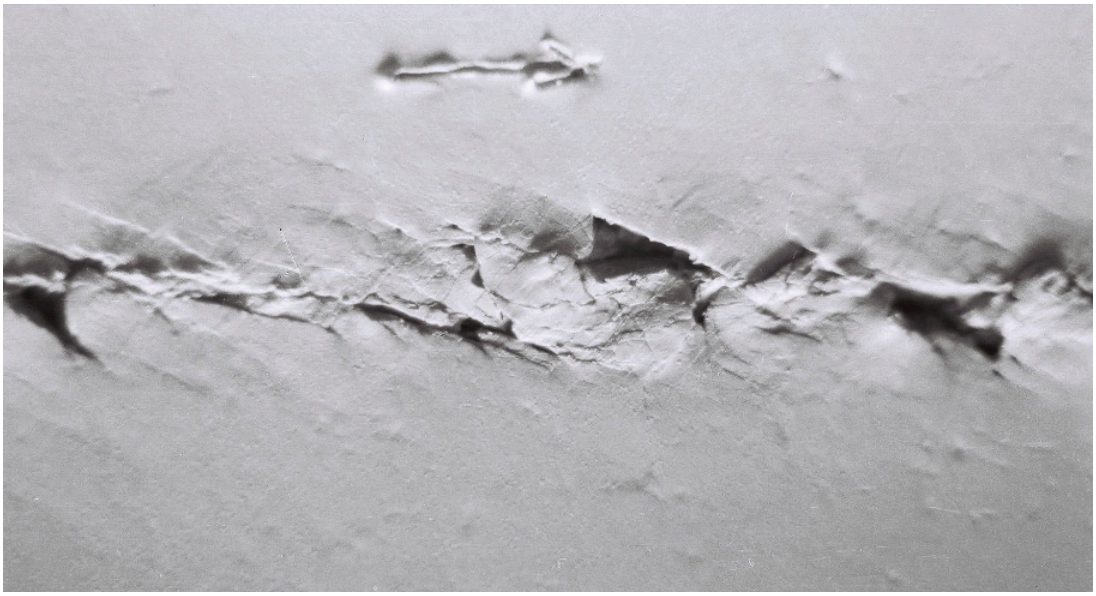


Рис. 10. Реологическая кривая $\tau(\varepsilon)$ при $\dot{\varepsilon}$=const модельного материала (карборунд– 68%; аэросил– 1,4%; вазелиновое масло– 30,6%).



а



б

Рис. 11. Зона горизонтального сдвига на материале карборунд – вазелиновое масло– аэросил:

а – система сколов R', принявших в процессе развития наклонное положение;

б – сформированная сдвиговая зона, видны структуры вращения с веерообразными радиальными и дуговыми концентрическими разрывами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Моделирование на разных материалах показало – их вещественный состав, реологические свойства, влияющие на особенности строения и структурную организацию ЗГС в целом, являются определяющими. Важная роль в этом процессе принадлежит разным системам трещин. Временная последовательность их появления позволяет выделить следующие стадии развития. Начальная стадия знаменуется появлением системы сколовых трещин R'. Роль их в структурных преобразованиях невелика (хотя они и могут проявиться в локальных структурах на более поздних этапах), однако, как структурных маркеров, указывающих на местонахождение сдвигового шва на глубине, – весьма значительна. Система синтетических трещин R (II стадия) является определяющей в формировании ЗГС. В одних случаях трещины R, обьединяясь, сами формируют магистральный шов, в других – определяют способы такого обьединения. Многое зависит от геометрических параметров самих трещин – длина, шаг удаления, угол между трещиной и осью шва. Трещины R расчленяют однородное поле напряжений на участки сжимающих и растягивающих усилий, обусловливая тем самым места возникновения других структур – горстов, грабенов, флексур и др. Продольные трещины L формируются на III стадии в плоскости сдвигового шва в жестком основании и являются его частями. Они рассекают промежутки между трещинами R и, соединяясь, формируют сквозной шов сдвиговой зоны. При этом на их окончаниях формируются складчатые структуры.

В связи с очевидной значимостью разных систем трещин в формировании ЗГС целесообразно было бы поставить специальное экспериментальное исследование и ответить на вопрос: какими реологическими параметрами регулируется шаг трещин? Ответ на этот вопрос был бы определенным вкладом и в решение глобальной проблемы геологии – иерархической делимости (кусковатости) земной коры.

Использованные для построения моделей пластичные пасты, отличающиеся особенностями коагуляционных структур, позволили воспроизвести ЗГС от хрупкого разрушения до пластического течения. Эксперименты, сопровождавшиеся записью полных реологических кривых, дали возможность проследить деформационное поведение коагуляционных структур, выявить основные реологические параметры и оценить их деформационный отклик (хрупкий, пластический) в модели. При этом влияние этих параметров рассматривалось в их взаимосвязи, как способность формировать коагуляционную структуру и разрушаться.

Пределы пластичности материалов кварцевый песок + вазелиновое масло и карборунд + вазелиновое масло (рис. 5, а и рис. 8) следуют на реологических кривых сразу после упругой и незначительной пластической деформаций, характеризуют прочность структурного каркаса твердого тела. Разрушение первого идет при постепенном спаде напряжений, не достигая постоянного значения, следовательно, и пластического течения. Сформированная в этом материале ЗГС представлена исключительно системами трещин (разрывная зона рис. 6). Разрушение коагуляционной структуры пасты карборунд + вазелиновое масло происходит при резком спаде напряжений и его стабилизации, обусловливая пластическое течение. В этом материале образовалась зона интенсивной извилистой складчатости (зона пластического течения рис. 9, б).

Пределы пластичности глинистой пасты и пасты карборунд + масло вазелиновое + аэросил имеют близкие по значению величины, оба сформированы на реологической кривой в процессе пластично-вязкого упрочнения структурного каркаса, но разрушения этих структур существенно (хотя системы поперечных и продольных трещин проявились в обоих случаях), а значениями вязкости резко отличаются. Сравнение деформационных структур модельных ЗГС показывает: в глинистой пасте «жесткие» блоки, ограниченные крупными трещинами R, испытывают пластические деформации и выдавливание с образованием горстовых структур (рис. 4, б). Высокая вязкость глинистой пасты не позволяет развиваться мелкоблоковости, а если мелкие трещинки и появляются, то они залечиваются (связи восстанавливаются) в процессе деформирования. В ЗГС на материале карборунд + масло вазелиновое + аэросил степень блоковой раздробленности выше. Низкая вязкость материала в данном случае обусловливает как более высокую степень раздробленности, так и обеспечивает легкость разворотов, вращение блоков с образованием характерных структур (рис. 11).

Из примеров видно, что влияние реологических параметров на характер деформаций (хрупкий, пластический) зависит от способности материала формировать коагуляционную структуру – упрочняться и разупрочняться, терять и восстанавливать структурные связи в процессе деформирования. Таким образом, реологический анализ коагуляционных структур позволяет не только правильно интерпретировать данные эксперимента, но и регулировать деформационный процесс, предвидеть его результат.

ЛИТЕРАТУРА

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд. АН СССР. 1963. Ч. 3, 4. 544с.

Гзовский М.В. Волнистость простирания крупных тектонических разрывов // Изв. АН. СССР.1953. № 2. С. 101-114.

Бокун А.Н. Соленые структуры Солотвинской впадины. Киев: Наук. Думка. 1981. 135 с.

Бокун А.Н. Зоны скалывания в однослойных моделях из влажной глины // Сдвиговые тект. нарушения и их роль в образовании месторождений пол.ископ. Ленинград: Межвед.тект.комитет АН СССР. 1988. Вып. 1. С. 83-85.

Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений и прогноз дислокаций в сдвиговых зонах // Сдвиговые тект. нарушения и их роль в образовании месторождений пол. ископ. Ленинград: Межвед. тект. комитет АН СССР. 1988. Вып. 1. С. 71-74.

Борняков С.А. Динамические критерии самоорганизации систем разрывов в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Доклады РАН. 2008. Т. 420, № 6. С. 822-824.

Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94-107.

Копп М.Л. Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, № 2. С. 14-28.

Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. М.: Изд. АН СССР. 1963. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80). С. 34-112.

Михайлова А.В. Методика количественной оценки перемещений и напряжений в пластических непрозрачных моделях. Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука. 1971. С. 38-48.

Семинский К.Ж. Моделирование крупных сдвиговых зон и специфика развития их крыльев // Сдвиговые тект. нарушения и их роль в образовании месторождений пол.ископ. Ленинград: Межвед.тект.комитет АН СССР. 1988. Вып. 1. С. 74-77.

Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.

Riedel W. Zur Mechanik geologischer Bruchers-cheinungen // Zentralbl.fur Mineralogie. Abt. Geol. und Palaont. Berlin. 1929. P. 354-368.

Clayton L. Tectonic depressios along the Hope fault, a transcurrent fault in North Canterbury, New Zeland // New Zeland Jour. Geol. and Geophys. 1966. V. 9, № 1-2. P. 95-104.

Skempton A. Some observations on tectonic shear zones. – In:Proc. Inst. Congr. Intern. Soc. Rock. Mech. 1966. V. 1 P. 329-335.

Tchalenko J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes // Geol. Soc. Am. Bull. 1970. № 81. P. 1625-1640.

Wilson G. Wrench movements in the Aristarchus region of the Moon // Proc. Geol. Assoc. 1970. № 81. P. 595-608.

Wilcox R.E., Harding T.P., and Seely D.R. Basik wrench tectonics // Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 1973. № 57. P. 74-96.

Harding T.P. Petroleum traps associated with wrench faults. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 1974. № 58. P. 1290-1304.

Graham R.H. Wrench faults, arcuate fold patterns and deformation in the southern French Alps. Proc. Geoi. Assoc. 1978. № 89. P.125-142.

Odonne F. and Vialon, P. Analogue models of folds above a wrench fault // Tectonophysics. 1983. № 99. P 31-46.

Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc;. Am. Bull. 1988. № 100. P.1666-1703.

Richard P. and Cobbold P.R. Structures en fieur positives et decrochements crustaux: modelisation analogique et interpretation mecanique // C. R. Acad. Sci. Paris. 1989. № 308. P. 553-560.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В РИФТОВЫХ ЗОНАХ И ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМАХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

А.Л. Грохольский, Е.П. Дубинин

Музей землеведения, Московский государственный университет (МГУ), Москва, edubinin08@rumbler.ru

Глобальная система рифтовых зон срединно-океанических хребтов (СОХ) длиной около 70 тыс. километров на всем своем протяжении прерывается различными морфотектоническими нарушениями, разбивающих ось спрединга на отдельные сегменты [Дубинин, Ушаков, 2001]. Наиболее выраженными структурами, смещающими ось спрединга в поперечном направлении, являются трансформные разломы (ТР) и различные типы нетрансформных смещений (НТС) и перекрытий центров спрединга (ПЦС) (рис. 1).

С помощью экспериментального моделирования нами исследовались процессы структурообразования в зонах растяжения и сдвига в пределах океанической литосферы.

Они проводились по двум направлениям: 1. Структурообразование и сегментация рифтовой трещины при ее формировании и пропагейтинге при разных параметрах скорости и направления спрединга, а также толщины модельной литосферы. 2. Структурообразование в зонах нетрансформных и трансформных смещений.

В опытах использовались условия подобия и материалы, представляющие собой сплав жидких и твердых углеводородов, описанные в работе [Шеменда, 1983; Грохольский, Дубинин, 2006].

Эксперименты проводились в установке, состоящей из текстолитовой ванны с поршнем и системой внутреннего подогрева. Электромеханический привод осуществлял движение рамки с поршнем в горизонтальной плоскости с заданной скоростью.

Модельное вещество помещалось в установку и нагревалось. После достижения им необходимой температуры начиналось его охлаждение сверху вентилятором. Необходимая температура расплавленного модельного вещества поддерживалась на дне и боковых стенках в течение всего опыта. При застывании сверху на поверхности расплава образовывалась модельная литосфера, «приваренная» к поршню и противоположной стенке ванны. В ней задавалась неоднородность в виде линейной ослабленной (утоненной) литосферы рифтовой зоны шириной D и толщиной H. Этот процесс контролировался, и после того, как модельная плита в осевой зоне спрединга, в области смещения и вне ослабленной зоны достигала необходимых для данного эксперимента толщин, начиналось ее горизонтальное растяжение со скоростью V.

Моделирование структурообразующих деформаций в осевых зонах спрединговых хребтов, проведенное в рамках первого направления, показало, что в принятом диапазоне скоростей растяжения в модели, происходит нарушение сплошности хрупкого слоя литосферы и образование рифтовой трещины по механизму продвижения «бегущей» трещины [Грохольский, Дубинин, 2006].

На рис. 2 представлены конечные стадии нескольких экспериментов. Они проводились в условиях ортогонального растяжения. Эксперименты, приведенные на рис. 2, А-Г различаются только одним параметром – шириной ослабленной зоны. Так, при небольшой толщине и относительно узкой зоне, в которой развивается деформация (рис. 2, А), образующиеся трещины формируют в основном мелкие смещения и перекрытия с шириной меньше толщины модельной плиты. А сами трещины выстраиваются прямолинейно в пределах ослабленной зоны. В экспериментах на рис. 2, Б-Г видно, как с увеличением ширины зоны деформации размер смещений увеличивается, Также увеличивается суммарная величина смещения групп эшелонированных трещин. На рис. 2, Г показано, как увеличение толщины слоя влияет на характер образующихся структур. Здесь ширина НТС такая же, как в опыте на рис 2, В, хотя ширина ослабленной зоны вдвое меньше. Также эти структуры различаются формой в плане и соотношением ширины смещения к длине перекрытых трещин. Для опыта на рис. 2, В оно составляет 1:3, а для опыта на рис. 2, В – 1:5. Такие структуры характерны для быстро- и медленноспрединговых хребтов, соответственно.

Нами были проведены аналогичные эксперименты, но с наклонным растяжением. В этих опытах также проявилась зависимость образующихся структур от ширины ослабленной зоны (области прогрева рифта и утонения литосферы). Скорость растяжения мало влияла на картину структурообразования в модели. При увеличении угла наклона эшелонированность трещин была более выражена, а увеличение толщины слоя в зоне деформации увеличивало амплитуду смещений и их контрастность (рис. 3). При значительном наклоне трещины, хотя и стремятся к ортогональности, распространяются наклонно из-за большой сдвиговой компоненты с одной

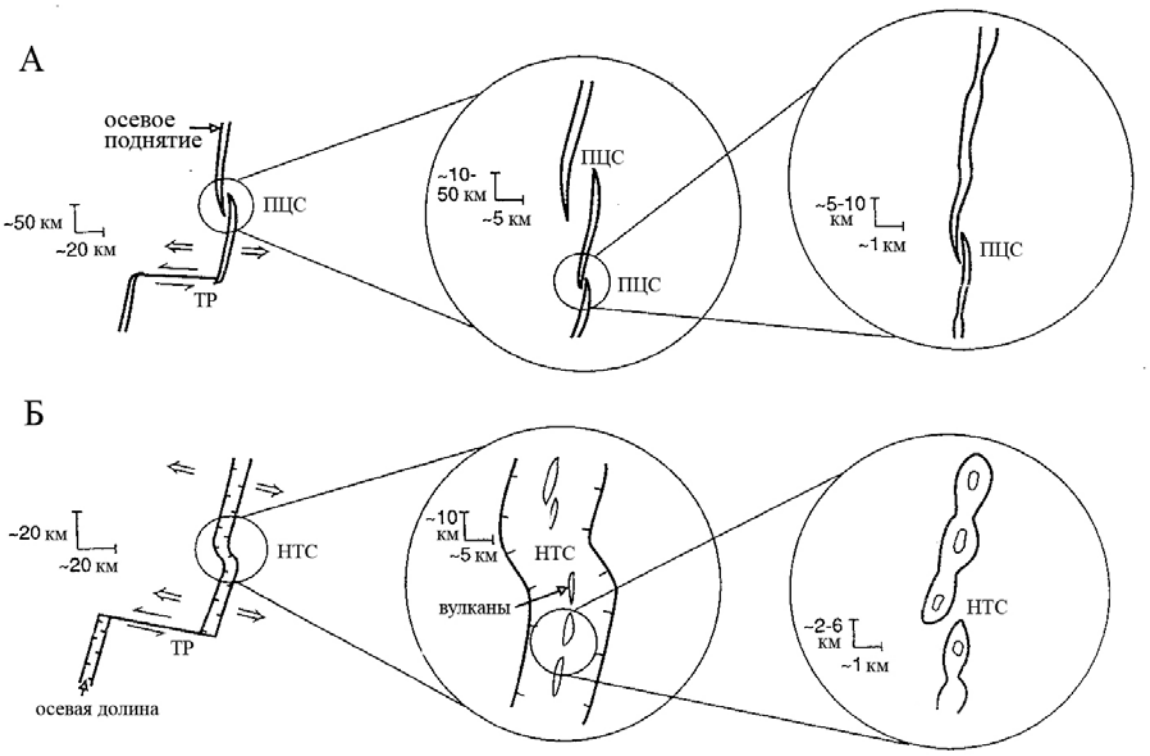


Рис. 1. Разномасштабные морфоструктурные нарушения рифтовых зон СОХ с различными скоростями спрединга [Macdonald, 1998]

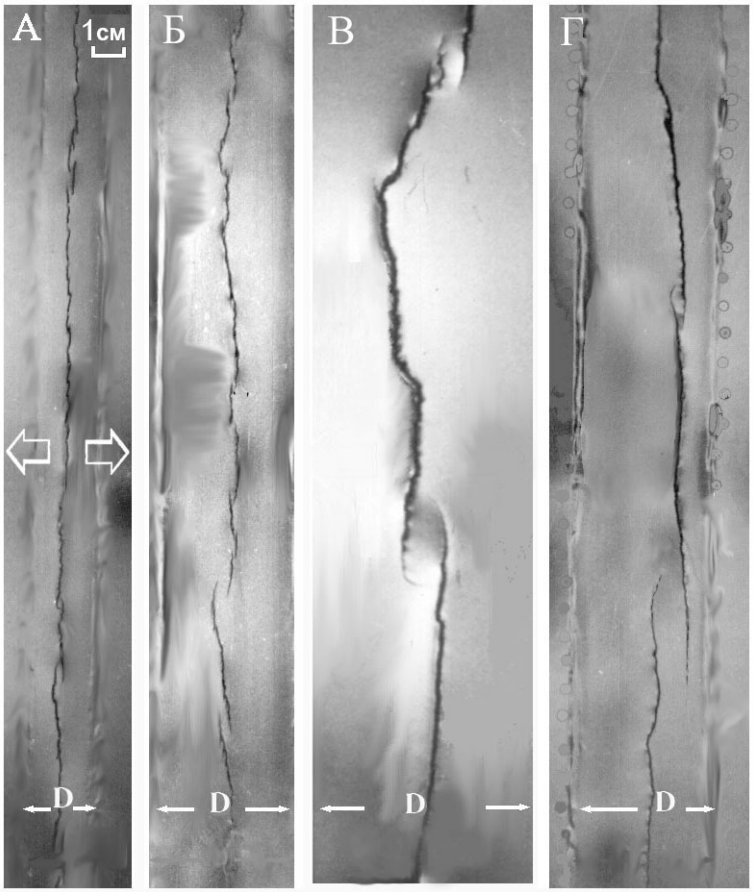


Рис. 2. Результаты экспериментов по растяжению модельной плиты с линейной ослабленной зоной. Фото, вид сверху.

А – H = $2\cdot10^{-3}$ м, D = $2\cdot10^{-2}$ м, V = $1.35\cdot10^{-5}$ м/с; *Б* – H = $2\cdot10^{-3}$ м, D = $5\cdot10^{-2}$ м, V = $2.15\cdot10^{-5}$ м/с; *В* – H = $2\cdot10^{-3}$ м, D = 10^{-1} м, V = $3.75\cdot10^{-5}$ м/с; *Г* – H = $6\cdot10^{-3}$ м, D = $5\cdot10^{-2}$ м, V = $2.15\cdot10^{-5}$ м/с

стороны и вследствие воздействия общего, косого простирания ослабленной зоны. Как, например, происходит на хребте Рейкъянес, где при очень косом спрединге между азимутами простирания рифтовой зоны и смещенных сегментов разница составляет ~15° (рис. 3, А и Б) [Tuckwell et al., 1998]).

Отметим, что в проведенных экспериментах образуются линейные зоны мелкой трещиноватости, предшествующие образованию трещин [Грохольский, Дубинин, 2006]. Чем больше была толщина модельной плиты и/или медленнее происходило растяжение модельного слоя, тем заметнее была эта зона. Микротрещины, составляющие зону трещиноватости, ориентированы в основном перпендикулярно к оси растяжения и нарушают модельную плиту только сверху, в отличие от образующихся смещенных трещин, секущих плиту от поверхности до подошвы.

Результаты моделирования позволили выявить качественную картину образования разломов и трещин в пределах рифтовой зоны, установить особенности сегментации рифтовой трещины, а также прояснить закономерности формирования различных структур (изгибы оси, эшелоны трещин, нетрансформные смещения, мелкие и крупные перекрытия и т.д.) в разных геодинамических условиях спрединга. Исследования с помощью экспериментов показали, что образование и развитие структур разного типа зависит от толщины литосферы на оси рифта, ширины зоны ее прогрева, направления спрединга и в меньшей степени от его скорости. При небольшой ширине зоны прогрева, локализованной вследствие наличия осевой магматической камеры, и при малой толщине литосферы (быстрый спрединг) формируется относительно прямолинейная рифтовая трещина, разбитая на сегменты, ограниченные мелкими смещениями с небольшим перекрытием или без него. При широкой зоне прогрева, обусловленной поднятием астеносферного клина или влиянием мантийного плюма, смещения рифтовых трещин становятся более выраженными, а деформации охватывают более широкую область (рис. 2, В). На конфигурацию рифтовой трещины в плане, помимо толщины литосферы, оказывает влияние наклон рифтовой зоны к направлению растяжения: чем больше угол наклона, тем более выражена эшелонированность трещин.

Например, к северу от Азор (рис. 3, В) зона прогрева узкая. Спрединг здесь почти ортогональный. Поэтому, сегменты, формирующие НТС, здесь разбросаны в довольно узкой зоне. Южнее Азор, наоборот, зона прогрева широкая, а спрединг существенно наклонный [Detrick et al., 1995]. Это привело к образованию здесь серии крупных НТС со значительным суммарным смещением.

При любом типе спрединга образованию макротрещин предшествует образование продвигающегося фронта линейных микротрещин, которые нарушают верхний более хрупкий слой литосферы, формируя генеральное простирание рифтовой зоны. Это свидетельствует о том, что процесс пропагейтинга трещин одновременно идет на разных масштабных уровнях.

Вторая группа экспериментов касалась выявления особенностей структурообразования в областях нетрансформных и трансформных нарушений рифтовых зон СОХ.

Нетрансформные нарушения являются характерными структурами СОХ с медленными скоростями спрединга. НТС соответствуют вдольосевым максимумам глубин и представляют собой зоны, которые позволяют сосуществовать сопряженным сегментам спрединга с различным тектоническим стилем и уровнем магматической активности. На НТС горизонтальный сдвиг между смещенными сегментами хребта не приурочен к узкой локализованной и устойчивой долине, как в трансформных разломах. Нетрансформные смещения включают широкое разнообразие структур, которое контролируется тектоновулканическими процессами в пределах рифтовой зоны, а также длиной нетрансформного смещения расположенного между сопряженными сегментами.

Внеосевые пассивные следы трансформных разломов указывают на то, что трансформные разломы – структуры долгоживущие и стабильные во времени (десятки миллионов лет), а нетрансформные смещения обычно характеризуются следами наклонными к оси спрединга. Последние свидетельствуют о вдольосевой миграции этих структур, которые, судя по длине внеосевых следов, имеют ограниченный интервал времени существования, равный первым миллионам лет.

Согласно классификации Семпере с соавторами [Sempere et al., 1993], НТС как в быстро, так и в медленно спрединговых хребтах, подразделяются на три категории по величине смещения спрединговых осей:

а) крупные НТС со смещением длиной около 15-30 км и с отчетливыми внеосевыми следами, указывающими на их продолжительное существование;

б) средние НТС (длина смещения 4-7 км) характеризуются простым смещением сегментов без каких-либо отчетливых внеосевых следов;

в) мелкие НТС представляют собой смещения в пределах неовулканической зоны длиной менее 4 км и соответствуют разрывам между изолиро-

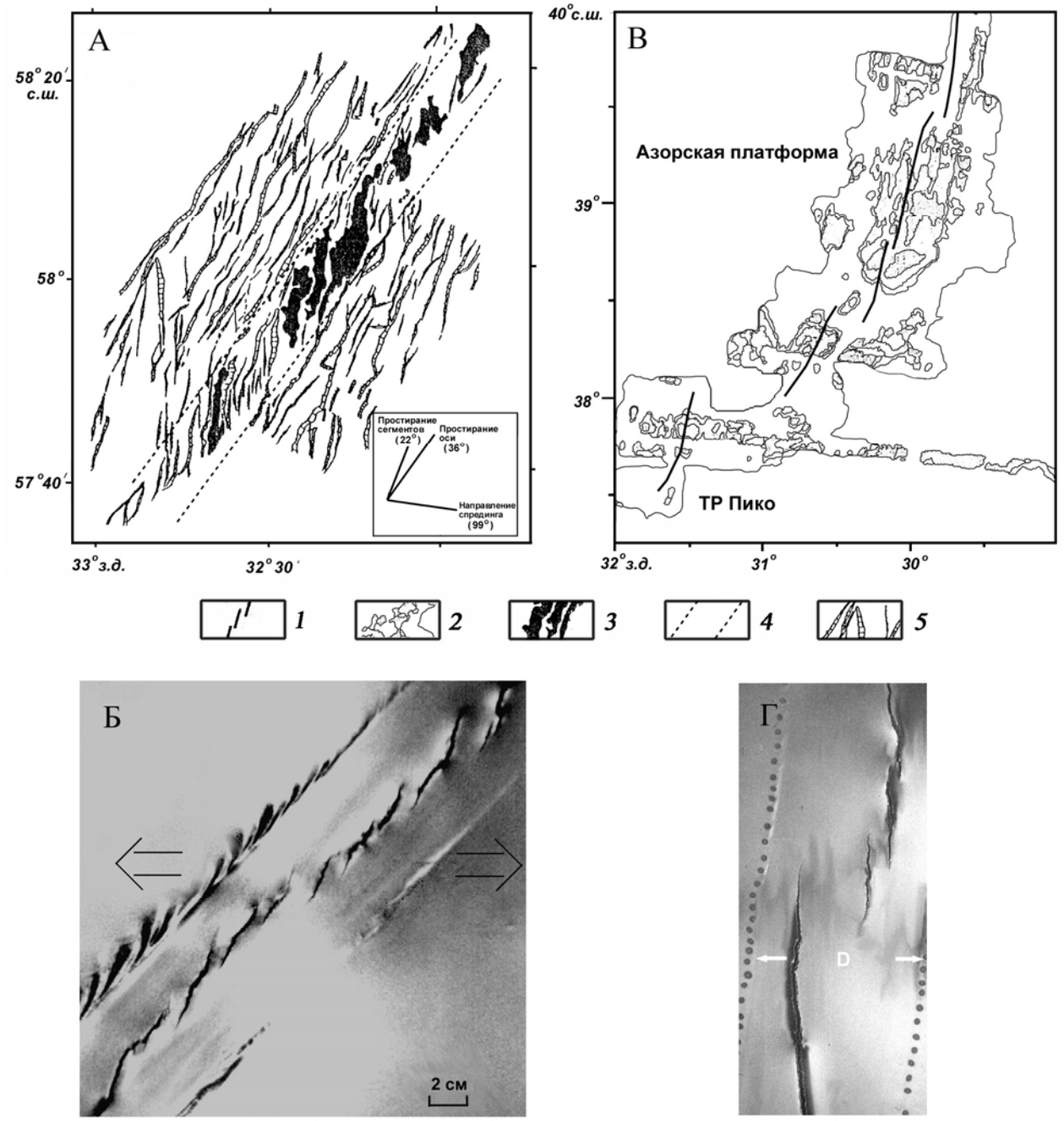


Рис. 3. Сопоставление морфоструктурной сегментации участков осевой зоны Срединно-Атлантического хребта с результатами экспериментального моделирования.

А – участок рифтовой зоны хр. Рейкъянес [Tuckwell et al., 1998]. *В* – участок САХ в районе Азорской платформы [Detrick et al, 1995]. *1* – ось спрединга, *2* – батиметрия, *3* – осевые вулканы, *4* – осевая ослабленная зона, *5* – разломы и трещины. *Б*, *Г* – структурообразование при растяжении модельной плиты с наклонной ослабленной зоной. Фото, вид сверху. *Б* – структурообразование на хр. Рейкъянес ($H = 2\cdot10^{-3}$ м, $D = 8\cdot10^{-2}$ м, $V = 1.7\cdot10^{-5}$ м/с) и *Г* – в районе Азорской платформы в модели. ($H = 2\cdot10^{-3}$ м, $D = 8\cdot10^{-2}$ м, $V = 2.15\cdot10^{-5}$ м/с)

ванными подводными горами.

Морфология крупных и средних НТС сильно отличается. Поэтому, Спенсер с соавторами [Spencer et al., 1997] предложила морфотектоническую классификацию нетрансформных смещений. Она также включает три типа нетрансформных смещений:

а) тип 1 – нетектонизированные НТС;

б) тип 2А и 2В, характеризующиеся существованием структур типа «septa» (или перегородка) во внутрисегментной области;

в) тип 3, характеризующийся эшелонированными зонами сдвига при хрупко/пластичном растяжении.

Для выявления особенностей структурообразования при хрупко-пластичном разрушении литосферы нетрансформных смещений осей спредин-

га были проведены экспериментальные исследования. Подготовка экспериментов этой серии была аналогична вышеописанным. Только ослабленная зона в модельной плите задавалась с конфигурацией «рифт-смещение-рифт». В опытах менялись величина смещения и толщина слоя в рифтовых и трансформных сегментах. Направление растяжения совпадало с направлением ТР в модели, т.е. было ортогональное.

На рис. 4 показаны результаты разных экспериментов, различающихся только величиной смещения рифтовых сегментов в модели (L). При небольших значениях L рис. 4, А продвигающиеся трещины в области НТС образуют несколько мелких, смещенных трещин. В процессе дальнейшего растяжения эти трещины соединяются и образуют искривление оси. При смещении, равном ширине ослабленной рифтовой зоны (т.е. зоны прогрева и утонения литосферы) в области смещения образуется крупное, правостороннее (т.к. ослабленная зона имеет правостороннюю конфигурацию) перекрытие осей, ширина которого определяется смещением рифтовых сегментов (рис. 4, Б). Увеличение смещения до 5 см рис. 4, В приводит к формированию в межсегментной области переходной зоны состоящей из серии трещин субпараллельных трещинам рифтовых сегментов. После этого при увеличении смещения (рис. 4, Г и Д), в процессе растяжения, во всех экспериментах формировался косой сдвиг, соединяющий внутренние углы зон пересечения рифтовых сегментов с областью смещения. Его наклон относительно простирания смещения (зоны ТР) уменьшался с увеличением длины последнего. Фактически этот сдвиг является зоной главных сдвиговых деформаций, простирание которой в реальных трансформных разломах не всегда совпадает с их простиранием. При значительных смещениях рифтовых сегментов в модели наблюдались нормальные сдвиги.

В этих экспериментах толщина слоя в рифтовых сегментах и зоне трансформного разлома была одинаковой. Нами были проведены эксперименты, в которых толщина слоя в области ТР была вдвое больше, чем в рифтовых сегментах. В этих опытах структурообразование несколько изменилось. При малых смещениях в межсегментной области формировалась лестница смещенных трещин. Эти трещины, по мере увеличения расстояния между рифтовыми сегментами, приобретали больший наклон, их количество уменьшалось вследствие увеличения их длины и далее они переходили в сдвиговые. Переход происходил, как и в предыдущей серии при длине смещения больше ширины ослабленной зоны (ширины зоны прогрева).

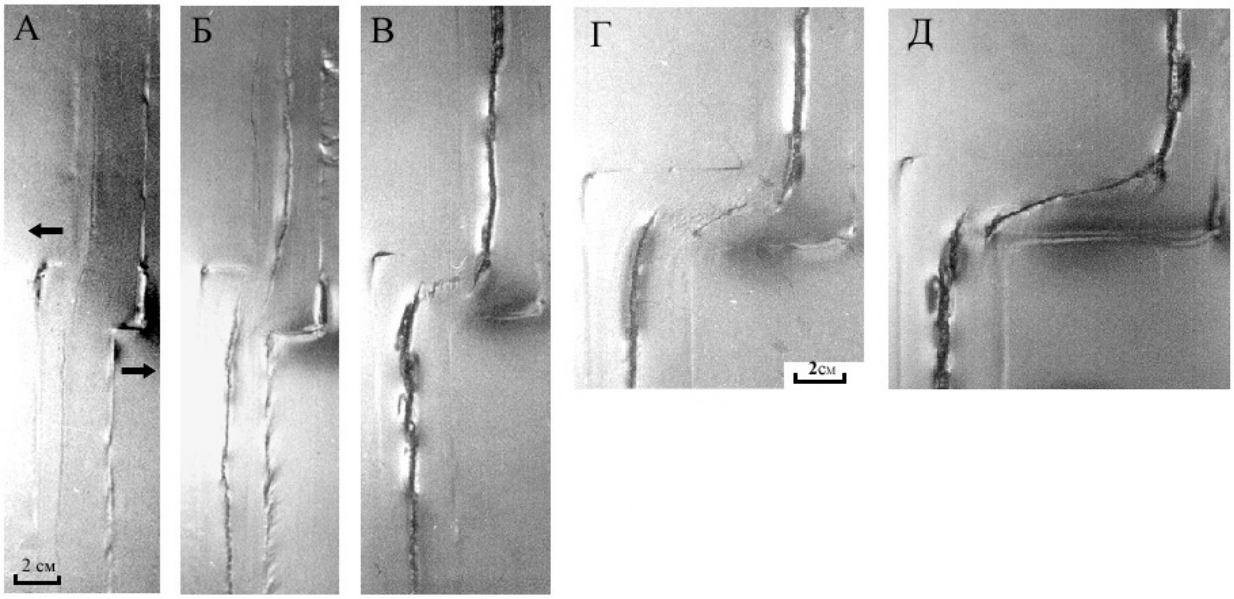


Рис. 4. Динамика структурообразования в модели при постепенном увеличении длины смещения. Фото, вид сверху. $H_{пл} = 4\cdot10^{-3}$ м; $H_{рифт} = 2\cdot10^{-3}$ м; $H_{ТР} = 2\cdot10^{-3}$ м; $V_{спр} = 3.75\cdot10^{-5}$ м/с

Экспериментальное исследование позволило сделать вывод, что происходит закономерное изменение картины структурообразования в зонах НТС в зависимости от длины смещения и соотношения толщин литосферы в рифтовой зоне и в зоне смещения. Последовательное изменение длины смещения в экспериментах показало, что существуют критические величины, при которых характер разрушения литосферы и, следовательно, тип формирующихся структур изменяется. Прежде всего, к таким величинам относятся смещения менее 1.5 см в модели (5-10 км в природе), при которых нетектонизированные НТС (тип 1 по классификации Спенсер) переходят к

смещениям типов 2 и 3. Другим критическим значением длины смещения в модели является смещение 5 см (35 км в природе), при котором НТС типов 2 и 3 сменяются трансформными разломами с четко выраженной локализованной зоной сдвиговых деформаций. Это критическое смещение возникает там, где возраст литосферы, а, следовательно, ее толщина/механическая прочность исключают пропагейтинг сегментов сквозь нарушение.

Таким образом, формирование и развитие НТС может происходить либо за счет пропагейтинга осей спрединговых сегментов навстречу друг другу (тип 1-2) при изменении относительного движения плит, либо при продвижении и отступании неовулканических зон (тип 3), вызванных вдольосевой миграцией потоков расплава при подъеме магмы в районах горячих точек (Азорская термическая аномалия), или в областях сфокусированного мантийного апвеллинга под центрами сегментов.

С другой стороны, физическое моделирование показывает, что формирование нетрансформных смещений может быть связано с локальными перескоками оси спрединга в пределах рифтовой зоны и деформацией литосферного клина в процессе аккреции новой коры [Malkin, Shemenda, 1991; Shemenda, Grocholsky, 1994]. И, наконец, результаты экспериментов показали, что структуры нетрансформных смещений и перекрытий центров спрединга могут формироваться при изначальном зарождении и сегментации рифтовой трещины (рис. 2). Следы этих нарушений могут сохраняться и при последующей эволюции литосферы.

Полученные результаты показали, что характер формирования этих структур зависит от толщины литосферы на оси рифта, ширины зоны ее прогрева, обусловленной наличием осевой магматической камеры, или поднятием астеносферы (сфокусированный мантийный апвеллинг), направления растяжения и в меньшей степени от скорости растяжения [Грохольский, Дубинин, 2006].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-65254.

ЛИТЕРАТУРА

Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76-94.

Дубинин Е.П.,Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС. 2001. 293 с.

Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10-19.

Detrick R.S., Needham H.D., Renard V. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 40°N // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, N B3. P. 3767-3787.

Malkin B.V., Shemenda A.I. Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data // Tectonophys. 1991. V. 199. P. 193-210.

Macdonald K.C. Linkages between faulting, volkanism, hydrothermal activity and segmentation on fast spreading centers. Faulting and magmatism at Mid-Okean Ridges. Geophys. Monogr. Ser.,AGU, Washington, D.C. 1998. V. 106. P. 27-58.

Sempere J.-C., Lin J., Brown H.S., Schouten. H., Purdy G.M. Segmentation and Morphotectonic Variations Along a Slow-Spreading Center: The Mid-Atlantic Ridge (24º00`N – 30º40` N) // Mar. Geophys. Res. 1993. V. 15. P. 153-200.

Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 9137-9153.

Spencer S., Smith D.K., Johnson R.C., Lin J and Mcallister E. Structure and stability of non-transform discontinuities of the Mid-Atlantic Ridge between 24ºN and 30ºN // Mar. Geophys. Res. 1997. V. 19. P. 339-362.

Tuckwell G.W., Bull J.M., Sanderson D.J. Numerical models of faulting at oblique spreading centers // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. NO. B7. P. 15,473-15,482.

ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В СЛОЕ НАД ДВИЖУЩИМИСЯ БЛОКАМИ ФУНДАМЕНТА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАТЕМАТИЧЕСКОГО, ФИЗИЧЕСКОГО И ЧИСЛЕННОГО В КОНЕЧНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ МОДЕЛИРОВАНИЯ)

А.В. Михайлова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

В статье по результатам тектонофизического моделирования рассматриваются особенности напряжённого и деформированного состояния структур сдвигания, в том числе осложнённых сбросом или взбросом (класс структур, возникающих в деформируемом слое над движущимися жёсткими блоками основания). К исследованию было привлечено три типа моделирования: математический анализ, физический эксперимент и численное моделирование в конечных элементах.

Математическое моделирование с аналитическим расчётом проводилось в линейной постановке в рамках механики сплошной среды, когда деформации малы, а нарушения сплошности отсутствуют. По отношению к физическому эксперименту оно соответствует тому периоду формирования модели, когда эквивалентный материал деформируется линейно, а величина деформаций не превышает 1.5%, и точность применяемого в эксперименте метода измерений недостаточна для определения деформаций непосредственно в модели. [Михайлова, 1989]. Физический эксперимент, напротив, позволяет выяснить не только распределение больших деформаций в модели, даже при наличии нарушений сплошности, но и проследить последовательное разрушение модели и приращение деформаций, по мере её разрушения, правда с низкой точностью. По данным численного моделирования в конечных элементах исследуются не только характер и распределение деформаций, но и поля напряжений, при этом возможно выяснение роли пластических деформаций, а также определение границ областей разрушения при заданном пределе прочности. Сопоставление результатов всех трёх типов моделирования возможно благодаря тому, что моделям всех типов придавались свойства эквивалентного материала – бентонитовой глины, а краевые и начальные условия процессов были одинаковыми [Григорьев, Михайлова, 1985; Михайлова, Осокина, 1973].

Ниже приводятся результаты моделирования структур продольного сдвига, продольного сдвига с вертикальной компонентой смещения, а также структур сдвигания по простиранию наклонного сместителя, осложнённых взбросовой или сбросовой компонентой.

Эти два последних типа структур: наклонный сбросо-сдвиг и наклонный взбросо-сдвиг с углом падения сместителя 45° из-за технических сложностей не воспроизводились с помощью физического эксперимента. Все структуры при численном моделировании исследовались при относительных амплитудах перемещения блоков «фундамента»: 0.01 m, 0.1 m, 0.2 m, и 0.5 m, где m – мощность деформируемого слоя.

Условия моделирования: В качестве **математической модели** рассматривался бесконечный слой постоянной мощности, лежащий на жёстком основании, разделённом узкой плоской щелью на два полубесконечных блока (рис. 1). Между подошвой слоя и жёстким основанием – полное слипание, поверхность слоя свободна от напряжений. Нагрузка задана в скоростях перемещений, ориентировка которых показана на рис. 1, А – для наклонного сброса, (для взброса

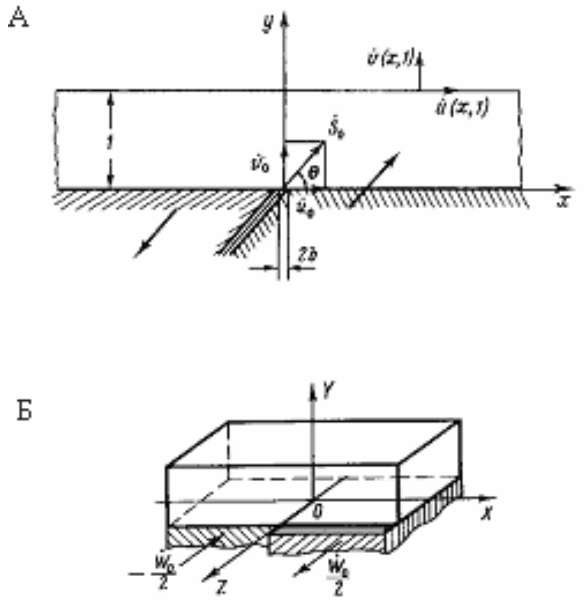


Рис. 1. Схемы к постановке задачи при математическом моделировании. А – при наклонном сбросе, Б – при продольном сдвиге

знаки скоростей поменяются на обратные); Б – для продольного сдвига. Расчёт для сбросо/взбросо-сдвига производился методом суперпозиции. На рис. 2 показаны схемы сдвигания при ***физическом эксперименте*** на эквивалентных материалах (использовалась влажная

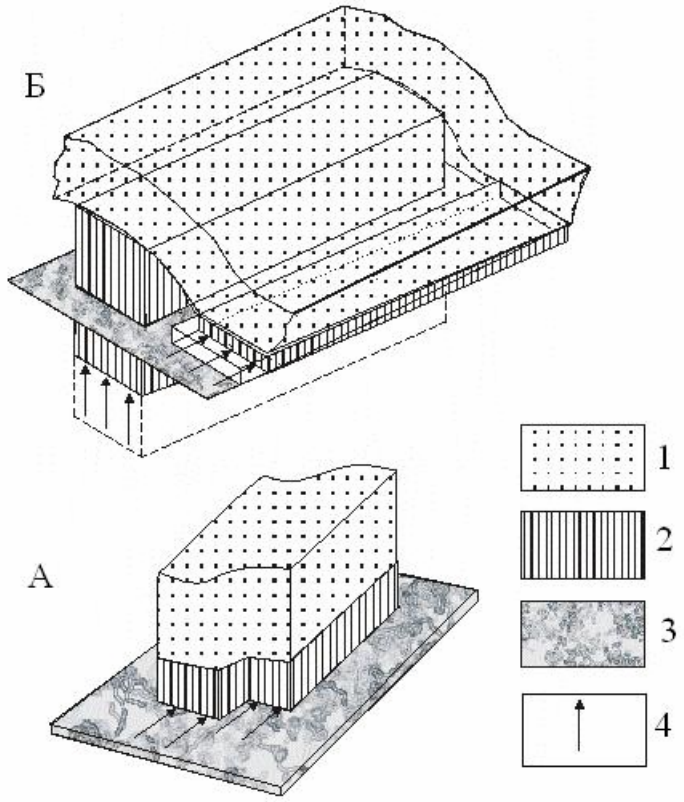


Рис. 2. Схемы сдвигания при физическом эксперименте: А – продольный сдвиг, Б – сбросо-сдвиг с вертикальным сместителем.

1 – эквивалентный материал (бентонитовая глина), имитирующий деформируемый слой (осадочную толщу); *2* – движущиеся деревянные блоки, имитирующие жёсткий фундамент; *3* – металлическое основание прибора; *4* – направление движения

бентонитовая глина) для продольного сдвига и вертикального сбросо-сдвига. Нагрузка в эксперименте так же, как и при математическом моделировании задавалась в скоростях перемещений. [Григорьев и др., 1987; Ребецкий, 1987].

Численное моделирование в конечных элементах проводилось с использованием упруго-пластической модели, материалу приписывались свойства бентонитовой глины, употребляемой при физическом эксперименте. Нагрузка задавалась в перемещениях. Модель состояла из двух самостоятельных блоков, движущихся в противоположных направлениях. Математические модели, аналитическая и в конечных элементах, рассчитывались с учётом собственного веса, при физическом моделировании условие подобия по ускорению силы тяжести приравнивалось к единице.

Результаты моделирования.

1. Из математического анализа выяснилось, что в начальный момент возникновения структур этого класса, когда деформации малы, а нарушения сплошности отсутствуют, в деформируемом слое над движущимися блоками фундамента возникают три характерные для каждой тектонической структуры области деформирования (рис.°3): а) зона максимальной концентрации напряжений непосредственно над «выходом разлома» в основание слоя, к которой также в моделях наклонного и вертикального сбросо-сдвига приурочена область двустороннего растяжения ($\sigma_1 > 0$ и $\sigma_3 > 0$), где наиболее вероятно (при превышении максимальными главными нормальными напряжениями σ_1 предела прочности на отрыв) образование отрывов. Однако, область двустороннего растяжения возникает не всегда в начальный момент приложения нагрузки, например, при продольном сдвиге в пределах исследуемого диапазона перемещений блоков фундамента (до 0.5 m) она вообще не возникает, а при наклонном взбросо-сдвиге она возникает позже в лежачем боку структуры у подошвы слоя при амплитуде перемещении блоков основания, равной 0.5 мощности слоя; б) область, где одно из главных нормальных напряжений положительно, а другое отрицательно, и в которой наиболее вероятно образование сколов: $\sigma_1 > 0$, а

$\sigma_3 < 0$ (при $\tau_{max} > \tau_{скола}$) и в) область двустороннего сжатия, в которой скорее всего отсутствуют условия для разрушения: $\sigma_1 < 0$ и $\sigma_3 < 0$. Несмотря на предположительный характер выводов, они полностью подтвердились при проведении физического эксперимента. Именно в указанных границах происходило разрушение моделей (области «а» и «б»), [Григорьев и др. 1987, 1989]. В дальнейшем при физическом моделировании выяснилось, что структуры при таком способе приложения усилий развиваются унаследовано, и границы выше указанных областей могут расширяться, их конфигурация может несколько изменяться, но характер распределения напряжений и расположение областей относительно «активного» разлома, определившего структуру области деформаций и её характеристики, а также тенденция её развития при неизменном способе нагружения сохраняются. Это подтверждается не только результатами физического эксперимента, но и данными численного моделирования в конечных элементах. На рис. 3 по данным математического аналитического моделирования показаны описанные области для всех четырёх типов структур, рассматриваемых в этой работе.

2. Пластические деформации прослеживаются с помощью численного моделирования, а их связь с разрушением выясняется из сравнения с физическим экспериментом. Закономерно, что достижение предела пластичности прежде всего также происходит в основании слоя у выхода разлома фундамента в области максимальной концентрации напряжений. Критическое значение напряжений, характеризующих границу области пластического течения **Тпласт** = 0.8г/см^2. При этом пластические деформации раньше возникают и быстрее распространяются в моделях, где формирование структуры связано с движением основания модели по разлому с наклонной плоскостью и при наличии более интенсивных растягивающих напряжений, как, например, в моделях наклонного сбросо-сдвига. Прежде всего незначительная область ***пластических деформаций*** ($\tau_{max} > \tau_{пл}$) возникает в основании слоя у выхода разлома фундамента под подошву слоя. Заметная область пластических деформаций обнаруживается при амплитуде подвижки блоков фундамента относительно друг друга – 0.01 m (m – мощность слоя). Однако её размеры при этой подвижке во всех описываемых здесь структурах ничтожны, кроме структуры наклонного сбросо-сдвига, где она располагается непосредственно над выходом разлома основания под подошву слоя и простирается по латерали и по вертикали на расстояние 0.4 m и затем по мере увеличения амплитуды движения блоков расширяется. При амплитуде 0.1 m область пластических деформаций во всех структурах в вертикальном направлении распространяется уже на всю мощность слоя, а в модели наклонного сбросо-сдвига в горизонтальном направлении – на 2 мощности, в остальных – на одну мощность. В дальнейшем распространение пластических деформаций увеличивается по мере продвижения штампа модели («блока фундамента») и при 0.5 m охватывает при вертикальном сбросо-сдвиге – 3 m, при продольном сдвиге и наклонном взбросо-сдвиге – 4 m, при наклонном сбро

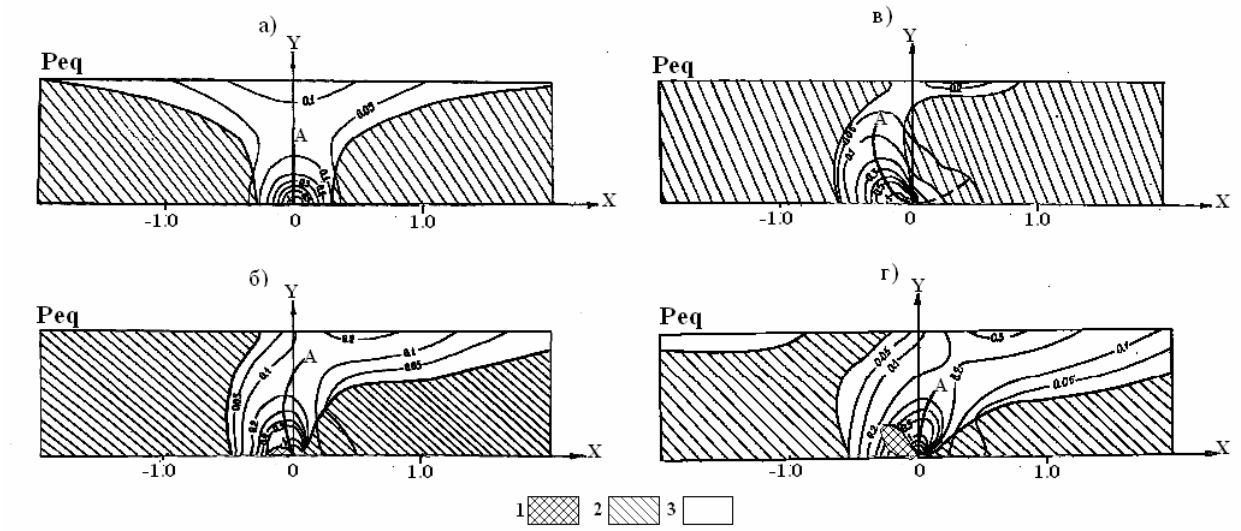


Рис. 3. Эквивалентные напряжения, ответственные за разрушение в соответствии с принципом Кулона-Мора: а) – при продольном сдвиге, б) – при вертикальном сбросо-сдвиге, в) – при наклонном взбросо-сдвиге (угол падения сместителя 45°), г) – при наклонном взбросо-сдвиге (угол падения сместителя 45°).

1 – области наиболее вероятного возникновения отрывов, *2* – области возникновения сколов, *3* – области отсутствия разрывов

со-сдвиге – 5 m.

3. Разрушение инициируется в основании слоя у выхода разлома фундамента в области максимальной концентрации напряжений. При этом отрывы возникают там, где максимальные главные нормальные напряжения σ_1 превышают предел прочности на отрыв: $\sigma_1 > \boldsymbol{P_{отрыва}}$, (в нашем случае для бентонитовой глины влажностью 45-50% $\boldsymbol{P_{отрыва}} \cong 10$ г/см^2). И, как уже было сказано выше, с наибольшей вероятностью это происходит в области двустороннего растяжения ($\sigma_1 > 0$ и $\sigma_3 > 0$). Возникновение первых сколов происходит при $\tau_{\max}$, больших $\boldsymbol{P_{скола}}$, предела прочности на скол, (для применяемой нами бентонитовой глины $\boldsymbol{Pскола} \cong 50$ г/см^2), что также связано с расширением области пластических деформаций. Как уже было сказано выше, отрывы возникают практически сразу же при большинстве механизмов образования тектонических структур этого класса, но не возникают сразу при сдвигах, содвигах, транспрессиях, наклонных взбросах и сдвигах с наклонным взбросом. Область их возникновения примыкает к выходу разлома фундамента под подошву деформируемого слоя. В дальнейшем эта область расширяется. В рассматриваемых нами структурах при амплитуде перемещения блоков основания на 0.1 m слоя условия для развития **отрывов** созданы при наклонном взбросо-сдвиге до середины мощности слоя, при нормальном сбросо-сдвиге – до поверхности, и при наклонном сбросо-сдвиге – в слое на всю мощность по высоте и на ширину двух мощностей по простиранию, при сдвиге – они отсутствуют.

Прогнозные области образования сколов легко выделяются на графиках максимальных касательных напряжений, полученных при численном моделировании в конечных элементах, их границы определяются изолинией $\tau_{\max} = \boldsymbol{P_{скола}}$ и ***предел прочности на скол*** преодолён только в подошве слоя структуры взбросо-сдвига, при подвижке на 0.2 m все структуры деформируются пластически, предел прочности на отрыв преодолён в центральной части слоя на всю мощность, а в модели наклонного сбросо-сдвига – в объёме всего лежачего крыла. Предел прочности на скол достигнут в большем объёме структуры наклонного сбросо-сдвига, до половины мощности структуры взбросо-сдвига и на 1/3 мощности структуры нормального сбросо-сдвига. И, наконец, при подвижке блоков 0.5 m (рис. 5) условия для разрушения слоя сколами созданы во всех рассматриваемых здесь структурах. Однако, следует учитывать, то, что развитие разрывов сопровождается характерным изменением поля напряжений, вызванным концентрацией напряжений у концов разрыва, что общеизвестно из теоретических работ и из моделирования на оптически активных материалах [Осокина, 1979; Гзовский, 1975], и которое в данном случае можно проследить только по приращению деформаций на физических моделях из эквивалентных материалов (см., например, [Григорьев и др., 1987; Михайлова, 2007]). Можно предположить, что концентрация напряжений у концов вновь образующихся разрывов приведёт с одной стороны к более быстрому разрушению слоя на всю его мощность, а с другой стороны – к сужению областей разрушения по латерали по сравнению с картиной, отображённой на рис. 5, что в какой-то степени подтверждается рисунком 4. На рис. 4 показаны окончательные схемы разрушения моделей продольного сдвига и вертикального сбросо-сдвига, полученные по данным физического моделирования при подвижке ~ 0.5 m слоя. Общий характер разрушения, изображённого на рисунке, характерен для этих структур. Однако, следует иметь ввиду, что эти рисунки взяты с внешних поверхностей физических моделей и могут содержать некоторые искажения, связанные с краевыми эффектами (в отличие от результатов, представленных по данным численного моделирования, которые получены из расчётов для середины моделей). Тем не менее, следует отметить один из бесспорных результатов моделирования разрушения, при котором данные физического моделирования хорошо согласуются с данными аналитических расчётов – это возникновение двух групп разрушения во всех приводимых моделях: одну – у выхода разлома фундамента под подошву слоя, другую – приблизительно над ним у поверхности, возникновение которой очевидно связано с изгибом поверхности. Уже в начальный момент возникновения структуры в деформируемом слое над движущимися блоками фундамента в области над разломом у поверхности модели возникает второй, незначительный максимум напряжений (см. рис. 3), который инициирует развитие сколовых трещин от поверхности модели по направлению к зоне повышенной концентрации напряжений в основании слоя. В дальнейшем эти две системы разрывов, прорастающие одна – снизу, а другая – сверху навстречу друг другу, объединяются, формируя характерный для каждого механизма рисунок разрушения. Возникновение и развитие этих двух групп хорошо прослеживается при физическом эксперименте (см. рис. 2 [Сим, Михайлова, 2008]).

В заключение подведём итоги сравнению особенностей деформирования слоя при разных типах механизмов**.** На рис. 5 приведены

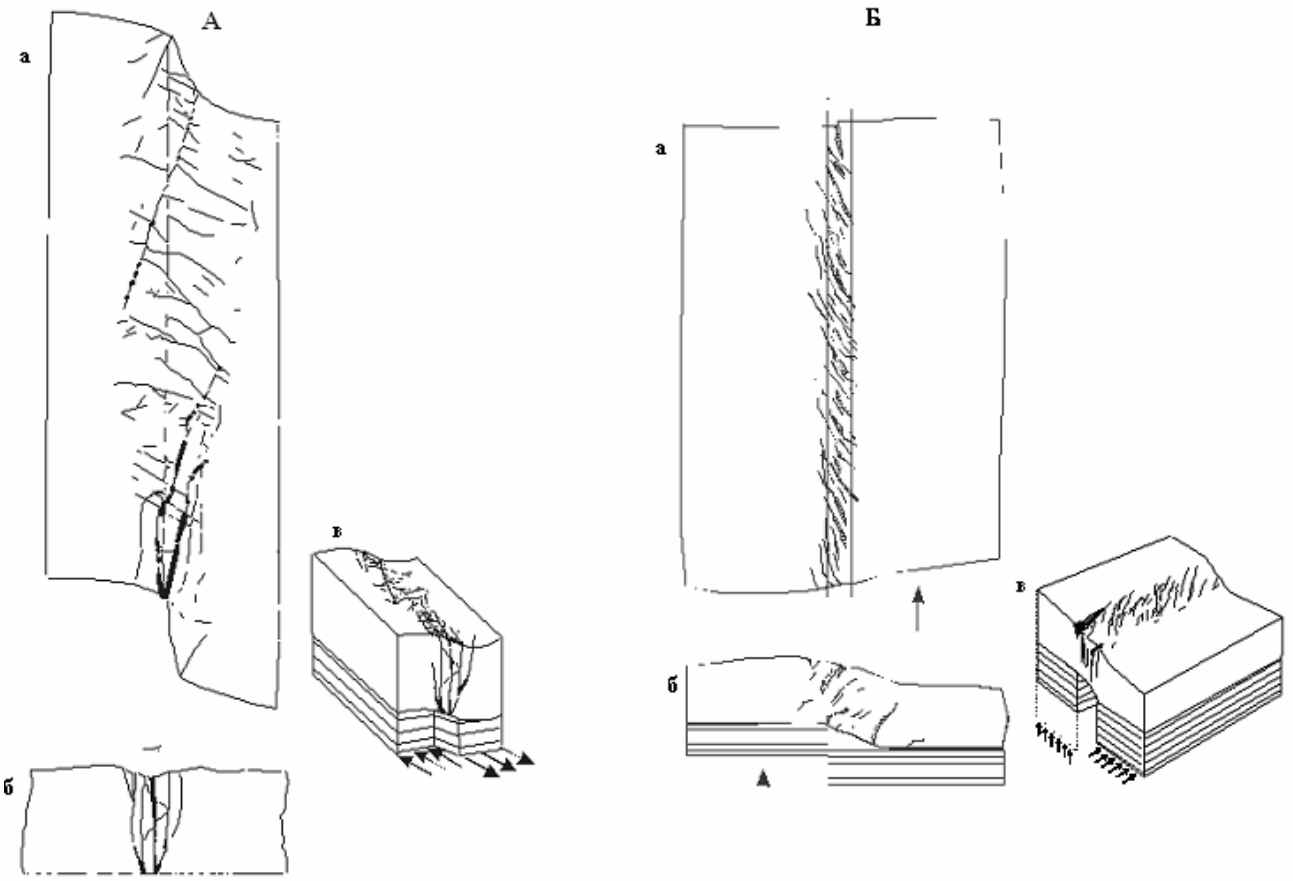


Рис. 4. Разрывы в моделях из бентонитовой глины: А – продольный сдвиг, Б – вертикальный взбросо/сбросо-сдвиг. Разрывы в моделях: а – в плане, б – в разрезе, в – общий вид

данные о напряжённом состоянии четырёх типов сдвиговых структур при одинаковой амплитуде перемещения блоков основания, равной 0.5 m, продольном сдвиге с вертикальной плоскостью сместителя, вертикальном и наклонном сбросо-сдвиге и наклонном взбросо-сдвиге, каждый из которых имеет свои особенности.

Рассмотрим некоторые характерные для проявления этих механизмов черты: наличие и расположение областей пластического деформирования, присутствие областей касательных напряжений выше предела прочности на скалывание, наличие областей максимальных нормальных напряжений, превышающих предел прочности на отрыв, а также областей двустороннего растяжения, когда оба главных нормальных напряжения положительны.

Для продольного сдвига с вертикальным сместителем характерно отсутствие области двустороннего растяжения и симметричное расположение остальных областей (скалывания и «запрета» на разрушение) Присутствие сбросовой или взбросовой составляющей нарушает симметрию. При вертикальном и наклонном сбросо-сдвиге зона двустороннего растяжения возникает в самом начале деформирования, это обнаруживается уже при аналитических расчётах (рис. 3), проявляются черты раздвига, и к моменту, когда подвижки блоков основания достигают половины мощности эти области, выглядят уже окончательно оформившимися. В наклонном взбросе при аналитических расчётах, то есть при малых деформациях, область двустороннего растяжения не проявляется, и лишь при амплитуде смещения 0.5 m она фиксируется в лежачем боку взбросо-сдвига (см. рис. 5).

Область пластических деформаций ($\tau_{max} > \tau_{пл}$), выделяется по данным моделирования в конечных элементах. Для модельного материала предел пластичности $\tau_{пл} = 8$ г/см^2 и границы области определяются этой изолинией касательных напряжений.

В начале, при амплитуде перемещения блоков основания на 0.01 m, область остаточных деформаций крайне незначительна, но, по мере увеличения амплитуды, быстро расширяется, и, при увеличении подвижки блоков до 0.1 m, охватывает всю центральную часть модели до поверхности, а к моменту, когда амплитуда достигает 0.5 m, распространяется по горизонтали при вертикальном сбросо-сдвиге – на 3 m, при продольном сдвиге и наклонном взбросо-сдвиге – на 4 m, и при наклонном сбросо-сдвиге – на 5 m.

К этому же времени области разрушения уже

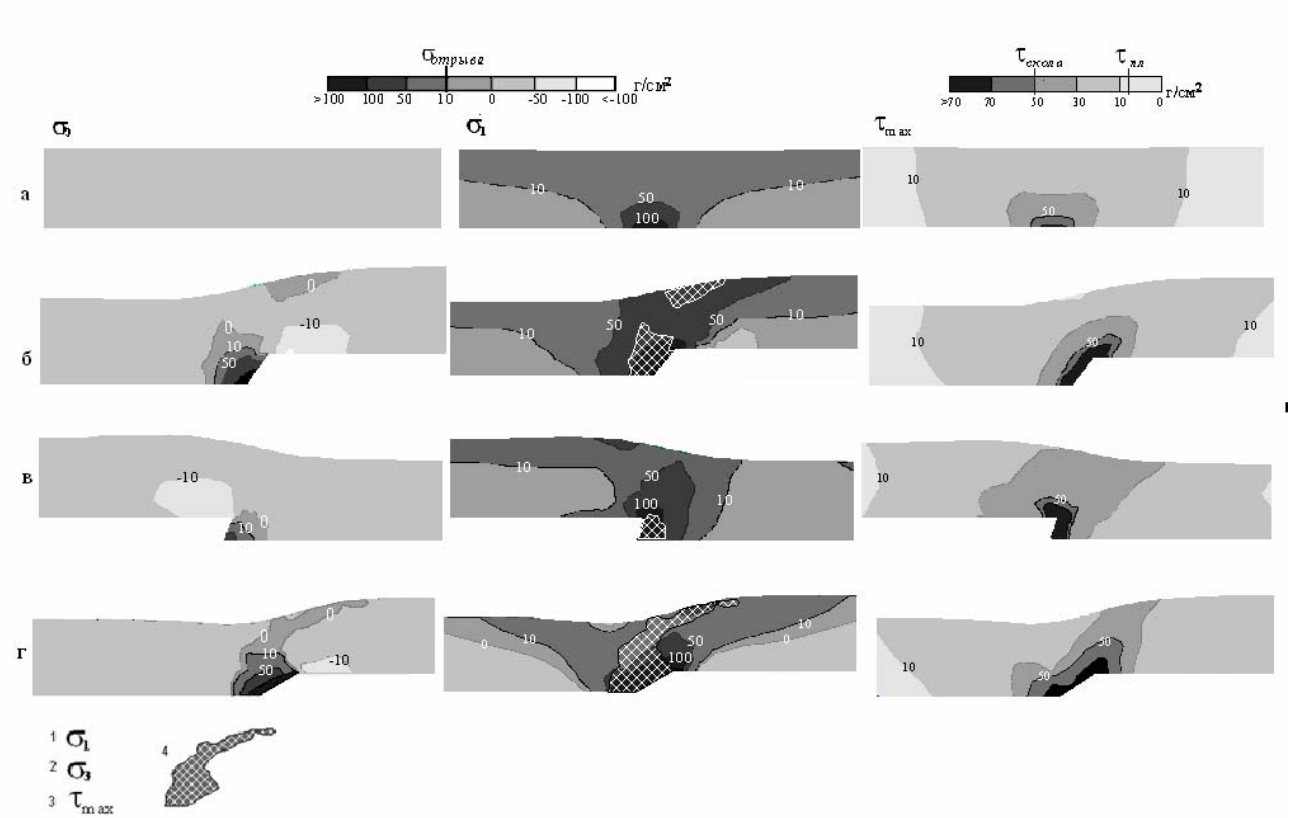


Рис. 5. Нормальные и касательные напряжения в моделях: а – продольного сдвига, б – нормального сбросо-сдвига, в – наклонного взбросо-сдвига, г – наклонного сбросо-сдвига при амплитуде сдвигания 0.5 мощности деформируемого слоя.

1 – алгебраически максимальные главные нормальные напряжения, *2* – алгебраически минимальные главные нормальные напряжения, *3* – максимальные касательные напряжения, 4 – области двустороннего растяжения

окончательно сформировались, в том числе и области развития сколов, границы которых определяются величиной предела прочности на скол $\tau_{max} = \boldsymbol{P_{скола}} = 50$ г/см^2. По данным численного моделирования во всех приведённых моделях за исключением модели продольного сдвига (модель «а» на рис. 5) разрушение слоя к этому времени должно было бы произойти в моделях на всю мощность. Но нам известно из физического моделирования (рис. 4), что и в модели сдвига разрушение к этому времени достигло поверхности слоя. Это несовпадение, вообще говоря, соответствует нашему предположению, высказанному выше относительно влияния на общую картину разрушения концентрации напряжений у концов развивающихся разрывов. Поскольку применяемые нами программы численного моделировании в конечных элементах не позволяют воспроизводить нарушения сплошности, области разрушения, выделяемые на рис. 5, не вполне соответствуют по своим размерам фактическим областям разрушения на моделях физического эксперимента, сохраняя, однако, приуроченность к разлому фундамента и характер развития структуры слоя по мере увеличения подвижки блоков его основания.

ЛИТЕРАТУРА

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.

Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л., Шахмурадова З.Е. Исследование напряженного состояния, кинематики и развития нарушений сплошности осадочного чехла над активными разломами фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 5-31.

Григорьев А.С., Волович И.М., Ребецкий Ю.Л. Задача о кинематике и напряжённом состоянии слоя при смешанных краевых условиях в связи с интерпретацией современных движений в платформенных областях // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 7. С. 38-54.

Григорьев А.С., Михайлова А.В. Сочетание теоретического и экспериментального методов при исследовании процессов образования тектонических структур // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии.

М.: Наука. 1985. С. 131-147.

*Михайлова А.В.*Геодинамические характеристики структур, образовавшихся в слое над активными разломами фундамента // «Гефизика XXI столетия: 2006 год». Сборник трудов Восьмых геофизических чтений имени В.В. Федынского. М.: Изд. ГЕОС. 2007 С. 111-119.

Михайлова А.В. Методические вопросы создания и исследования тектонических моделей с применением пластичных эквивалентных материалов // Экспериментальная тектоника. Методы, результаты, перспективы. М.: Наука. 1989. С. 209-228.

Михайлова А.В., Осокина Д.Н. Изучение соотношений между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и величиной деформаций на глубине (на моделях) // Современные движения земной коры. Тарту: 1973. № 5. С. 589-594.

*Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю.*Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 163-185.

Ребецкий Ю.Л. Напряжённое состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 41-57.

Сим Л.А., Михайлова А.В. Разломы осадочного чехла платформ и методы их исследования // Труды лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН. К 40-летию создания. М.: ИФЗ. 2008 г. С. 141-148.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 41-57.

ОСОБЕННОСТИ ТЕПЛОВОЙ И МЕХАНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОБЛАСТЕЙ КОЛЛИЗИИ (ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

О.И. Парфенюк

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, oparfenuk@mail.ru

Изучение природы глубинных процессов, определяющих эволюцию континентальной коры, связано с косвенным (опосредованным) характером большей части геолого-геофизических данных, поскольку глубины средней и нижней коры недоступны для прямых исследований. В этом отношении глубоко эродированные области древних щитов (архейских и протерозойских), характеризующиеся выходами на поверхность высокометаморфизованных пород с метками палеодавлений и палеотемператур нижней и средней коры, служат неоценимым источником информации и создают основу для геодинамического моделирования возможных процессов эволюции тектоносферы Земли.

Структуры с наблюдаемыми на поверхности породами нижней и средней коры найдены практически во всех частях мира: пояс Лимпопо в южной Африке, Лапландский Гранулитовый пояс Балтийского щита, пояс Пиквитоней Северной Манитобы, зона Ивреа в северной Италии, Билляхская и Котуйканская коллизионные зоны Анабарского щита, формация Касила на западе Африки, массив Масгрейв в центральной Австралии, южная кромка кратона Дхарвар на юге Индии, зона Капускейсинг Канадского щита и др.

Обнаруживаемая тектоническая расслоенность литосферы является следствием изменения реологических свойств при изменении тектонических условий и температурного режима. Использование совокупности данных по коллизионным структурам древних щитов (гранулитовых поясов) с целью построения численных моделей их эволюции позволяет приблизиться к пониманию строения нижней коры, возможных путей ее формирования и последовательности тектонических событий, приводящих к современной картине физических полей, наблюдаемых в пределах указанных структур.

Главными геотектоническими элементами континентальной коры докембрия являются гранит-зеленокаменные и гранулитовые области и пояса тектоно-термальной переработки. Сложная геологическая история докембрийских областей включает периоды собственно их формирования, деформаций, метаморфизма и плутонизма [Розен, Федоровский, 2001]. Некоторые особенности этой сложной геологической истории являются общими для всех периодов и отражаются как в строении гранит-зеленокаменных областей, так и в областях распространения высокометаморфизованных образований. В строении архейских областей основная доля пород приходится на граниты и гнейсы (80-90%), остальное составляют зеленокаменные вулканиты [Конди, 1983]. Наиболее ярко выраженная особенность этих регионов заключается в их сходстве в глобальном масштабе [Anhaeusser, 1973; Глебовицкий и др., 2001; Эз, 1980]. Исследования выявили следующие существенные черты, присущие метаморфическим структурам докембрия.

1. Деформации древних метаморфических комплексов протекали в условиях метаморфизма, при этом значительную роль в процессе переработки играл гранулитовый метаморфизм. Интенсивность деформаций во много раз превышает обычную интенсивность деформаций неметаморфических толщ и проявляется крайне неравномерно.

2. В связи с большой величиной напряжений в результате деформаций возникали сильно сжатые складки, которые нарушались на следующих этапах системой разрывов.

3. В строении поясов тектоно-термальной переработки доминирующую роль играет покровно-надвиговая тектоника и горизонтальные деформации в обстановке сжимающих напряжений. Господство обстановки стресса выражается на минеральном уровне в виде вытянутости зерен формирующихся минералов и переориентировки первично-горизонтальной полосчатости в крутую субвертикальную [Божко, 1995; Калинин и др., 1989]. В результате происходит значительное латеральное сокращение коры и увеличение ее мощности. Причем надвиги, возможно, более свойственны зеленокаменным поясам, чем обычно считалось [Конди, 1983; Глебовицкий и др., 2001].

4. Проявление гранулитового метаморфизма и тектоно-термальной переработки имело место в течение всего докембрия [Божко, 1995; Эз, 1980].

Границы поясов тектоно-термальной переработки – тектонические, преимущественно надвигового типа. Особая роль надвигов в перестройке структуры зеленокаменных поясов начала серьезно рассматриваться, практически только начиная с середины 1970-х [Конди, 1983; Coward et al., 1976]. Хотя основы теории надвигов как явления большого относительного проскальзыва-

ния соседних масс породы были заложены еще в 1840–1850 гг. А. Эшером при изучении альпийских покровов в Центральных Швейцарских Альпах [Надаи, 1969].

Связанные с надвигами прямые наблюдения стратиграфии коры стали возможными, начиная с работы Беркхемера [Berckhemer, 1969], в которой он отметил, что высокометаморфизованная область зоны Ивреа – Вербано на севере Италии отличается ярко выраженными геофизическими аномалиями. Интерпретируя гравитационные и сейсмические данные, автор постулировал, что этот необычный террейн представляет собой глубинное сечение переходной зоны от континентальной коры к верхней мантии, выведенное на поверхность в результате мощного надвига и поднятия блока верхней коры.

Наиболее изученными и характерными по литературным данным являются несколько областей, в которых установлены выходы на поверхность пород гранулитовой фации. Фонтейн и Солсбери [Fountain, Salisbury, 1981] описали 5 районов, где в результате столкновения континентальных глыб породы гранулитовой фации были выжаты вверх и обнажены. Это зона Ивреа, Италия; субпровинция Пиквитоней, Канада; хребты Фрейзер и Масгрейв, Западная Австралия; зона Касила, Сьерра-Леоне. В последующие 20 лет были изучены и описаны и другие области с аналогичным строением и метаморфизмом. Кратон Сьюпериор Канадского щита разбит структурной зоной Капускейсинг, образовавшейся за счет надвига по разлому озера Иванхое [Percival, West, 1994; Cook, 1985]. Анабарский щит Сибирской платформы двумя разломными коллизионными зонами – Билляхской и Котуйканской – разделен на три гранулитовых террейна: Маганский, Далдынский и Хапчанский [Розен, Федоровский, 1995]. Породы Лапладского гранулитового пояса Балтийского щита надвинуты в юго-западном направлении на подстилающие породы Карельской провинции, образовав тектоническую зону пояса Танаелв [Barbey et al., 1984; Bertelsen, Marker, 1986; Tectonophysics, 1989]. Раннепротерозойский пояс Полмак-Пасвик-Печенга (продолжением которого на Кольском полуострове является зона Печенга-Имандра-Варзуга), расположенный в северной части Балтийского щита, интерпретируется как шовная зона, разделяющая архейскую провинцию Инари на юге и архейский террейн Серварангер на севере [Сейсмогеологическая…, 1997]. В зоне сочленения протерозойского пояса Натал-Намакваленд с Каапваальским кратоном (Южная Африка) установлена система надвигов, на основании чего она идентифицирована как коллизионная зона [Перчук, Геря, 1996; Глебовицкий и др., 2001].

Фундаментальными общими чертами строения надвиговых зон в областях континентальной коллизии являются присутствие высокометаморфизованных пород, выведенных на поверхность и обнаженных в результате эрозии, положительные гравитационная и магнитная аномалии, часто значительное утолщение коры непосредственно под зоной надвига и в его окрестности, неоднородности поля скоростей сейсмических волн, явно выраженная расслоенность и сложное структурное строение. Связано это с тем, что формирование и эволюция земной коры большого числа различных геологических провинций в окрестности главного разлома, по которому происходит надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом. В ходе коллизии двух континентов, приближающихся друг к другу, один континентальный блок надвигается на другой; последующие поднятие и эрозия приведут к обнажению на поверхности пород нижней коры с возрастанием степени метаморфизма в направлении разлома вдоль поверхности надвинутого блока.

Напряжения на границах плит могут передаваться на большие расстояния и вызывать тектонические нарушения и деформации внутри плит. Геологические записи содержат примеры внутриплитных деформаций, локализованных далеко от активных границ. Один из таких примеров – структурная зона Капускейсинг Провинции Сьюпериор Канадского щита, где горизонтальное сокращение коры произошло примерно 1.9 млрд. лет назад внутри стабильного кратона без каких бы то ни было следов деформаций в ее окружении [Perry et al., 2006].

В предлагаемой работе рассматриваются результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры и дополнительной вертикальной нагрузке в результате формирования поднятий в условиях реологически расслоенной литосферы [Парфенюк, Марешаль, 1998]. Особое значение в реализации движения по разломам имеет подвижность взаимодействующих блоков геоматериала. Эксперименты с моделями массивов, искусственно составленными из многоугольных блоков различной формы, показали, что такая кладка при неравномерном обжатии приобретает весьма низкое сопротивление сдвигу. Обнаружено, что энергетически более выгодной является прямоугольная форма блоков дробления материала, и в зоне локализации сдвиго-

вой деформации образуются закономерные системы блоков, которые приобретают установившееся значение сопротивления сдвигу, существенно меньшее максимального [Гарагаш и др., 1986; Николаевский, 1996]. Эти представления использованы при постановке и решении задачи по изучению движения в виде надвига вдоль разлома. Вязкие течения в нижней коре и литосферной верхней мантии компенсируют горизонтальное сокращение, дополнительную нагрузку и эрозию в области надвига.

Для моделирования вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии методом конечных элементов уравнения движения и неразрывности для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости решались в приближении ньютоновской реологии (Ландау, Лифшиц, 1953):

$$\begin{cases} \mu_i \nabla^2 \mathrm{u} - \nabla P - \rho_i \mathrm{g} = 0 \\ \nabla \mathrm{u} = 0. \end{cases} \quad (1)$$

Здесь P – давление, $\mathbf{u}$ – вектор скорости, ρ – плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость (μ = const), $\mathbf{g}$ – ускорение силы тяжести. Индексы i = 1, 2 соответствуют веществу нижней коры и литосферной верхней мантии.

Тепловые расчеты были выполнены для всей области, включая верхнюю кору с зоной надвига. Уравнение сохранения энергии для случая обобщенных лагранжевых координат (сетка привязана к движущейся материальной точке) формулируется как уравнение теплопроводности без инерционного члена, который содержится в субстанциональной (полной) производной по времени:

$$c_i \rho_i \frac{DT}{Dt} = \lambda_i \nabla^2 T + H_i, \quad (2)$$

где c – удельная теплоемкость, λ – коэффициент теплопроводности, H – скорость генерации тепла. Индексы соответствуют слоям с различными тепловыми свойствами: i = 1 – нижней коре, i = 2 – верхней мантии, i = 3 – верхней коре. Система уравнений(1-2) вместе с граничными условиями решалась методом конечных элементов на деформируемой сетке [Парфенюк, Марешаль, 1998].

Из различных геофизических и экспериментальных данных следует тот факт, что в геологическом масштабе времени (порядка 1 млн. лет) материал верхней мантии и нижней коры может деформироваться пластичным (вязким) образом в условиях давлений и температур, оцениваемых для этих глубин. Лабораторные и натурные наблюдения также указывают на то, что нижняя кора может быть ослабленным слоем, ограниченным сверху переходом от хрупкого поведения к пластичному и снизу – изменением состава на границе Мохо [Carter, Tsenn, 1987; Ranalli, 2000]. Глубина и природа этих переходов в целом изучены недостаточно и зависят от предположения о составе слоев, распределении температуры и скорости деформаций. Результаты изучения реологии реальных образцов пород нижней коры Канадского щита (один из них был взят из архейской области Пиквитоней провинции Сьюпериор с максимальными условиями метаморфизма 640 МПа и 630–750°С, другой – непосредственно из зоны Капускейсинг с максимальными условиями метаморфизма в диапазоне 600–800 МПа и 800–1000°С) подтверждают геологический и геофизический выводы о разрыве, происходящем при переходе Мохо, причем, нижняя кора представляет собой ослабленный материал [Wilks, Carter, 1990].

Для несжимаемой («ньютоновской») жидкости соотношение между напряжением и скоростью деформаций определяется линейной зависимостью:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{1}{2\mu_e}\sigma. \quad (3)$$

Предположение о возможности использования ньютоновского приближения для оценки вязкости верхней мантии явилось предметом специального исследования в работе [Ranalli, Murphy, 1987]. На основе изучения поведения поликристаллов оливина с различными физическими характеристиками в лабораторных условиях получены оценки напряжений, температур и эффективной вязкости для диффузионного (линейного, или суперпластичного) скольжения и криповой (нелинейной) ползучести при различных значениях параметров. Авторы статьи показали, что в пределах неопределенности, создаваемой разбросом в значении основных параметров, задающих характер деформаций, и с учетом геофизических оценок вязкости, на больших временах можно аппроксимировать верхнюю мантию ньютоновской жидкостью с линейной зависимостью скорости деформаций от напряжений.

В результате модельных расчетов было показано, что определяющая роль в реализации особенностей строения, эволюции и теплового режима коллизионных структур, сформировавшихся по механизму надвига, принадлежит основным параметрам тепловой и механической задач. Это скорость и продолжительность горизонтального сокращения коры, значения вязкости нижней коры и литосферной верхней мантии и величина их контраста, величина угла ограничивающего надвиг разлома, скорость эрозии образовавшихся покровов, значения теплогенерации и начальное распределение температуры. Показано, что реологическая расслоенность литосферы

в зонах коллизии является основным фактором, определяющим ее тектоническую расслоенность: вязкие течения играют определяющую роль в передаче движущих сил на значительные (десятки и сотни километров) расстояния и в формировании гравитационно неустойчивых структур с углублением Мохо.

Последовательные стадии возможного сценария формирования надвиговой структуры показаны на рис. 1. Горизонтальное сокращение верхней коры со скоростью 1 см/год в течение 4 млн. лет при надвиге вдоль разлома под углом ~30° в условиях реологически расслоенной литосферы приводит к формированию корней коры протяженностью 100 км с максимальным углублением Мохо примерно на 10 км на момент завершения надвига (рис. 1, б). После прекращения надвига происходит очень медленное восстановление деформированных границ со скоростью, определяемой значениями вязкости и скорости эрозии (рис. 1, в).

Скорость надвига и эрозии оказывают существенное влияние на формирование рельефа поверхностного поднятия и очень слабое влияние на топографию углубления Мохо. Для определения влияния эрозии на процесс формирования поднятия рельефа и углубления Мохо рассмотрим два сценария. В первом эрозия отсутствует, во втором процесс денудации происходит в процессе надвига, но не с самого начала, а в момент выхода на поверхность достаточно большого фрагмента верхней коры. Предположим, что эрозия со скоростью 1 мм/год начинает размывать рельеф с момента времени 1.82 млн. лет, когда значительный фрагмент коры выведен на поверхность. При этом эродированный материал откладывается в виде осадков в наиболее низких частях поверхности.

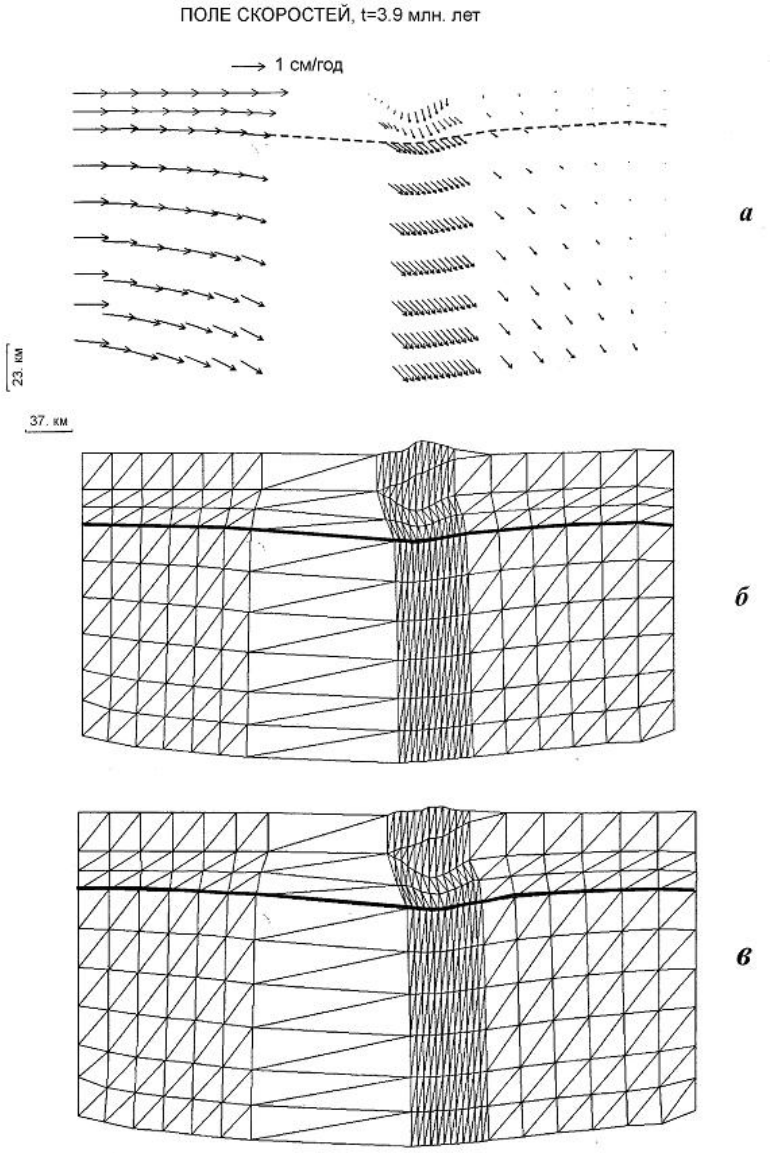


Рис. 1. Поле скоростей (*а*) и деформация сетки: (*б*) в момент завершения надвига (u = 1 см/год, t = 3.9 млн. лет), (*в*) – примерно 3 млн. лет после окончания надвига. Жирная линия показывает положение границы Мохо

На рис. 2 показаны рельеф поверхности над зоной надвига (IV), положение разлома (I – слева от точки, отмеченной кружком), топография углубления верхней коры (II) и топография Мохо (III) в случае отсутствия эрозии (тонкая штриховая линия) и для сценария с денудацией в процессе надвига (жирная штриховая линия). Все кривые соответствуют моменту времени, близкому к завершению надвига (6.5 млн. лет) при скорости 1 см/год. Сплошные линии показывают положение соответствующих границ спустя 4 млн. лет после завершения коллизии. В результате денудации и отложения осадков поверхность выравнивается, и над плоскостью надвига появляются породы, выведенные с глубин средней коры.

Процесс перераспределения нагрузки в ходе эрозии играет решающую роль в процессе появления на поверхности выведенных в результате надвига глубинных пород и очень важную роль – в постколлизионную стадию, препятствуя размыванию сформировавшихся корней коры и углубления верхней коры.

Величина угла падения разлома, вдоль которого происходит надвиг при коллизии континентальной коры, влияет на формирование топографии коровых границ и рельефа поверхности [Парфенюк, Марешаль, 1998]. Данные сейсмических и сейсмогеологических разрезов по надвиговым структурам приводят к выводу о существовании высокоскоростной аномалии, углубляющейся с некоторым углом под поверхность до глубин 12-20 км. Эта зона интерпретируется как поверхность раздела, вдоль которого в результате тектонического надвига в позднем архее или в раннем протерозое произошло поднятие путем надвига слоя пород примерно такой же мощности. Углы падения ограничивающих надвиг разломов лежат в диапазоне 15-40°. Для зоны Капускейсинг этот угол определяется величиной $15 \pm 2°$, для Печенгской структуры он составляет примерно 30°, для Анабарского щита по данным существующих сейсмических профилей его можно определить как 30-35°.

На качественном уровне влияние этого параметра до некоторой степени очевидно. Более крутой угол падения при прочих равных условиях приведет к формированию поднятия на поверхности и углубления коровых границ с более высокой амплитудой при меньшей протяженности. Кроме того, для выведения на поверхность фрагмента коры определенной мощности в условиях более крутого угла падения потребуется меньшее горизонтальное сокращение коры.

Численное моделирование надвигания вдоль разломов с углами падения $\alpha = 15$ и 30° показало, что высота поднятия поверхности в момент завершения надвига в случае $\alpha = 30°$ почти вдвое превышает высоту рельефа для $\alpha = 15°$ и имеет вид горного сооружения. Величина угла падения разлома, вдоль которого происходит надвиг при коллизии континентальной коры, играет определяющую роль в формировании топографии коровых границ и рельефа поверхности (рис. 3).

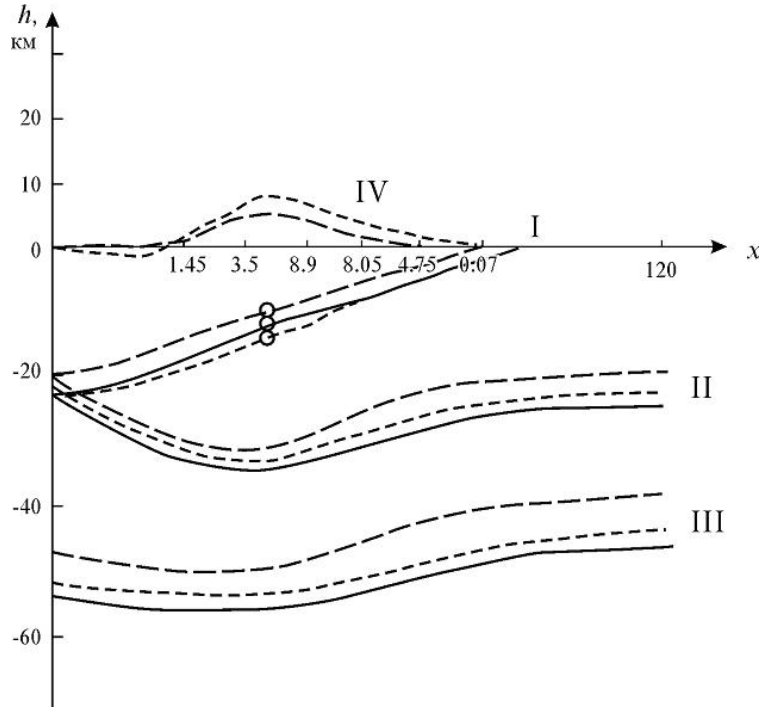


Рис. 2. Положение разлома (слева от точки, отмеченной кружком) и погруженной поверхности (I), границы верхней и нижней коры (II), границы Мохо (III) и рельеф поверхности (IV) на момент завершения надвига (6.5 млн. лет) и после его окончания (10.5 млн. лет). Цифрами показан уровень эрозии (в км)

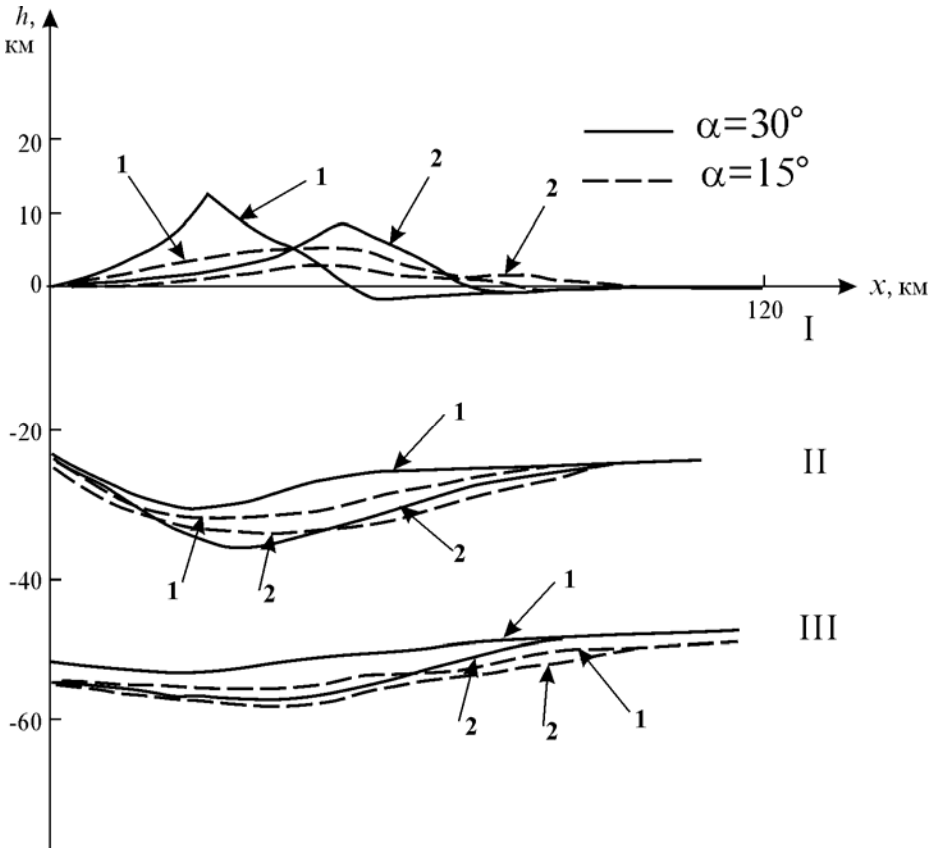


Рис. 3. Рельеф поверхности (I), топография границы верхней коры (II), топография границы Мохо (III). Линия (1) показывает положение границ для t = 3.6 млн. лет, линия (2) – положение границ в момент завершения надвига (t = 6.4 млн. лет)

Из результатов расчетов тепловой модели (2) следует, что основной прирост температуры происходит на глубинах средней и нижней коры и является довольно значительным, достигая 250°С. Т.е. на глубинах 20-40 км достигается температура, характерная для глубин 40-60 км соответственно и создаются условия для частичного плавления. При этом изменение теплового режима происходит неравномерно и по глубине, и во времени.

Характерной особенностью коллизионных геотерм является максимальный разогрев поднадвиговой пластины при разогреве всей коллизионной призмы. Изменение температуры происходит в основном в области коры, а глубже температурный профиль следует за деформациями. Так как рассматриваемая коллизионная модель является двумерной, то она позволяет понять разнообразие условий метаморфизма в области, испытывающей деформации под действием горизонтального сжатия [Парфенюк, 2005].

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 03-05-64451, 06-05-65221).

ЛИТЕРАТУРА

Божко Н.А. Тектоно-термальная переработка – характерный эндогенный режим докембрия // Геотектоника. 1995. № 2. С. 61-74.

Гарагаш И.А., Жорин В.А., Лившиц Л. Д., Николаевский В.Н. Сверхпластическое течение материала внутри разлома // Физика Земли. 1986. № 1. С. 12-24.

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Хильтова В.Я. Термальное состояние мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах и щелочных базальтах) // Физика Земли. 2001. № 2. С. 1-23.

Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука. 1989. 157 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир. 1983. 390 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. М.: Гос. изд-во техн.-теор. лит-ры. 1953. 788 с.

Надаи А. Пластичность и разрушение твердых

тел. М.: Мир. 1969. Т. 2. 863 с.
Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 447 с.
Парфенюк О.И. Особенности теплового режима коллизионных надвиговых структур // Физика Земли. 2005. № 3. С. 68-70.
Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22-32.
Перчук Л.Л., Геря Т.В. и др. Метаморфический комплекс Лимпопо, Южная Африка: 2. Режим декомпрессии и остывания гранулитов и пород кратона Каапвааль // Петрология. 1996. Т. 4, № 6. С. 619-648.
Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир. Тр. ГИН РАН. 2001. Вып. 545. 188 с.
Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / ред. Шаров Н.В. / Апатиты: КНЦ РАН. 1997. 226 с.
Эз В.В. Роль эндогенных процессов в формировании структуры докембрийской коры континентов // Докембрий. М.: Наука. 1980. С. 118-122.
Anhaeusser C.R. The evolusion of the early Precambrian crust of southern Africa // Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A. 1973. V. 273. P. 359-388.
Barbey P., Convert J., Morean B. et al. Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogen: the Granulite Belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finl. 1984. V. 56. P. 161-188.
Berckhemer H. Direct evidence for the composition of the lower crust and the Moho // Tectonophysics. 1969. V. 2. P.97-105.
Bertelsen A., Marker M. Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield // Tectonophysics. 1986. V. 126. P. 31-55.
Carter N.L., Tsenn M.C. Flow properties of continental lithosphere // Tectonophysics. 1987. V. 136. P. 27-63.
Cook F.A. Geometry of the Kapuskasing structure from a Lithoprobe pilot reflection survey // Geology. 1985. V. 13. P. 368-371.
Coward M.P., James P.R., Wright L. Northern margin of the Limpopo mobile belt, southern Africa // Geol. Soc. Am. Bull. 1976. V. 87. P.601-611.
Fountain D.M., Salisbury M.H. Exposed cross-sections through the continental crust: implications for crustal structure, petrology and evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 56. P.263-277.
Perry H.K.C., Mareschal J.-C., Jaupart C. Variations of strength and lokalized deformation in cratons: The 1.9 Ga Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 249, № 3-4. P. 216-228.
Percival J.A., West G.F. The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis // Can. J. Earth Sci. 1994. V. 31. P. 1256-1286.
Ranalli G. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation // J. Geodynamics. 2000. V. 30. P. 3-15.
Ranalli G., Murphy D.C. Rheological stratification of the lithosphere // Tectonophysics. 1987. V. 132. P. 281-295.
Tectonophysics: The European geotraverse. Part 5: The Polar Profile (spesial issue). 1989. V. 162, № 1/2. 171 p.
Wilks K.R., Carter N.L. Rheology of some continental lower crustal rocks // Tectonophysics. 1990. V. 182. P. 57-77.

МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР РАЗРУШЕНИЯ В ГЛУБИНЕ ЗОН СДВИГАНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Ю.Л. Ребецкий, А.В. Михайлова, Л.А. Сим

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, reb@ifz.ru

ВВЕДЕНИЕ

Считается, что структурные особенности деформирования участков земной коры, обусловленные действием механизма горизонтального сдвига, хорошо изучены. Начиная с 20-х годов прошлого века выполнено множество экспериментов на моделях из влажных глин, песка, парафина. В них Г. Клоос, В. Ридель, Э. Клоос, Д. Миид, Дж. Чаленко, М.В. Гзовский, С. Стоянов, В.Д. Парфенов, С.А. Борняков, А.В. Михайлова и др. изучали структуры разрушения и деформирования, возникающие в моделях. Результатом этих экспериментов являются наблюдения за поверхностью моделей, определяющие кулисообразное расположение трещин сдвига (*R*- и *R*'-сдвиги) вдоль формирующейся зоны сдвига, появление трещин отрыва и эшелонов складок в соответствии с ориентацией осей сжатия и растяжений. Установлена зависимость ориентации этих структур от того, в какой обстановке (дополнительное сжатие или растяжение) осуществляется сдвигание. Обобщения результатов моделирования и наблюдаемых природных структур разрушения, выполненные в работах [Hancok, 1985; Sylvester. 1988], стали каноническими, определяющими для геологов и геофизиков возможность интерпретации природных геологических объектов.

В настоящее время возникла потребность нового анализа состояния горных пород в зонах сдвига и переосмысления некоторых результатов модельных экспериментов. Это, прежде всего, связано появлением новых геофизических данных. Если ранее наблюдение деформационных структур геологами осуществлялось на дневной поверхности, что соответствовало наблюдениям на поверхности модели в экспериментах, то в настоящее время развитие геофизических методов позволило выделять и анализировать морфологию структур разрушения на глубине. В связи с этим встает вопрос, а какие структуры мы должны увидеть на глубине в зонах сдвигания, такие же, как на поверхности, или нет?

Определенные попытки ответа на этот вопрос были сделаны в работе [Naylor, et al., 1986], но они носили чисто теоретический характер и не подкреплялись количественным анализом и интерпретацией с позиций механики разрушения. Следует также особо отметить, что в ходе теоретических обобщений [Hancok, 1985; Sylvester. 1988] были совмещены структуры разрушения, наблюдаемые в природных зонах сдвигов, и результаты экспериментов. Такое совмещение не всегда выглядит обоснованным из-за сложности выделения в природе структур разрушения, образующихся на разных стадиях структурных преобразований. При подобных исследованиях необходимо разделять трещиноватость, созданную на предыдущих этапах формирования тектонического объекта, а также опережающие трещины, появляющиеся в исходном поле напряжений до начала формирования зоны сдвига, и оперяющие трещины третьего ранга, возникающие в самих зонах сдвига вблизи концевых участков крупных трещин второго ранга [Чернышев, 1983; Семинский, 2003].

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУР ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СДВИГАНИЯ

Изучение структур разрушения в зоне горизонтального сдвигания в физическом эксперименте, как правило, выполнялось на моделях, нагружение в которых осуществлялось по типу, показанному на рис. 1.

Результаты эксперимента Э. Клооса [E.Cloos, 1955] представлены на рис. 13, *а*. Видна, как система *R*-сколов, представляющая собой эшелонированные кулисообразные трещины, расположенные вдоль оси зоны скалывания, частично перекрывавшие друг друга, так и трещины отрыва *T*. *R*-сколы составляли с простиранием сдвиговой зоны угол в 10–20°, а трещины отрыва *T* отклонялись от оси сдвига на 45° и по простиранию совпадали с ориентацией оси максимального сжатия. Важно отметить, что маркирующие линии имеют существенное *S*-образное искривление вблизи оси сдвига, которое формируется еще на пликативной стадии развития деформационного процесса. На некотором удалении от оси сдвига эти линии принимают прямолинейный вид, близкий к их положению на начальной стадии.

Эта особенность является существенной, определяющей более интенсивную локализацию упругих и пластических деформаций в осевой части сдвига. Морфология описанных по результатам моделирования трещин согласуется с теорией Кулона – Мора при значении коэффициента внутреннего трения для использованных в экспериментах глин близкого к 0.55 (угол внутреннего трения около 30°). В соответствии с полученными углами наклона трещин к оси сдвига механизм нагружения характеризуется как сдвиг без дополнительного сжатия или растяжения, поперечного к оси сдвига. В дальнейшем были выполнены серии экспериментов по моделированию зоны сдвигов, результаты которых представлены в работах М.В. Гзовского [1959, 1963], W.F. Tanner [1962], В.Д. Парфеновым [Парфенов, Жуковский, 1966], J.S. Tchalenko [1968, 1970], E.Z. Lajtai [1969], Х. Рамберга [1970], С. Стоянова [1977]. В этих работах выполнялись детальные исследования морфологии возникающей трещиноватости во взаимосвязи с условиями ее формирования, определяемыми свойствами модельного материала и разным типом нагружения, и стадией деформирования. Показано, что угол, под которым к оси сдвига развиваются *R*-сколы, зависит от материала модели: 10–25° для глин и 20–40° для канифоли.

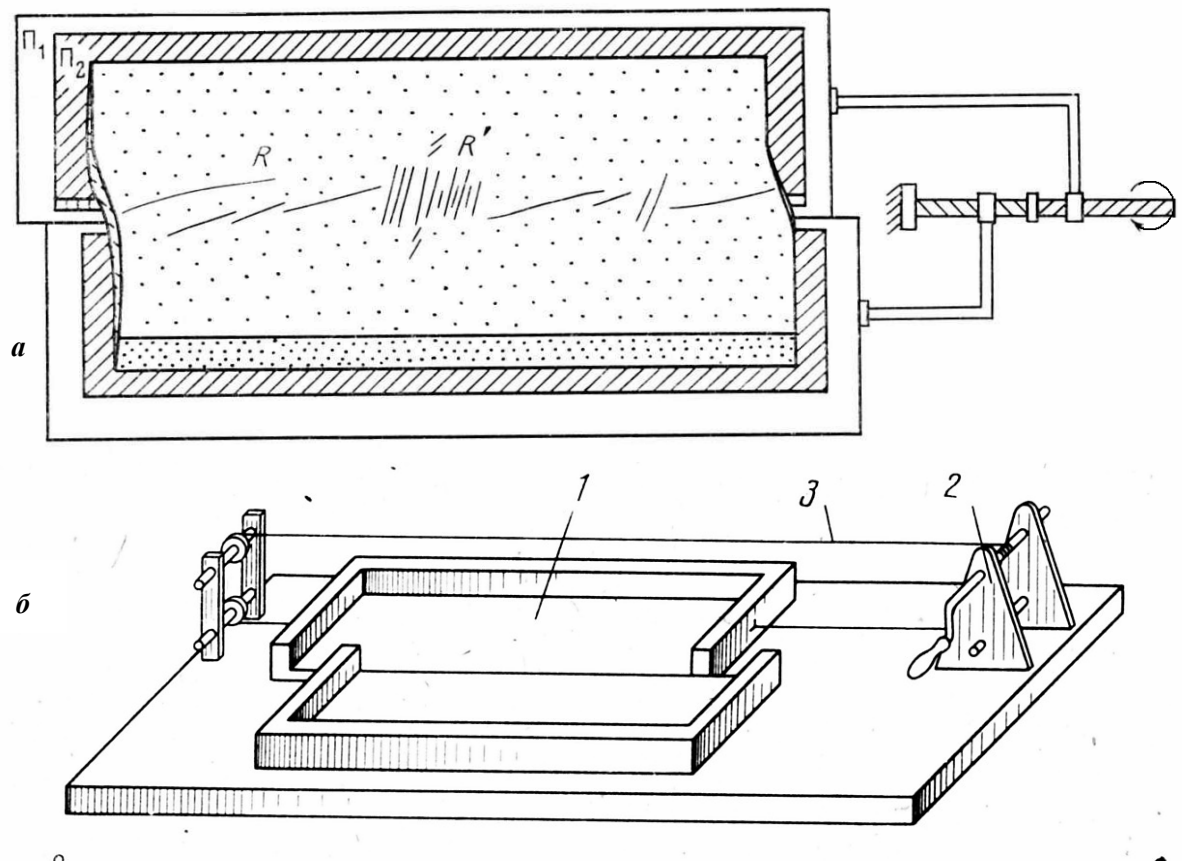


Рис. 1. Установки для создания нагружения простого сдвига в виде неоднородного по глубине сдвига: *а* – плоскими пластинами-подложками (С.Стоянова); *б* – с коробками-подложками, имеющими продольные и торцевые стенки

Модели Ж. Чаленко [Tchalenko, 1968] показали, что наряду с *R*-сколами в глинах формируются *R*'-сколы, углы между которыми составляли 50–70°. Подобные углы определяют диапазон изменения коэффициента внутреннего трения от 0.36–0.84. Выделенные *R*- и *R*'-сколы составляют с простиранием зоны сдвига углы в 15–30° и 80–85° (рис. 2, *б*). Эти данные характеризуют нагружение в виде чистого сдвига без дополнительного бокового (ортогонального оси сдвига) сжатия. Установлено, что первоначально вблизи оси сдвигов происходит зарождение трещин с поперечной системой *R*'-сколов, Вторая система трещин *R*-сколов – диагональная, характеризуется более поздним заложением. По мере развития сдвига эта система становится более выраженной, в то время как развитие *R*'-сколов затормаживается. При разрастании *R*-сколы искривлялись, изгибаясь в сторону оси сдвигания. В экспериментах были получены трещины с простиранием зеркально противоположным *R*-сколам. Эти трещины стали именовать *P*-сколами, предполагая, что ответственным за их формирование является напряжения сжатия. Этот тип сколов развивается после образования *R*- и *R*'-сколов, имеет несколько меньший линей

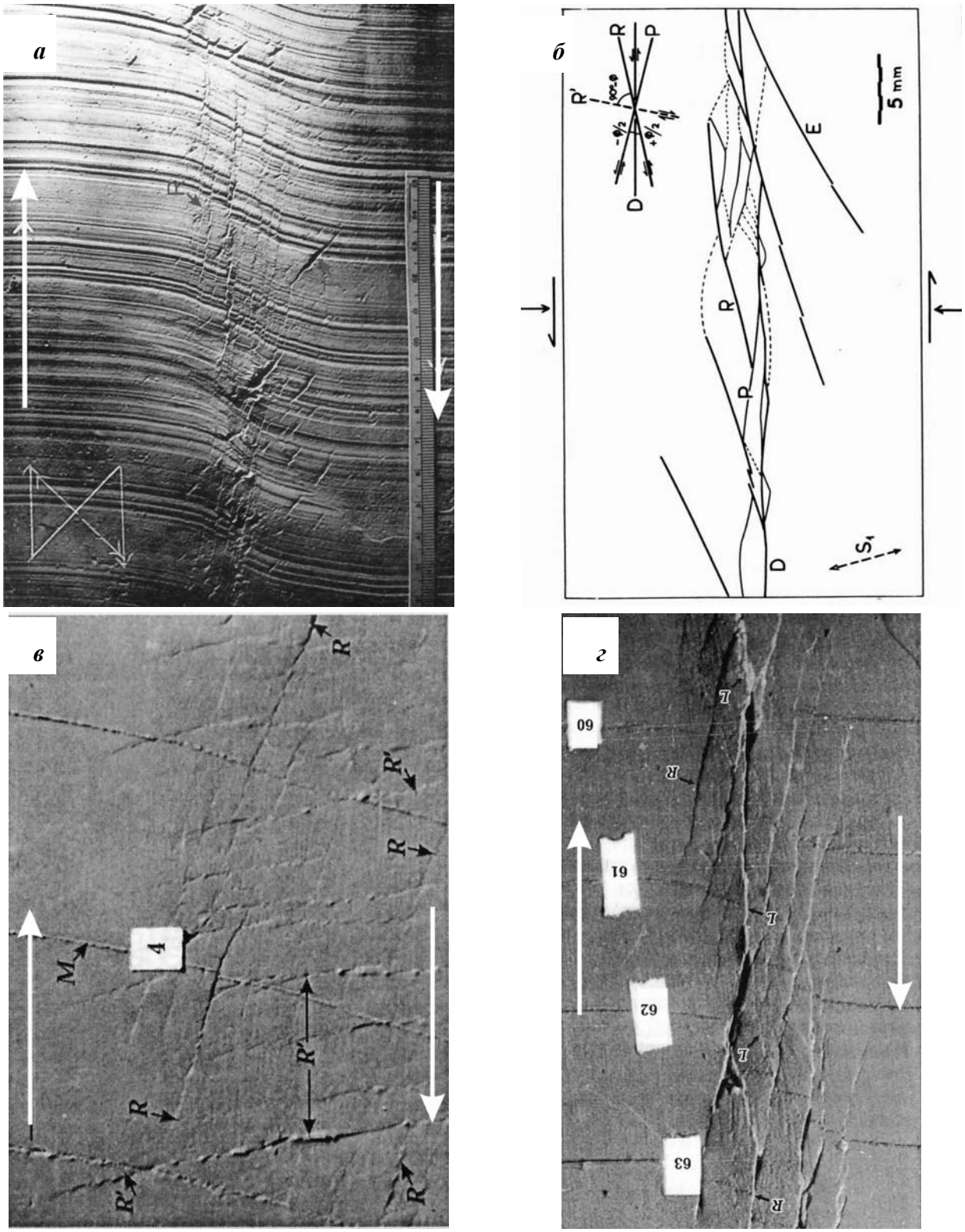


Рис. 2. Фото поверхности модели продольного сдвига слоя глины в экспериментах Э. Клооса [E.Cloos] (*а*), Ж. Чаленко [Tchalenko, 1968] (*б*), С.А. Борнякова [1981] (*в*) и В.Б. Кобылянского [Гинтов, 2006] (*г*). Видны две системы трещин *R*- и *R'*-сколы и *T*-отрывы

ный размер и располагается внутри соседних пар *R*-сколов. В других экспериментах *P*-сколы столь больших размеров не были получены. Появление этих сколов связано с дополнительным боковым обжатием модели, проводившимся в процессе эксперимента на глинах (см. рис. 2, *б*).

В моделях С. Стоянова *R*- и *R*'-сколы возникали практически одновременно и развивались примерно в равной степени. Большим длинам и амплитудам смещений *R*-сколов противопоставляется гораздо большее число нарушений *R*'. Вдоль зоны скалывания нередко наблюдается

чередование участков, нарушенных либо с косыми *R*'-сколами и продольными *L*-сколами, либо квазипоперечными *R*-скола-ми. В процессе развития зоны скалывания *R*'-сколы срезаются косыми и продольными *R*- и *L*-сколами. В экспериментах системы *R*'- и *R*-сколов чередовались вдоль оси сдвига. В экспериментах С. Стоянова отрывы *T* получаются только после смачивания поверхности водой. При тонком смачивании отрывы *T* развиваются вблизи концов *R*'-сколов. *L*-сколы в виде мелких трещинок появлялись на ранней стадии. Крупные *L*- и *P*-сколы образуются значительно позднее и занимают подчиненное положение в совокупности структур. При сочетании сдвига с поперечным сжатием *R*'-сколы имеют заметную взбросовую составляющую. В условиях дополнительного поперечного растяжения преимущественное развитие получают сбросы.

В более поздних экспериментах С. Стоянова [1977] представлена гистограмма частоты появления трещин разного типа (рис. 14), согласно которой можно считать трещины с морфологией *R*- и *R*'-сколов наиболее типичными трещинами зон сдвига, а *P*-сколы являются структурами третьего ранга.

В моделях С.А. Борнякова [1981] и К.Ж. Семинского [2003] подбор свойств глин и скорости нагружения определялся стремлением соблюдения условий подобия природного и модельного объектов. Заметим, что условия подобия по гравитационным – массовым силам здесь не соблюдались. По результатам моделирования было показано, что весь процесс формирования сдвиговой зоны условно разделяется на две стадии. В первой, пликативной стадии на поверхности вдоль оси сдвига появляются небольшие складки. Оси складок составляют с простиранием сдвиговой зоны угол в 35–50° [Борняков, 1981]. По мере увеличения относительного смещения подложек, т.е. с развитием сдвигания, угол этот уменьшается до 10–35°. В начале второй стадия вблизи оси сдвигов происходит зарождение трещин, причем первой появляется поперечная система *R'*-сколов, а уже затем косая *R*-сколов (рис. 2, *в*). Вторая система трещин – диагональная (*R*-сколы) характеризуется более поздним заложением. Простирание разрывов, ее образующих, составляет с простиранием сдвиговой зоны угол в 15–30°. Плоскость сместителя протяженных *R*-сколов пропеллерообразно изогнута с падением в сторону оси сдвигания, но эта выгнутость менее выражена, чем для *R'*-сколов.

К.Ж. Семинским показано, что *R*'-сколы возникают в зоне скалывания одновременно с *R*-сколами, но короче их, имеют большую густоту и сравнительно рано теряют активность. *R*-сколы доминируют в структурообразовании и на завершающей стадии формируют сегменты будущего магистрального сместителя. Причиной прекращения развития *R*'-сколов является изменение интегральных свойств в процессе развития пластического течения (происходит увеличение угла скалывания при постоянной ориентации к оси сдвига главных напряжений). Этот эффект определяет изменения угла наклона *R*-сколов к оси сдвига в процессе эксперимента от 25° до нуля. Интенсивное развитие в начале упрочнения зоны скалывания системы *R*'-сколов, а к ее концу – *R*-сколов, является одним из факторов зональности внутреннего строения разломных зон.

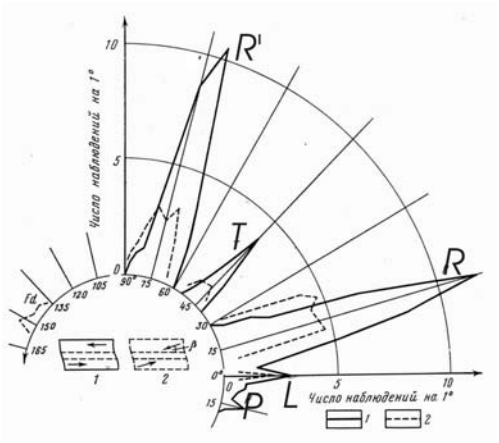


Рис. 3. Круговая гистограмма углов простирания и частоты встречаемости трещин различного генезиса в моделях продольного сдвига [Стоянов, 1977]

На более поздних стадиях первоначально прямые трещины приобретают *S*-образную форму. Вторая система *R*'-сколов характеризуется более поздним заложением, простирание трещин, ее образующих, составляет с простиранием сдвиговой зоны угол в 15–30°, который в процессе сдвигания уменьшается. Трещины обеих систем представляют собой трещины сдвига. В экспериментах показано, что отрывы в виде пулл-апартов *T* формируются в моделях с очень вязкими глинами. *P*-сколы формируются в периферии участков повышенной плотности трещин, которые пятнами располагаются вдоль зоны скалывания (дифференциация зоны) и обеспечивают сопряжение друг с другом *R*-сколов. Они (*P*-сколы) часто имеют также и небольшую надвиговую компоненту смещения.

В моделях В.Б. Кобылянского на влажных глинах, проводившихся на приборе "Разлом" С.А. Борнякова, показано, что по мере увеличения относительного смещения подложек, *R*-сколы, разрастаясь, соединяются одна с другой путем образования более пологих к оси сдвига *L*-сколов (рис. 2, *б*). На завершающей ста-

дии *L*-сколы образуют магистральный разрыв, перерезающий всю толщу слоя по вертикали. В начальный момент на поверхности модели формируется зона скалывания из *R*- и *R*'-сколов. В дальнейшем ширина зоны трещиноватости уменьшается, особенно – на стадии формирования *L*-сколов. При приложении дополнительного, поперечного к оси сдвига сжатия простирания *R*- и *R*'-сколов еще больше отворачиваются от оси сдвигания. Уменьшения угла наклона трещин на более поздних стадиях деформирования О.Б. Гинтовым [2006] связывалось с изменением эффективных свойств материала. Он предположил, что на этих стадиях глины ведут себя как идеальное пластическое тело, для которого разрушение происходит по площадкам максимальных касательных напряжений (ось сдвига).

В моделях А.Н. Бокуна [1991] на первой стадии в практически однородном поле напряжений, возникшем от начального сдвига, формируется флексурный изгиб и появляется система параллельных трещин, ориентированных перпендикулярно простиранию основного сдвига (*R*'-сколы). Эти мелкие сдвиги имеют прямолинейную или *S*-образную форму. В процессе дальнейшего горизонтального смещения эта система трещин поворачивается и принимает кулисообразное расположение. А.Н. Бокун считает эти сколы приповерхностными, так как в моделях они возникали не при любой толщине слоя.

В моделях А.В. Михайловой [2002] использовались методы количественной оценки деформаций, которые позволило восстановить поле скоростей деформаций в приповерхностной области слоя (рис. 4). Для этого использовалась сетка кружков, наносимая на поверхность модели из влажной глины до начала нагружения [Михайлова, 1971, 1989]. Высокая частота нанесения кружков – меток позволяла выполнять детальное построение поля деформаций и следить за его изменениями в процессе нагружения. Данные о деформациях в плоскости модели дополнялись измерением изменений высоты в центрах кружков. Совместный анализ этих параметров позволял интегральным образом оценивать и все компоненты тензора приращений деформаций. Такие оценки показали, что степень деформации возрастает от периферийной зоны к центральной (оси сдвига), достигая там максимума значений. Характерным является неоднородность поля деформаций не только вкрест, но и параллельно оси сдвигания.

В процессе сдвигания деформации еще более локализуются, как бы стягиваясь и накапливаясь в центральной части сдвиговой зоны. В экспериментах А.В. Михайловой анализировалось деформированное состояние, возникающее на торцах модели поперек зоны сдвигания (см. рис. 4, *б*). Результаты подобного анализа некорректно продолжать во внутренние области модели, однако он дает понимание характера локализации деформаций в глубине модели и позволяет говорить о местах концентрации напряжений и о зонах генерации разрушения. Установлено, что формирование систем трещин начинается снизу. С некоторого момента времени также начинают

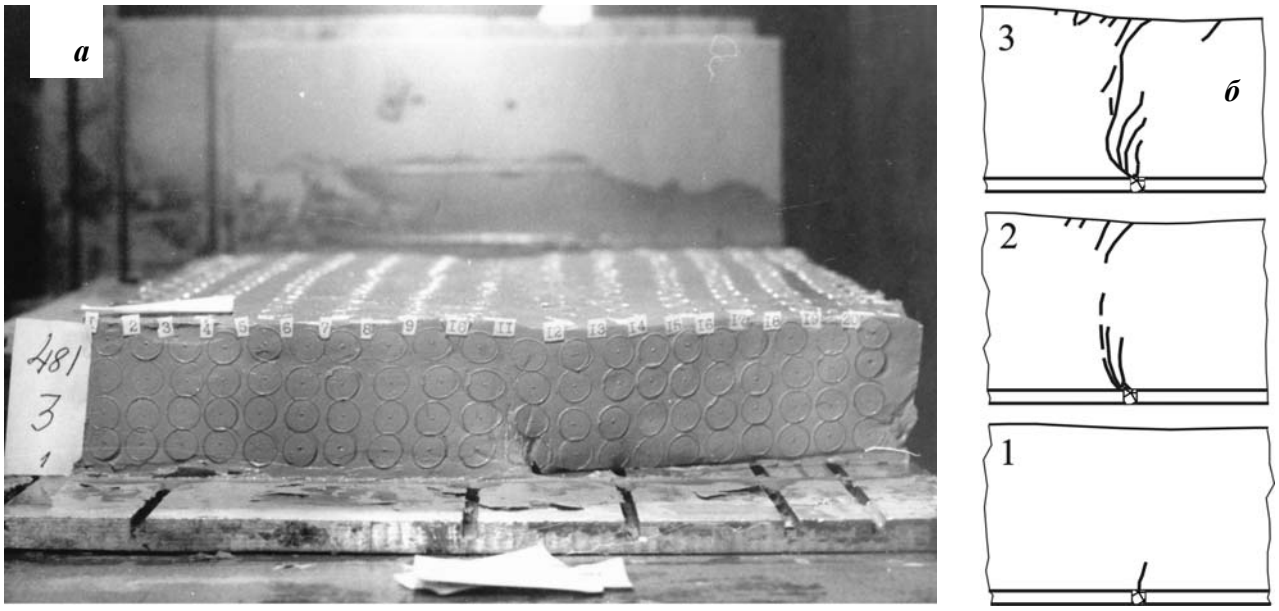


Рис. 4. Модель неоднородного по глубине простого сдвига в экспериментах А.В. Михайловой для двух последовательных стадий нагружения (*а*, *б*), боковой вид со стороны сдвигаемых пластин. Видны системы сколов, формирующиеся над границей контакта сдвигаемых подложек, некоторые из которых имеют сбросовую компоненту, и деформации кружков – меток

образовываться трещины у поверхности модели. Развитие обеих систем трещин от подошвы и от поверхности приводит к их объединению в средней по глубине части модели.

Кинематика вторичных разрывов. В работах С.А. Борнякова [1981] уже на влажных глинах подтвержден факт наличия небольшого наклона плоскости трещины *R*-сколов в направлении против смещения подложек, наблюдавшийся в экспериментах [Парфенов, Жуковский, 1966], и показано, что эти сколы помимо сдвиговой имеют и вертикальную компоненту смещений (рис. 5, *а*). Плоскость трещин в месте пересечения с осью сдвиговой зоны принимает вертикальное падение, а на достаточном удалении падение выполаживается до углов 75–80° с направлением погружения в сторону направления подложек. Подобная конфигурация трещин в разных бортах зоны сдвигания определяет их общую пропеллерообразную изогнутость при переходе через ось сдвигания. Характер вертикального смещения крыльев трещин характеризует *R*-сколы как сдвиги со взбросовой компонентой смещений, а *R*'-сколы как сдвиги со сбросовой компонентой смещений.

Этот важный факт остался практически незамеченным другими экспериментаторами (отметим, что в работе [Парфенов, Жуковский, 1966] для моделей на канифоли также было замечена небольшая раздвиговая компонента для *R*-сколов, а их простирание отвечало углу 20-40° к оси сдвигания с падением навстречу общего смещения крыла зоны сдвигания) и нашел свое подтверждение в результатах математического моделирования, приводимых нами далее.

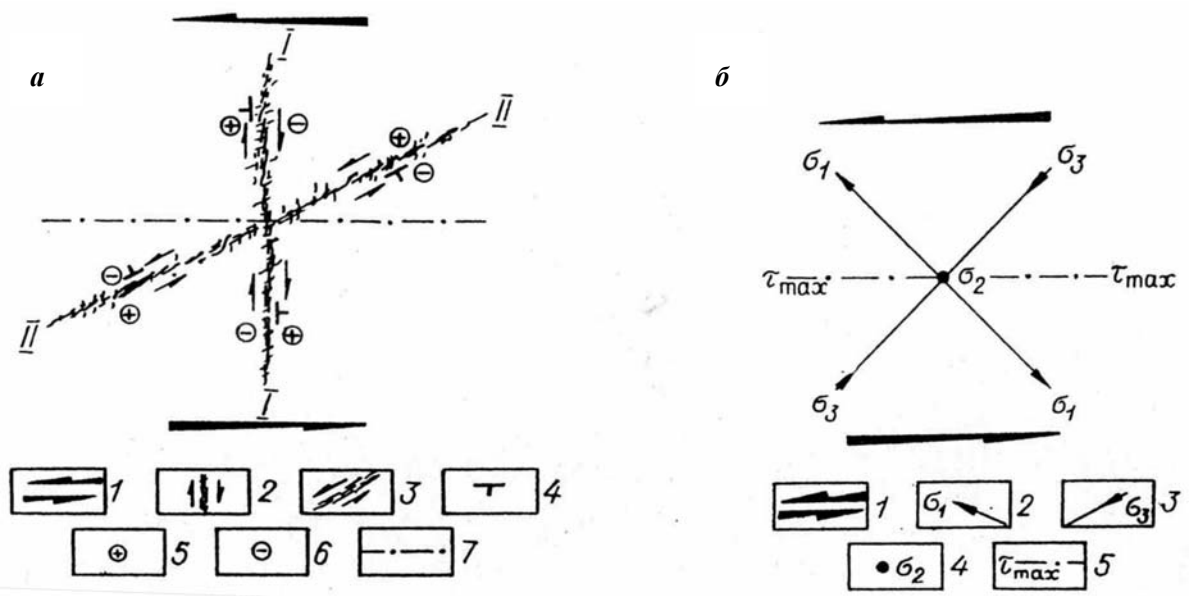


Рис. 5. Фото (*а*) и схема (*б*) разрушения поверхности модели влажной глины для неоднородного по глубине простого сдвига с системами *R*-сколов (II) и *R*'-сколов (I) по результатам экспериментов С.А. Борнякова

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗОНЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СДВИГА

Постановка задачи. В работах [Ребецкий, 1987, 1988] было показано, что модель деформирования для нагружения, представленного на рис. 6, может быть асимптотически приближена бесконечным плоским слоем, лежащим в условиях полного слипания (сцепление без возможности проскальзывания) на двух полубесконечных жестких блоках (основание модели), которые горизонтально смещаются вдоль плоской границы их контакта, содержащей в себе ось *z*. Верхняя поверхность слоя свободна от нагружения, а на бесконечности напряжения, вызванные сдвиганием жестких блоков, нулевые. В такой модели в плоскостях, ориентированных перпендикулярно оси *z*, характер напряженного состояния один и тот же, а смещения *w* происходят параллельно оси сдвигания. Таким образом, напряжения и смещения являются функцией только координат *x, y* и изменяются в плоскости *xOy* (двумерная задача). В условиях неограниченности слоя в горизонтальном направлении задаваемые вдоль подошвы слоя движения в направлении оси z формируют в нем смещения только в направлении этой оси, т.е. движения в направлении осей x и y можно считать нулевыми. Подобный тип смещений отвечает среде с линейной диаграммой нагружения (упругой, вязкой) и с линейной взаимосвязью между деформациями и смещениями. Данная схема нагружения в природном объекте отвечает

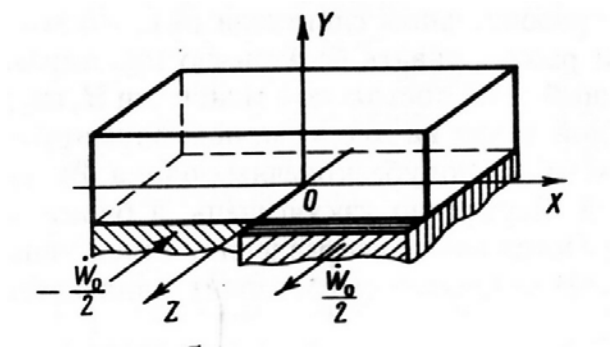


Рис. 6. Схема нагружения бесконечного в латеральном направлении плоского слоя, лежащего на двух полубесконечных жестких блоках при математическом моделировании

осадочному чехлу (бесконечный слой), лежащему на кристаллическом фундаменте земной коры (полубесконечные жесткие блоки), разделенных между собой разломом. В терминах механики состояние, отвечающее начальной стадии деформирования слоя (до формирования структур разрушения), блоки основания которого испытывают горизонтальные смещения, следует называть антиплоским деформированным состоянием. Для этого состояния в рамках схемы (рис. 6) и выбранной системы координат ненулевыми являются только касательные напряжения σ_{xz} и σ_{yz} (если не учитывать влияние собственного веса материала модели и при отсутствии бокового обжатия или растяжения в направлении, перпендикулярном осевой плоскости сдвига) все остальные компоненты тензора напряжений равны нулю. На схеме рис. 7 показаны плоскости, вдоль которых действуют эти касательные напряжения.

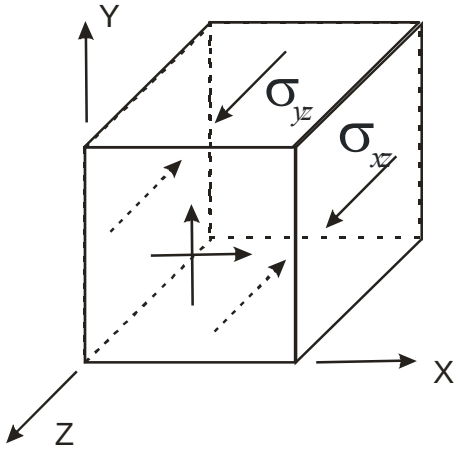


Рис. 7. Ненулевые напряжения на гранях параллелепипеда в слое при нагружении по схеме рис. 6

Деформированное состояние. В работах Ю.Л. Ребецкого [1987, 1988] показано, что для линейной упругой (вязкой) модели среды смещения вдоль оси z определяются выражением:

$$w = \frac{w_0}{\pi} arctg \frac{sh(\pi x / 2H)}{\sin(\pi y / 2H)}, \qquad (1)$$

где w_0 – относительная амплитуда смещения жестких пластин подложек (блоков фундамента), а H – мощность слоя.

На рис. 8 представлен в трехмерном виде характер горизонтальных смещений вдоль оси z линий, лежащих на разных глубинах (вдоль оси y) вертикального сечения, проведенного поперек оси сдвига (штрих пунктирные линии на подошве и поверхности модели). Как это хорошо видно, плоское вертикальное сечение приняло S-образную форму. Чем ближе к подошве слоя лежат маркирующие линии, тем более выражен изгиб линий вблизи оси сдвига.

На самой подошве слоя смещения в направлении оси z испытывают разрыв второго рода, т.е. изменяются скачком. Градиент смещений имеет максимум у подошвы вблизи границы контакта двух подложек при физическом моделировании и обусловлен сменой направления движения вдоль осевой плоскости сдвига. Компоненты тензора деформации сдвига определяются как градиент от вектора смещений в соответствующем направлении

$$\gamma_y = \frac{\partial w}{\partial x}, \ \gamma_x = \frac{\partial w}{\partial y}. \qquad (2)$$

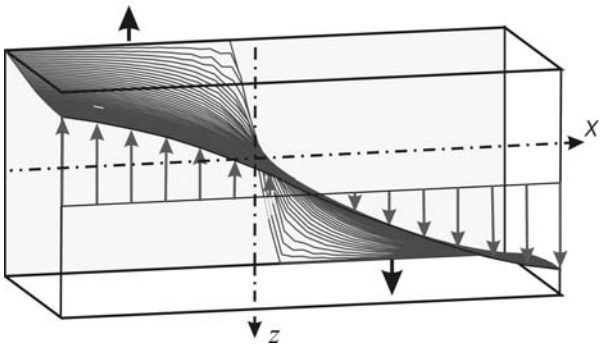


Рис. 8. Деформации плоскости вертикального сечения в модели неоднородного по глубине простого сдвига (аксонометрия, вид сверху)

Отсутствие (нулевое значение) в выбранной системе координат деформаций изменения длины говорит о том, что в каждой точке слоя тензор напряжений отвечает чистому сдвигу. Поскольку компоненты тензора вращения равны по абсолютной величине значениям соответствующих компонент деформаций сдвига,

$$\omega_y = -\frac{\partial w}{\partial x}, \ \omega_x = -\frac{\partial w}{\partial y}, \qquad (3)$$

то это определяет действие в каждой точке слоя деформированного состояния простого сдвига [Ребецкий, 2007]. Полный вектор вращения ω определится как векторная сумма его

компонент:

$$\omega_y = -\frac{\partial w}{\partial x},\ \omega = \sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2}\ . \qquad (4)$$

В поперечном сечении модели его величина изменяется так, что максимальные его значения достигаются у подошвы вблизи оси сдвигания. Согласно (4) ось вектора вращения ω лежит в вертикальной плоскости xOy и его ориентация изменяет свое направление по мере удаления от оси сдвигания и подошвы модели. На самой подошве модели он ориентирован параллельно оси y, а у поверхности и по всей глубине над блоками основания – параллельно оси x.

Напряженное состояние. Напряженное состояние, обусловленное только движениями блоков основания, определяется значениями касательных напряжений σ_{xz} и σ_{yz}, которые для случая упругого слоя прямо зависят от значений соответствующих компонент деформаций сдвига (2): $\sigma_{xz} = \mu \dfrac{\partial w}{\partial x} = \dfrac{w_0 \mu}{H} \dfrac{\sin(\pi y/2H)\ ch(\pi x/2H)}{ch(\pi x/H) - \cos(\pi y/H)}$

,

$$\sigma_{yz} = \mu \frac{\partial w}{\partial y} = -\frac{w_0 \mu}{H} \frac{\cos(\pi y/2H)\ sh(\pi x/2H)}{ch(\pi x/H) - \cos(\pi y/H)}, \qquad (5)$$

где μ – модуль упругого сдвига.

На рис. 9 представлено распределение касательных напряжений σ_{xz} и σ_{yz} в поперечном сечении слоя. Абсолютный максимум значений этих напряжений соответствует точке x = 0, y = 0, т.е. выходу "разлома" блоков фундамента к подошве слоя. Некоторые отличие от сказанного для σ_{xz} (рис. 10, а) связано с малой плотностью точек расчета и процедурой сглаживания, используемой в стандартных программах построения изолиний. Антиплоскому деформированному состоянию без учета действия массовых сил отвечает тензор напряжений (деформаций) чистого сдвига $\mu_\sigma^{ss} = 0$ при нулевом значении всестороннего давления $p^{ss} = 0$. Значения максимальных касательных напряжений τ^{ss}, отвечающих также только этому состоянию, определяются выражением:

$$\tau^{ss} = \sqrt{\sigma_{xz}^2 + \sigma_{yz}^2} = \\ = w_0 \mu \left[ch(\pi x/H) - \cos(\pi y/H)\right]^{-0.5}\ 2^{-0.5}\ . \qquad (6)$$

Обратим внимание, что выражение (6) с точностью до константы равно выражению (4), определяющему амплитуду вектора вращения. На рис. 10 показаны области разной интенсивности значений максимальных касательных напряжений τ^{ss}, рассчитанные в соответствии с выражением (5). Максимум τ^{ss} находится у подошвы слоя вблизи границы контакта смещающихся подложек. Важно отметить существование локального максимума меньшей интенсивности

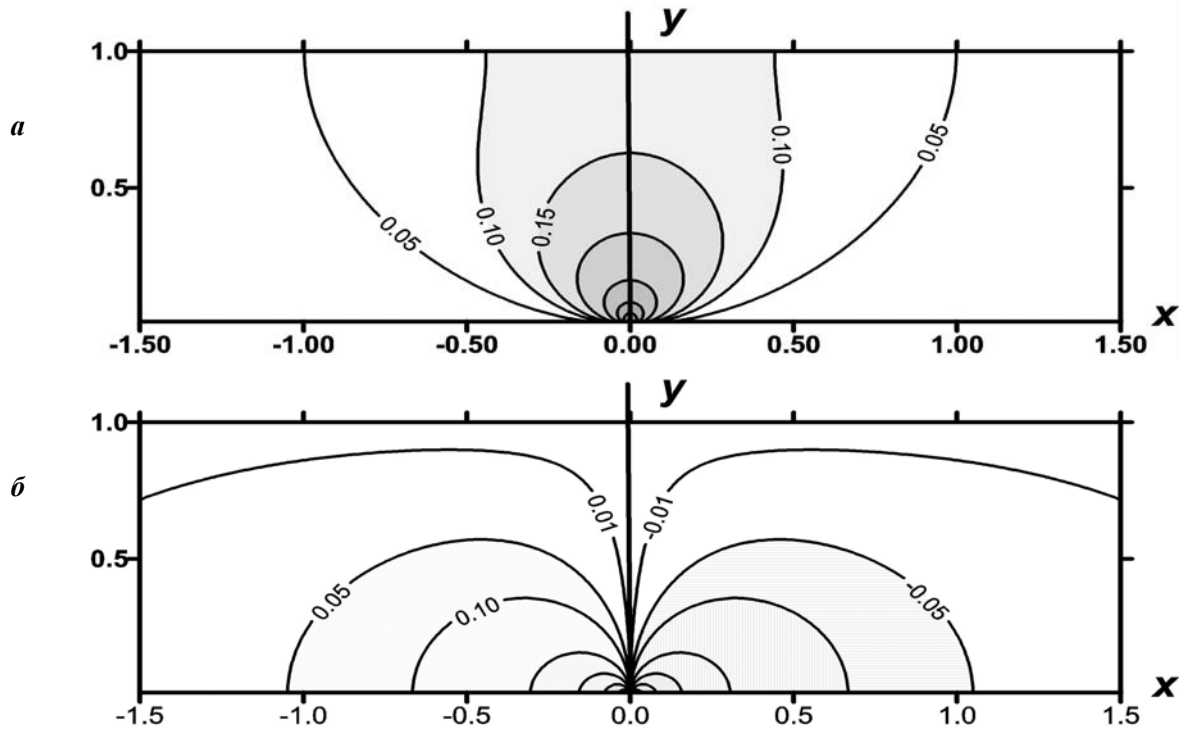


Рис. 9. Области разной интенсивности значений компонент касательных напряжений в модели неоднородного простого сдвига: *а* – σ_{xz}, *б* – σ_{yz}. Значения напряжений обезразмерены на $K = w_0 \mu / H$

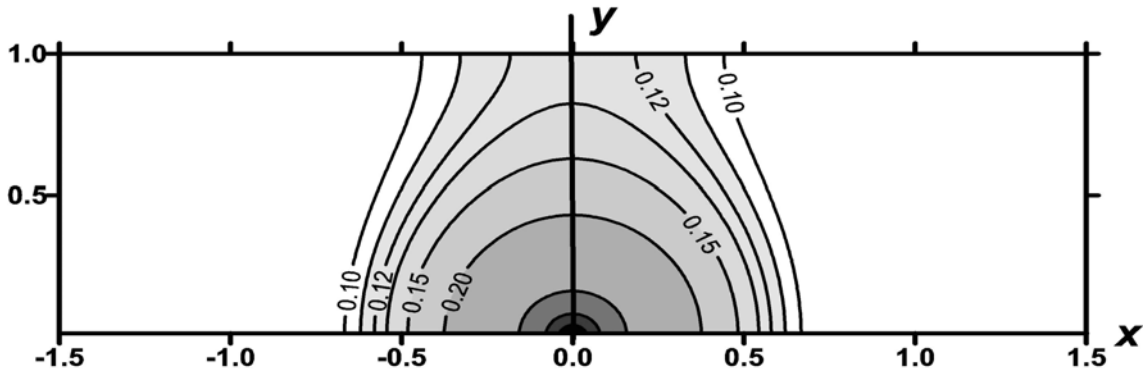


Рис. 10. Области разной интенсивности значений максимальных касательных напряжений в модели неоднородного простого сдвига. Значения напряжений обезразмерены на коэффициент $K = w_0\mu / H$

расположенного вдоль оси сдвига на поверхности слоя. Этот локальный максимум как раз и определяет появление трещин на поверхности моделей вслед за трещинами, развивающимися от подошвы (см. рис. 4, *б*). Принимая значения модуля сдвига $\mu = 40$ кбар, мощность слоя $H = 4$ км, амплитуду смещения $w_0 = 100$ м, находим значение $K = 1000$. В этом случае значение величин параметров для рис. 21, 22 представлены в килобарах.

Оси главных напряжений. В случае, когда массовые силы не создают девиаторных напряжений, подошва слоя вблизи его контакта с движущимися подложками является плоскостью действия максимальных касательных напряжений, которые здесь направлены вдоль оси сдвига: $\tau^{ss} = \sigma_{yz}$, $\sigma_{xz} = 0$. Это предопределяет ориентацию осей главных напряжений σ_1 и σ_3 под углом 45° к подошве фундамента, а оси σ_2 перпендикулярно осевой плоскости сдвига (параллельно оси *x*). Осевая плоскость сдвига также является плоскостью действия максимальных касательных напряжений, здесь: $\tau^{ss} = \sigma_{xz}$, $\sigma_{yz} = 0$. Вдоль этой плоскости оси главных напряжений σ_1 и σ_3 наклонены к ней под углом 45°, а σ_2 здесь имеет вертикальную ориентацию.

Ранее [Ребецкий, 1987, 1988] получены уравнения для построения траекторий главных напряжений. На рис. 11, *а* показана ориентация траекторий осей промежуточных главных напряжений σ_2 в вертикальном сечении, перпендикулярном оси сдвига. Оси σ_2 всегда лежат в плоскости *xOy*, фиксируя тем самым и возможные вариации двух других главных напряжений, а также положения площадок действия максимальных касательных напряжений. На рис. 11, *а* положение плоскостей действия максимальных касательных напряжений показано только на поверхности слоя.

Траектории осей алгебраически максимального и минимального главного напряжения показаны на рис. 11, *б*. Оси этих напряжений, выходя под 45° из подошвы слоя (точки D_1 и D_3 соответственно для осей напряжений σ_1 и σ_3) по мере подъема к поверхности слоя, разворачиваются в сторону осевой плоскости сдвига. Эту плоскость они пересекают под углом 45° к оси z на высоте (точка A_o), отвечающей расстоянию выхода оси главного напряжения их подошвы слоя от осевой плоскости сдвига. Чем дальше отстоят точки D_1 и D_3 от этой плоскости, тем ближе к поверхности слоя точка A_o. После пересечения осевой плоскости траектории, закручиваясь, спускаются к подошве слоя, которую вновь пересекают под углом 45°. На поверхности модели такой тип траекторий главных напряжений асимптотически дает линии под 45° секущих ось сдвига. Представленный тип траекторий главных напряжений отвечает случаю, когда массовые силы, вызванные действием собственного веса материала модели, не приводят к появлению дополнительных девиаторных напряжений (вязкое течение влажных глин) и боковые стенки модели (вертикальные плоскости, параллельные оси *z*) свободны от нормальных напряжений. Наличие массовых сил должно приводить к появлению дополнительных девиаторных напряжений, что скажется на характере траекторий главных напряжений.

Ориентация вторичных сколов. Данные об ориентации осей главных напряжений, представленные на рис. 11, вместе с известными следствиями теории Кулона – Мора, позволяют выполнить прогноз вторичных нарушений на поверхности и в глубине модели, если считать, что гравитационные силы не создают девиаторных напряжений (см. далее раздел «напряжения от массовых сил»). На рис. 12 на нижней полусфере показаны ориентации осей алгебраически минимального и максимального главных напряжений

и прогнозируемые плоскости сколов вблизи оси сдвигания на нескольких глубинных уровнях, полученные в результате расчетов, когда массовые силы не вызывают возникновения девиаторных напряжений (величина бокового отпора $q = 1$). Наши расчеты опирались на упругое решение, однако оно, как показывает опыт, в основном и определяет структуры разрушения, формирующиеся на последующих стадиях деформирования. Исходя из этого на представленных ниже рисунках строились ориентации плоскостей скалывания. При подобных построения коэффициент внутреннего трения полагался равным 0.6, что определяет отклонение плоскостей скола от плоскостей максимальных касательных напряжений в сторону оси наибольшего сжатия на угол в 15.5°. Следует иметь ввиду, что в зависимости от механических свойств конкретных материалов может реализоваться какая либо одна из систем сколовых трещин. Поскольку в осевой части слоя над «разломом фундамента» согласно рис. 12 имеет место тип напряженного состояния горизонтального сдвига, то расчеты, представленные ниже, выполнялись для точек, отстоящих от оси на небольшом расстоянии ($x = 0.1\ H$).

Непосредственно вблизи поверхности модели (см. рис. 12, $y = 0.99\ H$) оси главных напряжений σ_1 и σ_3 горизонтальны (длинные проекции осей), а оси промежуточного главного напряжения субвертикальны σ_2, поэтому обе плоскости скалывания вертикальны, и одна из плоскостей (*R*-сколов) составляет с осью сдвига более острый угол, чем другая (*R'*-сколов). Обе системы трещин представляют собой сдвиги. Трещины, развивающиеся вблизи поверхности, но на не

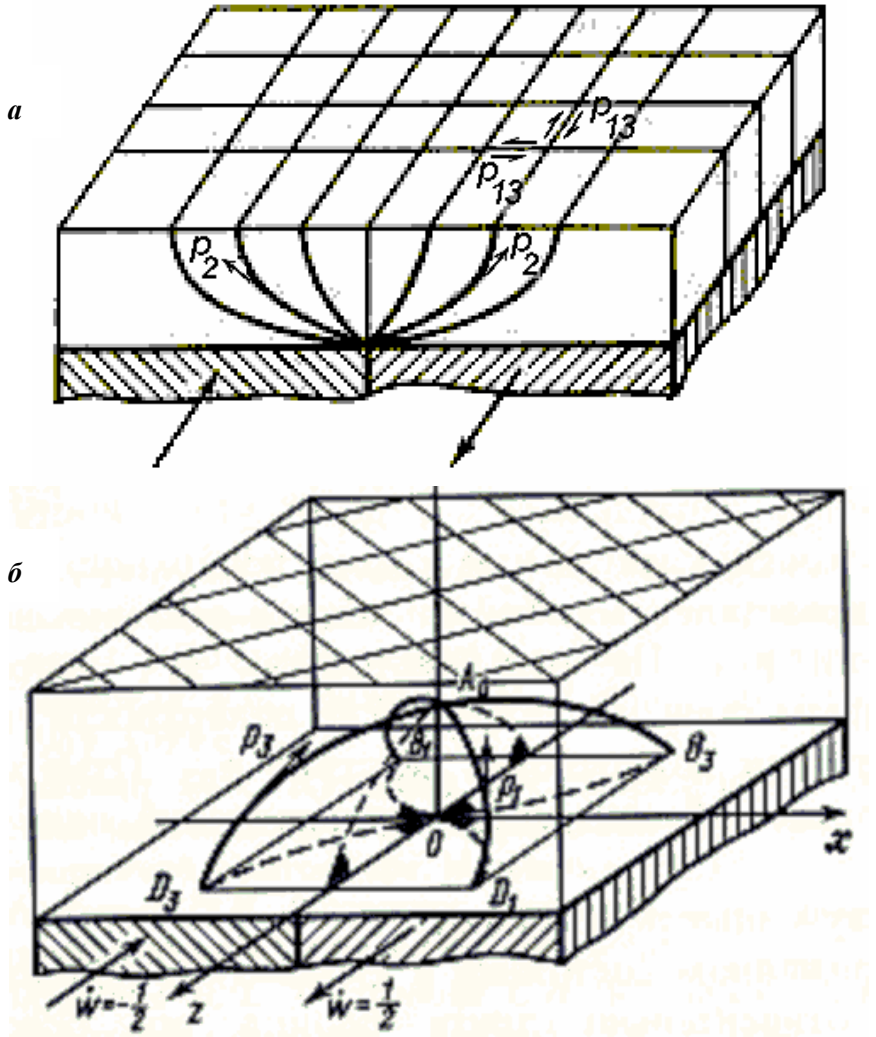


Рис. 11. Траектории осей главных напряжений для задачи антиплоского простого сдвига: *а* – траектории σ_2 (p_2) в вертикальном сечении модели (на горизонтальной поверхности модели показана ориентация простирания плоскостей действия максимальных касательных напряжений. *б* – Траектории (сплошные линии) осей главных напряжений σ_1 и σ_3 (p_1, p_3) внутри слоя (точки D_i, B_i $i = 1, 3$ – точки входа и выхода осей из подошвы слоя, а точка A_0 – точка пересечения траекторий с осевой плоскостью сдвига)

большом от нее удалении, уже не вертикальны. Вначале обе эти системы трещин имеют приблизительно одинаковую крутизну погружения. Затем с увеличением глубины (уменьшение y) их крутизна наклона начинает меняться, делая одну R-сколы более пологими. Погружение R-сколов для всего диапазона глубин направлено в сторону оси сдвигания. Уже на небольших глубинах для этих сколов появляется дополнительная к сдвигу ***сбросовая компонента*** смещения. Эта компонента смещения возрастает с глубиной. Вблизи подошвы ($y = 0.01$ Н) напряженное состояние отвечает взрезовому типу, для которого оси главных напряжений σ_1 и σ_3 имеют погружение 45° и лежат в вертикальной плоскости, параллельной оси сдвигания (см. рис. 11). Здесь плоскость прогнозируемых R-сколов очень пологая (менее 20°), а кинематика – сбросо-сдвиг.

Прогноз для R'-сколов определяет, что для всего диапазона глубин сохраняют субортогональное положение к простиранию от оси сдвига. Плоскость этих сколов в средней по глубине части слоя уменьшает крутизну своего погружения, здесь появляется дополнительная к сдвигу ***взбросовая компонента*** смещения, которая с глубиной растет. На подошве эти трещины становятся круто погруженными взбросами. Крутое погружение этой системы сколов направлено в сторону, противоположную движению подложек основания.

По мере удаления от оси сдвигания для обеих систем трещин наблюдается разворот их простирания в сторону оси сдвига (уменьшается угол их простирания по отношению к оси сдвига). Подобная трансформация параметров структур разрушения обусловлена изменением ориентации осей главных напряжений (см. рис. 11, *б*). Разворачивание простирания трещин и изменение их погружения с глубиной совместно приводят к тому, что R-сколы обоих крыльев сдвига в совокупности образовывают систему трещины пропеллерообразной формы. Непосредственно вдоль оси сдвигания напряженное состояние всюду(на разных глубинах) сохраняется в том же виде, что и у поверхности модели, т.е. здесь сдвиговый смещений бортов R- и R'-сколов в виде небольшой соответственно сбросовой и взбросовой компоненты совпадает с результатами наблюдений в экспериментах на влажных глинах (см. рис. 5, *а*).

Таким образом, характер напряженного состояния в моделях антиплоского простого сдвига диктует сложный тип структур разрушения, формирующихся в объеме модели.

Отметим, что полученный по результатам анализа морфологии разрывов, формирующихся

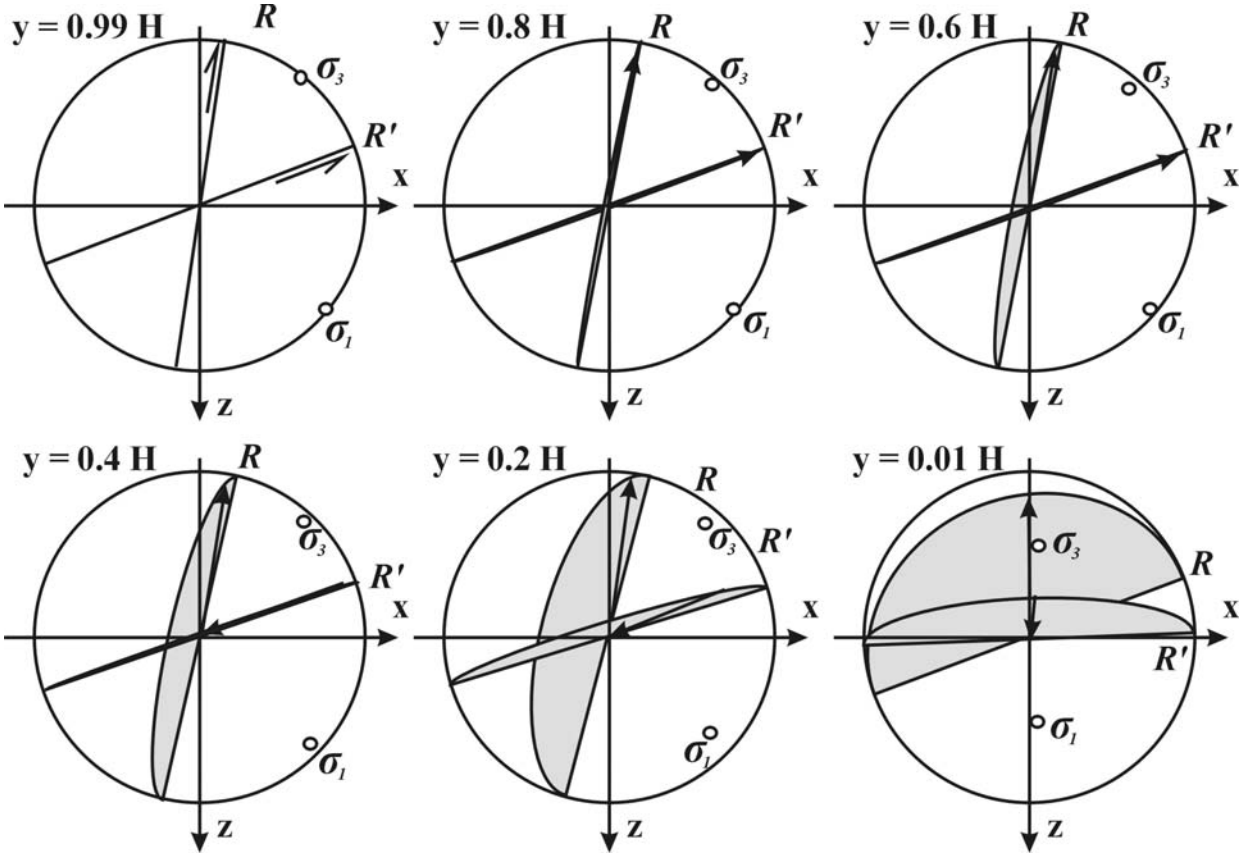


Рис. 12. Ориентация главных напряжений и площадок скалывания вблизи оси сдвигания ($x = 0.1$ Н) для разных глубин в проекциях на нижнюю полусферу

вблизи поверхности, тип вертикальных Для глубинных участков слоя полученная морфология трещин следует рассматриваться как прогнозная. Наиболее вероятно, что вблизи подошвы слоя в природном объекте развивается только одна из систем сколов – *R*-сколы.

Напряженное состояние от массовых сил. Выше мы считали, что массовые силы приводят к формированию одинаковых по величине сжимающих напряжений, действующих во всех направлениях. В этом случае девиаторных напряжений нет и следовательно дополнительные напряжения не могут привести к изменению морфологии структур разрушения, исследованную выше для напряженного состояния только от антиплоского сдвига. Далее нами будет рассмотрен случай, когда действие массовых сил приводит к возникновению девиаторных напряжений. Уровень этих девиаторных напряжений может быть невысок (первые сотни бар), однако его достаточно, чтобы внести существенные изменения в ориентации осей главных напряжений и повлиять на морфологию формирующихся структур разрушения. На самом деле подобное состояние, когда массовые силы приводят к возникновению девиаторных напряжений, более соответствует состоянию горных пород [Ребецкий, 2008] в консолидированной коре, чем состояние в котором действует только равномерное во все стороны давление.

В системе координат рис. 6 напряжения, связанные с массовыми силами (гравитационное напряженное состояние), запишутся в следующем виде [Динник, 1926; Крупенников и др., 1972]:

$$\sigma_{yy} = -\rho g(H - y), \qquad (7)$$

$$\sigma_{xx} = \sigma_{zz} = -q\gamma(H - y),$$

где $\rho\ g$ – удельный вес материала слоя (плотность, умноженная на ускорение силы тяжести), а $q \le 1$ – коэффициент, определяющий степень развития пластических или катакластических (трещинных) деформаций. В случае чисто упругого состояния [Jaeger, 1962]

$$q = \nu/(1-\nu), \qquad (8)$$

а для стадии пластического (катакластического) течения, выравнивающего все нормальные напряжения $q = 1$. В области упруго-пластического течения коэффициент q может изменяться с глубиной.

Согласно выражениям (7) тензор напряжений только гравитационного состояния отвечает одноосному сжатию $\mu_\sigma^g = +1$ при значениях максимальных касательных напряжений и всестороннего давления, определяемых из выражений:

$$\tau^g = 0.5\ (1-q)\ \gamma\ (H - y), \qquad (9)$$

$$p^g = (1+2q)\ \gamma\ (H - y)/3.$$

Следует иметь ввиду, что граница перехода от чисто упругого к упруго-пластическому состоянию может проходит на некоторой глубине от поверхности слоя (H_p). Ее положение зависит от выполнения предельного соотношения, в качестве которого можно принять критерий Друккера – Прагера, который для одноосного сжатия может быть представлен в виде:

$$2\tau/\sqrt{3} \le \left[\tau_f + k_f\left(p - p_{fl}\right)\right]. \qquad (10)$$

Здесь τ_f и k_f – соответственно внутреннее сцепление и коэффициент внутреннего трения, p_{fl} – флюидное давление, уменьшающее силы трения на хрупком разрыве. Заметим, что определение флюидного давления в природном объекте достаточно большая проблема. В первом приближения для горного массива, не имеющего ярко выраженных локальных неоднородностей развития деформаций (разломов), его значение можно принимать равным весу столба жидкости на данной глубине, т.е. считать распределенным по глубине по гидростатическому закону:

$$p_{fl} = \rho_{fl} g\left(H - y\right). \qquad (11)$$

Здесь $\rho_{fl} g$ – удельный вес флюида.

Гравитационное напряженное состояние присутствует в горных породах всегда, следовательно оно имело место и до начала движений блоков кристаллического фундамента. Рассчитаем гравитационные напряжения в предположении, что на этой стадии до начала движения блоков кристаллического фундамента распределение флюидного давления по глубине соответствовало выражению (11). Полагаем мощность осадочного чехла $H = 5$ км, удельный вес пород $\rho g = 2.7$ Г/см^3, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$, а параметры прочности $\tau_f = 25$ кГ/см^2 и $k_f = 0.6$ В этом случае согласно работе [Ребецкий, 2008] $H_p = 0.34$ км и значение для пород слоя ниже этой глубины коэффициент q изменяется по линейному закону от 0.33 ($y = H - H_p$) до 0.584 (подошва слоя $y = 0$). На рис. 13 приведены графики изменения максимальных касательных напряжений τ^g и всестороннего давления p^g, из которых видно, что в области упруго-пластического деформирования закон изменения этих параметров напряжений носит нелинейный характер.

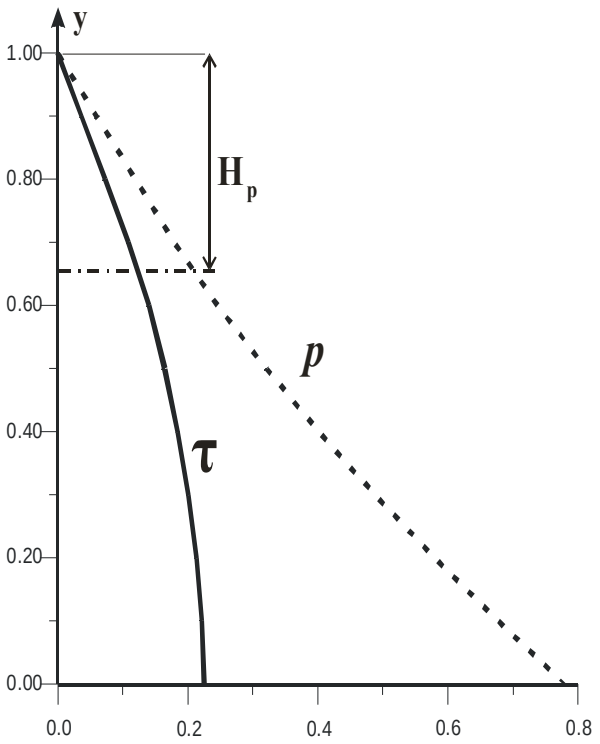


Рис. 13. Изменение по глубине слоя касательных напряжений и всестороннего давления для гравитационного напряженного состояния. Горизонтальная штрих-пунктирная линия указывает глубину смены упруго на упруго-пластического состояния

Суммарное напряженное состояние. После начала движения блоков основания (кристаллического фундамента) в слое появляются дополнительные напряжения (5), которые накладываются на действовавшие до них напряжения, вызванные действием массовых сил. В системе координат рис. 6 суммарное напряженное состояние будет складываться их касательных напряжений σ_{xz}, σ_{yz}, вызванных горизонтальными движения блоков основания модели, и σ_{yy}, $\sigma_{xx} = \sigma_{zz}$, обусловленных массовыми силами. Это напряжен-ное состояние сочетает в себе два состояния: одномерное – гравитационное (изменение параметров происходит вдоль оси *y*) и двумерное – антиплоское (компоненты тензора напряжений не зависят от координаты *z*). Поскольку первое напряженное состояние является состоянием одноосного сжатия, а второе – чистого сдвига то суммарное напряженное состояние будет являться промежуточными между этими двумя.

Как выше уже было отмечено напряженному состоянию, отвечающему только действию гравитационных сил как для чисто упругой или упругопластической стадии деформирования отвечает коэффициент Лоде - Надаи $\mu_\sigma^g = +1$ (одноосное сжатие), в то время как дополнительные напряжения, вызываемые продельным сдвигам и отвечающие задачи антиплоской деформации, характеризуются значением этого коэффициента равным нулю (чистый сдвиг). Совместное действие обоих этих факторов создает напряженное состояние, для которого коэффициент μ_σ изменяется от 0 до +1 и участки слоя с характерными значениями μ_σ отражают вклад в общее напряженное состояние каждого из рассмотренных факторов.

Наши исследования для разумных сочетаний определяющих параметров гравитационного и антиплоского состояний показали, что в нижней части слоя вблизи выхода к его подошве разлома фундамента и у поверхности слоя до глубин 0.2 H значение μ_σ практически равны нулю. Подобное распределение определяет близость в этих участках компонент девиаторных напряжений к тензору напряжений, определяемому в задаче антиплоской деформации, т.е. выражениями (5). В средней части слоя над разломом фундамента значение μ_σ приближается к 0.25. Здесь можно считать, что параметры тензора напряжений в значительно большей степени определяются движения блоков фундамента.

По мере удаления в латеральном направлении от срединной части слоя значения начинают достаточно быстро изменяться и уже на половине мощности становятся близкими к 0.6. Здесь влияние на тензор напряжений суммарного состояния оказывают оба типа воздействия: сдвиг блоков основания и массовые силы. При приближении к подошве слоя в осевой части разреза происходит быстрое увеличение влияния на суммарное напряженное состояние воздействия от сдвигания блоков фундамента. Здесь вновь коэффициент μ_σ начинает приближаться к нулю.

ОБ УСЛОВИЯХ ПОДОБИЯ ПРИ ФИЗИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ

При физическом моделировании структур разрушения во влажных глинах в обычных комнатных условиях без искусственного увеличения ускорения свободного падения роль массовых сил занижена из-за невыполнения условий подобия. Рассмотрим более подробно данное утверждение.

Очевидно, что в лабораторных моделях общим случаем нагружения является наличие двух одновременно приложенных типов воздействия:

внешнего, распределенного по границе модели, и внутреннего, распределенного по объему. Внешнее воздействие определяется приложением к участку внешней границы модели распределенных сил или заданием перемещения (скорости перемещения) участка границы. Внутреннее воздействие, распределенное по объему модели, есть результат действия сил гравитации. Здесь мы не будем рассматривать модели природных процессов, в которых распределенные по объему силы могут быть связаны с неоднородным температурным полем, флюидным давлением трещинно-порового пространства и другими физическими процессами.

При действии в модели двух типов нагружения внешнего и внутреннего в виде массовых сил, из уравнений равновесия для импульса сил, действующих в вертикальном направлении, находим, что коэффициенты подобия при физическом моделировании должны быть связаны следующим соотношением:

$$C_\tau = C_g C_\rho C_L, \qquad (12)$$

где $C_\rho \approx 1$ – коэффициент подобия по плотности, $C_L = 10^{-5}$ – коэффициент подобия по линейным размерам (мощность модели – первые сантиметры, природы – первые километры), C_τ коэффициент подобия по напряжениям. Значение этого последнего коэффициента фактически определяет значение коэффициента по ускорению свободного падения C_g. В зависимости от цели эксперимента значение C_τ для вязких влажных глин следует определить на основании одного из двух подходов.

Оценка коэффициентов подобия в моделях течения. Когда в эксперименте требуется получить деформационные структуры, формирующиеся в природе за длительные времена нагружения, критерием подобия выступает само тектоническое течение. Считая, что в природе и в модели характер взаимосвязи напряжений и скорости деформаций определяется законом вязкого течения

$$\tau = \eta\ \dot{\varepsilon}, \qquad (13)$$

получаем дополнительное соотношение для коэффициентов подобия, которое будет иметь следующий вид:

$$C_\tau = C_\eta / C_t. \qquad (14)$$

Подставив в (14) $C_\eta = 10^{-14}$ (вязкость влажной глины – 10^7 Пз для скорости деформирования 10^{-3} сек$^{-1}$ [Михайлова, Осокина, 1973], а пород осадочного чехла 10^{21} Пз для скорости деформирования 10^{-12} сек$^{-1}$) и $C_t = 10^{-9}$ (время эксперимента сутки, в природе – миллионы лет), находим $C_\tau \approx 10^{-5}$ ($C_v = C_L / C_t = 10^4$ – коэффициент подобия по скорости нагружения). Используя это значение коэффициента подобия по напряжениям и ранее приведенные значения других коэффициентов, из выражения (12) находим, что коэффициент подобия по ускорению свободного падения близок к единице. Подобное значение коэффициента подобия для ускорения свободного падения позволяет осуществлять тектонофизическое моделирование в обычных условия без применения центрифугирования.

Оценка коэффициентов подобия в моделях хрупкого разрушения. Если эксперимент нацелен на воспроизведение не просто мест появления природных разрывных нарушений, но и на анализ их морфологии (ориентации простирания, угла погружении, вектора относительного движения крыльев трещин), то C_τ следует оценивать из условия подобия предела хрупкой прочности или предела текучести

$$C_\tau = \tau^{\text{ïîä}} / \tau^{\text{ïðèð}}. \qquad (15)$$

В горных породах предел хрупкой прочности пород осадочного чехла ($\tau^{\text{ïðèð}}$) первые десятки кГ/см^2, для глин предел текучести ($\tau^{\text{ïîä}}$) составляет первые Г/см^2, что дает значение коэффициента $C_\tau \approx 10^{-4}$. Подставляя его в (12), находим, что $C_g \approx 10$, т.е. в экспериментах на глинах, выполняющихся в обычных комнатных условиях, на один порядок занижается вклад в напряженное состояние массовых сил. Для удовлетворения условия подобия по гравитационным силам следует использовать центрифугирование [Рамблер, 1970]. Однако подобные эксперименты имеют своим ограничением размеры модели, они не превышают 5–10 см, что не позволяет рассчитывать на эту технологию для изучения неоднородного простого сдвига.

Задача изучения морфологических параметров хрупкого разрушения определяет необходимость выполнения подобия и для соотношения между девиаторными и полными напряжениями, наблюдаемыми в природных массивах и создаваемых в моделях. Это в свою очередь требует близости значений коэффициента Пуассона для модельного материала (влажные глины) и горных пород. Для осадочных пород изменение значений коэффициента Пуассона лежит в диапазоне от 0.25 до 0.4.

Существуют определенные трудности при оценке этого коэффициента для влажных глин из-за низкого уровня деформаций в упругой об-

ласти их деформирования. В силу большого процентного содержания воды можно ожидать, что коэффициента Пуассона влажных глин лишь немногим меньше 0.5, достигая в отдельных случаях 0.4. Завышение значения коэффициента Пуассона в модели приводит к тому, что девиаторные напряжения, возникающие от действия только массовых сил [Ребецкий, 2008] будут меньше, чем это требуется по условиям подобия. Это предопределяет завышение роли девиаторных напряжений, за создание которых ответственно внешнее нагружение.

Заметим также, что в случае, когда в эксперименте изучается эволюция разрывных структур за длительные времена при развитии больших пластических деформаций необходимо выполнение условий подобия и по тектоническому течению, вытекающих из реологического уравнения (13).

Что произойдет, если в моделях, ориентированных на изучение закономерности и морфологии разрывообразования, не будет выполнено условие $C_g \approx 1$ и значения коэффициента Пуассона в модели будут существенно выше, чем в природном объекте, приближаясь к 0.5? В этом случае стандартное напряженное состояние, вызываемое только массовым силам будет близко к нулю и их влияние на морфологические параметры хрупких разрывов будет практически нулевым. Наши оценки [Ребецкий, 2008] показывают, что в природных объектах до глубин в 2–3 км девиаторные напряжения, вызванные массовыми силами и стесненными условиями деформирования, могут достигать 100–200 кГ/см^2. Этот уровень девиаторных напряжений сопоставим с ожидаемыми напряжениям от внешних воздействий. Скорости деформаций 10^{-15}, наблюдаемой по GPS данным, и вязкости пород осадочного чехла 10^{22}Па с отвечают напряжения в 10 МПа (100 кГ/см^2).

Все выше рассмотренные обстоятельства показывают практически непреодолимые трудности, возникающие на пути физического моделирования структур разрушения с использованием влажных глин. Вероятно, более подходящим материалом для подобного моделирования можно рассматривать влажный песок. Во всяком случае, значение коэффициента Пуассона для него близко к природному, он также обладает квазипластическими свойствами. Однако прочность сцепления его даже при большой насыщенности водой остается достаточно высокой (первые десятки Г/см^2), что не позволяет выполнить условие подобия по ускорению свободного падения. В силу указанных свойств влажный песок можно использовать при изучении развития структур разрушения при больших деформаций только для природных объектов, не имеющих больших градиентов плотности и мало развитом рельефе, в частности, для моделей горизонтального сдвигания.

Широкие возможность исследования закономерности поля напряжений и структур разрушения для различных механизмах деформирования пород осадочного чехла над активными разломами фундамента создает только математическое моделирование. Ниже будут представлены результаты анализа морфологии хрупких разрывов, опирающиеся на данные математического моделирования механизма горизонтального сдвига.

РОЛЬ ГРАВИТАЦИОННОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ НА МОРФОЛОГИЮ ХРУПКОГО СКОЛА

Если гравитационное напряженное состояние создает девиаторные напряжения значительно меньшего уровня, чем горизонтальны движения блоков фундамента (q в выражениях (7) и (9) близко к единице), то тогда данных рис. 12 достаточно для прогноза морфологии хрупких трещин в глубине слоя. Это вариант суммарного напряженного состояния фактически отвечает результатам физических экспериментов на влажных глинах.

На рис. 14 приведены результаты прогнозного расчета ориентации плоскостей хрупкого скола для суммарного напряженного состояния, когда массовые силы на начальной стадии (до смещения блоков фундамента) создавали девиаторные напряжения. При расчетах величина бокового отпора гравитационного напряженного состояния задавалась равной 0.8 от литостатического давления, а определяющих параметров задачи антиплоской деформации такие же как и при расчетах, представленных на рис. 12. Также как и для чисто антиплоской деформации оценки положения хрупких сколов опирались на упругое решение.

Непосредственно на поверхности слоя ориентация простирания *R*- и *R'*-сколов такое же как и в случае решения задачи о действии только напряжений, вызванных движениями блоков фундамента (см. рис. 12). Здесь влияние гравитационных напряжений практически отсутствует, а оси алгебраически минимального и максимального главных напряжений субгоризонтальны. Вблизи поверхности (z = 0.99 H) уже на небольшом удалении от оси сдвигания (x = 0.1 H)

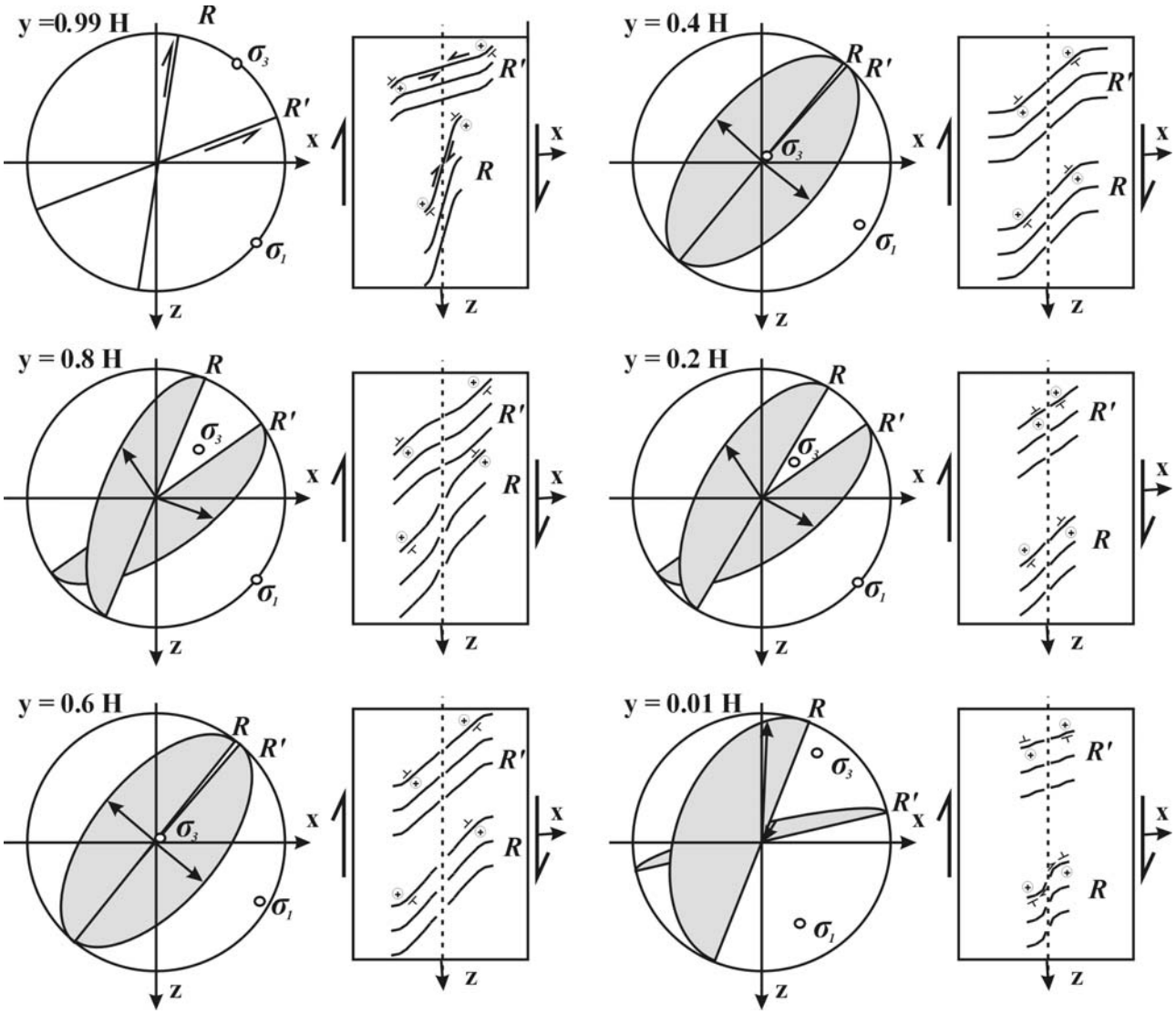


Рис. 14. Ориентация главных напряжений и площадок скалывания вблизи оси сдвигания (x = 0.1 H) для разных глубин в проекциях на нижнюю полусферу и прогноз изменения положения простирания плоскостей сколов на удалении от оси сдвигания (поднятое крыло скола обозначено +, а направление погружения плоскости – ⊥) для суммарного напряженного состояния от действия массовых сил и горизонтального движения блоков основания

плоскости *R*-сколов погружаются к осевой плоскости сдвигания, а *R'*-сколов – от нее. При этом вдоль обоих типов сколов наблюдается очень небольшая сбросовая компонента смещения. Оба этих факта различают морфологию сколов от того, что было представлено на рис. 12. Изменение знака смещения вертикальной компоненты для *R'*-сколов в сравнении с результатами, представленными на рис. 12, связано именно с действием гравитационных напряжений. Приведенные данные подчеркивают различия результатов физического моделирования (см. рис. 5) и реального природного процесса, обусловленные невозможность при постановке физического моделирования выполнить условия подобия по гравитационному воздействию.

С глубиной плоскости *R*- и *R'*-сколов разворачиваются, так что их простирания начинают постепенно сближаться, а угол погружения уменьшаться. Вблизи оси сдвигания на глубине $y = 0.7$ H углы между простиранием эти сколов менее 20°, а ось максимального сжатия имеет угол погружения больше 70°. При этом резко растет величина сбросовой компоненты смещений и уменьшается величина сдвига. Для глубины $y = 0.8$ H они практически равны друг другу, а на глубине $y = 0.7$ H компонента сброса превышает 90% от общего значения смещения бортов трещины. В средней по глубине части слоя простирания обеих систем сколов практически параллельны друг другу. Здесь влияние гравитационных напряжений на общее напряженное состояние максимально. Обратим внимание, что в этом диапазоне глубин ориентация оси алгебраически максимального напряжения (главного

девиаторного растяжения) остается такой же как вблизи поверхности. Разный азимут погружения плоскостей каждой из систем сколовых трещин, существующих в разных бортах зоны сдвигания, определяет винтообразную изогнутость плоскостей скалывания.

Еще глубже, начиная с $y = 0.3$ Н простирания плоскостей скалывания вновь начинают расходиться, меняется угол погружения каждой из систем сколов, а ось максимального сжатия постепенно становится более пологой Начиная с этих глубин вновь проявляется влияние напряжений, вызываемых горизонтальным движением блоков фундамента. При этом следует иметь ввиду, что это влияние резко ослабевает по мере удаления от осевой плоскости зоны сдвигания (см. рис. 10). Вблизи подошвы фундамента ($y = 0.01$ Н) на очень небольшом удалении от оси сдвигания ($y = 0.01$ Н) оси алгебраически максимального и минимального главных напряжений имеют углы погружения около 40°, а их простирания отклонены от оси сдвигания на углы менее 35°. Здесь напряженное состояние близко к взрезовому режиму [Ребецкий, 2007]. Для этого состояния характерным является субвертикальная и субгоризонтальная ориентация плоскостей сколовых трещин. В нашем случае вблизи оси сдвигания.

Расчеты показывают, что для небольших глубин по мере удаления от оси сдвигания происходит разворот простирания плоскостей скалывания, они становятся субпараллельны друг другу. Таким образом в плане трещины одной системы для обоих бортов зоны сдвигания принимают *S*-образную форму. Этот разворот определяется уменьшением влияния на суммарное напряженное состояние напряжений, вызываемых смещением блоков основания (фундамента). В этом случае роль девиаторных напряжений от гравитационного напряженного состояния становится определяющей. Поскольку это состояние соответствует горизонтальному растяжению, то в этой части сколов относительно общей амплитуды увеличивается компонента сброса в смещениях его бортов. Гравитационному состоянию отвечает равенство напряжений главных напряжений, действующих в латеральном направлении. Вероятно, разворот простирания обоих систем прогнозируемых сколов до субортогонального к оси сдвига связано с точностью наших оценок и его не надо воспринимать как твердо установленное.

Мы исследовали влияние на морфологию систем прогнозируемых сколовых трещин напряжений дополнительного сжатия или растяжения, действующих в латеральном направлении. На рис. 15 в проекциях на нижнюю полусферу показана ориентация плоскостей скалывания и направление смещения «висячего» крыла трещины для случая, когда ортогонально оси сдвигания в латеральном направлении действует дополнительное растяжений, постоянной по глубине интенсивности (формирование зоны сдвигания в обстановке дополнительного растяжения). Уровень этих напряжений составлял менее 7% от величины литостатического давления на подошве слоя. Дополнительные девиаторные напряжения от этого латерального растяжения составляли менее 40% от величины девиаторных напряжений, вызываемых массовыми силами также у подошвы слоя. Таким образом, дополнительные напряжения были достаточно значимы, но уровень девиаторных напряжений, ими создаваемый, был сопоставим с уровнем девиаторных напряжений, создаваемых гравитационным напряженным состоянием. Как следует из графики, приведенной на рис. 15, ориентация плоскостей скалывания вблизи оси сдвигания практически не изменяется. Наибольшее влияние дополнительное латеральное растяжение оказывает на морфологию сколов на несколько большем удалении от оси сдвига, где в сравнении с данными, приведенными на рис. 14 меняется направление изгиба простирания сколов.

Объединенные системы сколы обоих крыльев зоны сдвигания принимают зеркально перевернутую *S*-образную форму. Разворот обоих систем сколов происходит в одном направлении, так, что их простирания стремятся стать ортогональными ориентации дополнительного растяжения. Подобное изменение геометрии *R*-сколов (*R'*-сколы в природе на продвинутых стадиях образования зоны сдвигания образуются редко [Keller et al., 1982]) может являться хорошим прогностическим фактором для определения ориентации оси главного растяжения исходного (до формирования зоны сдвигания) или регионального (масштаб осреднения с характерным-линейным размером много большим протяжен ности зоны сдвигания) напряженного состояния.

Отметим, что введение в ортогональном к оси сдвигания направлении дополнительного сжатия приводит к изгибу простирания обоих прогнозируемых систем сколов на некотором удалении от центральной части в противоположном направлении, чем это показано на рис. 15 и в соответствии с тем, что было изображено на рис. 14 для средних по глубине горизонтальных планов. Для глубинных участков слоя полученная морфология трещин следует рассматриваться как прогнозная. Наиболее вероятно, что вблизи подошвы слоя в природном объекте развивается только одна из систем сколов – *R*-сколы.

Таким образом, прогнозируемая согласно на

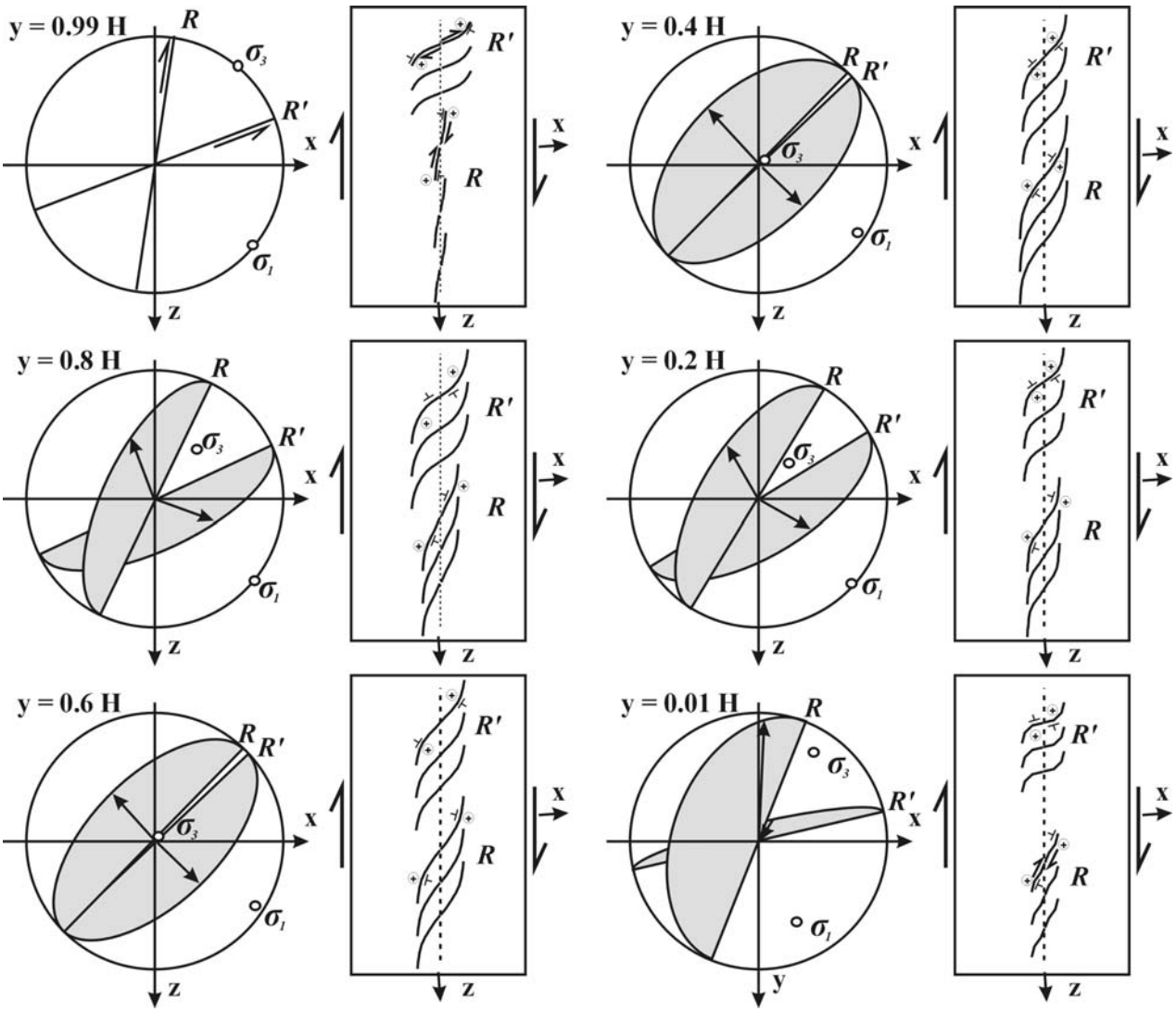


Рис. 15. Ориентация главных напряжений и площадок скалывания вблизи оси сдвигания (x = 0.1 H) для разных глубин в проекциях на нижнюю полусферу и прогноз изменения положения простирания плоскостей сколов на удалении от оси сдвигания (поднятое крыло скола обозначено +, а направление погружения плоскости – ⊥) для суммарного напряженного состояния от действия массовых сил, горизонтального движения блоков основания и латерального растяжения

шим расчетам форма поверхности *R*-сколов, развивающаяся по всей глубине зоны сдвигания обоих ее крыльев, в большей части мощности слоя совпадает с формой приведенной в работе [Sylvester. 1988] (см. рис. 16). Ее построение Сильвестер объяснил необходимостью совместить простирание этих сколов на поверхности модели и ориентацию сдвига блоков фундамента. Различия наблюдаются в самой нижней части слоя вблизи фундамента. Здесь согласно нашим оценкам углы погружения *R*-сколов уменьшаются, их плоскости должны выполаживаться, а простирание плоскости разворачиваться ближе к оси сдвигания в сравнении со средними глубинами. Заметим, что не смотря на некоторый разворот простирание *R*-сколов не совпадает с осью сдвигания. Можно предположить, что в реальных материалах вблизи фундамента может происходить

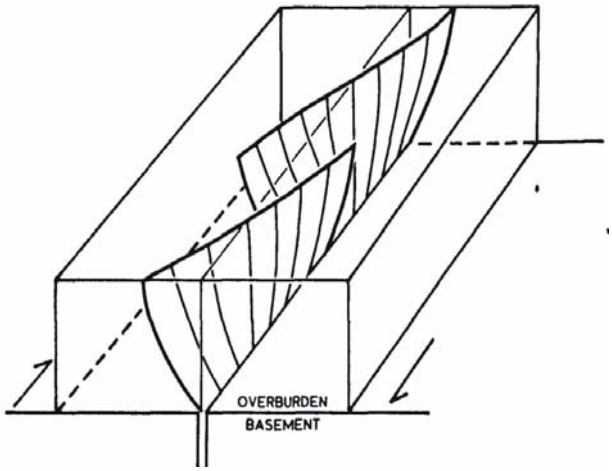


Рис. 16. Прогноз формы поверхности *R*-сколов в глубине модели, данный в работе [Sylvester. 1988]

заложение трещин типа *L*-сколов также как это наблюдается в экспериментах на глинах вблизи поверхности.

Предположение о возможности появления таких *L*-сколов у подошвы слоя над смещающимися блоками фундамента сближает результаты наших оценок и прогноз, выполненный в работе [Sylvester. 1988].Однако ни в этой работе, ни в других исследованиях морфологии хрупких разрывов [Harris, Cobbold, 1984; Hancok, 1985; Naylor, Mandl, 1986] в зоне сдвигания не говорится о сбросовой компоненте смещения разрывов, выраженных на поверхности как *R*-сколы. Эта компонента в экспериментах на песчаных [Naylor, Mandl, 1986] и глиняных [E. Cloos, 1955] моделях и не могла быть получена из-за отмеченного выше невыполнения условия подобия по гравитационной компоненте.

Таким образом, данные, представленные на рис. 14, 15, впервые с теоретических позиций механики разрушения дают прогноз структур в глубине зон сдвигания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный нами обзор показал, что в зависимости от способа внешнего нагружения в моделях может возникать поле напряжений различной закономерности от однородного во всем объеме, до неоднородного в двух направлениях (вкрест оси сдвигании и по глубине). При прогнозе структур разрушения участка осадочного чехла, подвергающегося сдвиговому режиму нагружения, следует выяснить специфику условий нагружения, разделяя сдвиг за счет движения боковых масс (неоднородный по латерали) и сдвиг за счет движения блоков фундамента (неоднородный по глубине). Условия внешнего нагружения предопределяют место локализации разрушений и кулисообразный характер разрывов в зоне сдвигания.

Результаты математического моделирования, показали, что в моделях горизонтального сдвигания, вызываемого движением жестких подложек, формируется неоднородное напряженного состояния не только по латерали (вкрест простирания зоны сдвигания), но и по глубине. Подобная неоднородность определяет изменение ориентации осей главных напряжений в объеме модели, что предопределяет смену типа напряженного состояния от взрезового у подошвы модели на небольшом удалении от оси сдвигания до сдвигового вблизи поверхности, а также по всей глубине модели вдоль оси сдвигания. Сделанный нами обзор показал, что этот важный вывод, который был получен еще в конце 80х годов прошлого века, остался незамеченным, хотя он определял изменение морфологии и кинематики структур разрушения в глубине модели (взбросы и сбросы у подошвы и сдвиги у поверхности). В ряде экспериментов (модели В.Д. Парфенова и С.А. Борнякова) даже по наблюдениям за поверхностью модели было замечено наличие небольшой сбросовой компоненты у *R*-сдвигов и взбросовой у *R*'-сдвигов. Эта кинематика структур разрушения соответствует прогнозируемой из математического моделирования.

Еще один важный вывод следует из анализа соблюдения условий подобия при моделировании. Оказалось, что моделирование с соблюдением условий подобия пытались осуществлять только для влажных глин. Наш анализ условий проведения этих экспериментов показал, что расчет коэффициентов подобия делался в условиях естественной силы тяжести, исходя из положения о подобии деформационных процессов на длительных временах, т.е. требовали выполнения условия подобия по вязкости. Однако если задачей эксперимента является изучение морфологии формирующихся трещин, то условия подобия следует рассчитывать из условия одинаковости реализуемого в природе и в модели типа хрупкого разрушения (по Мизесу или Кулону) и подобия прочностных параметров. Наши расчеты показали, что в этом случае в проводившихся экспериментах сила тяжести должна быть почти на порядок больше естественной. Из указанного факта следовало, что в экспериментах на глинах сила тяжести была недооценена.

Кинематика разрывов и их морфология зависят от сочетания напряженных состояний от внешнего условия нагружения и от внутренних – массовых сил. Поскольку по глубине эти факторы изменяют свою интенсивность неодинаково, то параметры разрывных нарушений по глубине разрезов должны изменяться. Учет этих положений важен для безопасной и эффективной эксплуатации месторождений. Представленные в настоящей работе результаты хорошо согласуются с данными, полученными в результате применения технологии 3Д-сейсмики [Гогоненков и др., 2007]. В осадочном чехле районов разработки углеводородных залежей Западной Сибири выявлены кулисообразные разрывные структуры, имеющие ярко выраженную сбросовую компоненту смещения. В указанной высказывается аргументированная гипотеза о формировании этих структур в результате горизонтального сдвигания глубинных разломов кристаллического фундамента (глубины 3–4 км). Пропеллерообразный вид поверхности указанных разрывов обоих крыльев зоны сдвига и разворот их простирания по мере удаления от оси сдвигания подобен изменению простирания *R*-сколов, представленном на рис. 16.

Работа выполнена при поддержке грантом РФФИ 09-05-01022, 09-05-01291.

ЛИТЕРАТУРА

Адамович А.Н. Математическое моделирование напряженного состояния в зонах разломов и оценка условий их активизации. Иркутск: ИЗК СО АН СССР. 1985. Деп. в ВИНИТИ 08.08.85. № 5932-85. 13 с.

Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: МГУ. 1956. 493 с.

Андрейкив Ф.Е. Разрушение квазихрупких тел с трещинами при сложном напряженном состоянии. Киев: Наукова думка. 1979. 138 с.

Бабичев А.А. О некоторых принципиальных вопросах использования критериев подобия при моделировании трещин и разрывов // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 36-42.

Бабичев О.В., Стаховская З.И., Соболев Г.А. и др. О влиянии давления на процессы подготовки и предвестники разрушения горной породы // Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли. 1981. № 1. С. 26-35.

Баренблатт Г.И. Об основных представлениях теории равновесных трещин, образующихся при хрупком разрушении // Проблемы механики сплошной среды. М.: Изд. АН СССР. 1961.С. 29-45.

Бокун А.Н. Некоторые закономерности образования разрывных зон в осадочном чехле при погружении блоков фундамента (по результатам физического моделирования) // Эксперим. тектон. и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка. 1991. С. 112-120.

Бокун А.Н. Структурные особенности сдвиговых зон на завершающей стадии их развития (по результатам физического моделирования) // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. Тез.докл. Всесоюзн. Симп. «Эксперим. тект. в решении задач теорет. и практ. геол.». М.: Изд. ИФЗ АН СССР. 1991. С. 115-116.

Бокун А.Н., Воронов П.С. Тезисы докладов 1-го Всес. Сов. По сдвиговой тектонике. Вып.1. Л.: 1988.

Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические напряжения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука. 1991. С. 37-52.

Бондаренко П.М., Сим Л.А. Моделирование полей тектонических напряжений в зонах динамического влияния разломов Карелии (в связи с прогнозом сейсмической опасности). // Тектонофиз. аспекты разломообразования в литосфере. Тез. Всесоюз. сов. «Разломообразов. в литосф.: тектонофиз. аспекты». Иркутск: 1990. С. 62.

Бондаренко П.М., Лучицкий И.В. Сдвиги и зоны скалывания в тектонических полях напряжений // Разломы земной коры. Новосиб.: 1982. С. 159-182

Бондаренко П.М.. Лучицкий И.В. Сдвиги и зоны скалывания в тектонических полях напряжений // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука. 1985. С. 159-182.

Борняков С.А. Динамика развития деструктивных зон межплитных границ (результаты моделирования) // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 3-10.

Борняков С.А Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосиб.: 1981. С. 26-44.

Борняков С.А, Адамович А.Н. Механизм сегментации и характер взаимодействия сегментов (по результатам физического и математического моделирования) // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М.: Изд. ОИФЗ. 2002. С. 203-211.

Борняков С.А. Закономерности структурно-динамического развития сдвиговой зоны и их отражение во фрактальных размерностях (по результатам физического моделирования) // Теория диссипативных структур в геологическом анализе. Материалы IV конференции по геологической синергетике. 1998. С. 18-20.

Борняков С.А. Количественный анализ параметров разномасштабных сдвигов // Геология и геофизика, 1990. № 10. С.34-42.

Борняков С.А. Механизм сегментации разломов и их фрактальные свойства (по результатам физического моделирования // Материалы XXXII Тектонического совещания 2-5 февраля 1999 г., Москва. М.: 1999. С. 92-96.

Борняков С.А. Моделирование сдвиговых зон на упруговязких моделях // Геология и геофизика.1980. № 11. С. 75-84.

Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруго-вязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосиб.: СО Наука. 1981. С. 26-44.

Борняков С.А., Гладков А.С., Адамович А.Н. и др. Информационная энтропия и фрактальная размерность как критерии самоорганизации систем разрывов в зонах разломов (по результатам физического моделирования) // ДАН 2003. Т. 391, № 2. С. 250-253.

Борняков С.А., Гладков А.С., Матросов В.А., Адамович А.Н., Клепиков В.А. Нелинейная динамика разломообразования по результатам физического моделирования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 85-95.

Борняков С.А., Шерман С.И. Многоуровневая самоорганизация деструктивного процесса в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Физическая мезомеханика. 2000. Т. 3, № 4. С. 107-115

Борняков С.А., Шерман С.И. Стадии развития сдвиговой зоны и их отражение в соотношениях амплитуд смещения с длинами разрывов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 7. С. 712-718.

Борняков С.А., Шерман С.И., Гладков А.С. Структурные уровни деструкции в сдвиговой зоне и их отражение во фрактальных размерностях (по результатам физического моделирования) ДАН. 2001. Т. 377, № 1. С. 72-75.

Борняков С.А., Шерман С.И., Гладков А.С. Фрактальная размерность как показатель качественного состояния деструктивного процесса в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В.Гзовского). М:. Изд. ОИФЗ. 2002. С. 186-193.

Буддо В.Ю., Бабичев А.А. Закономерности развития деформаций в зоне формирующегося сдвига (результаты моделирования) // Эксперим. тектон. В решении задач теорет. и практич. геол. тезисы докл. 2-го Всес. Симп. Киев: 1987. С. 59-60

Буддо В.Ю., Бабичев А.А. Методика и эксперимент по изучению поля сдвиговых деформаций в объеме упруговязкопластичной модели. // Эксперим. тект. в решении задач теорет. и практич. геол. тезисы докл. 2-го Всес. Симп. Киев: 1987. С. 69-70

Буддо В.Ю., Бабичев А.А. Миграция деформаций в развивающихся зонах крупных сдвигов (моделирование) // Активные разломы: методы изучения, морфология, кинематика, геодинамика. Тезисы. М.: Иркутск. 1989. Ч. 1. С. 4

Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В. и др. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд. АН СССР. 1963. С. 5-33.

Гарагаш И.А., Жорин В.А., Лившиц Л.Д., Николаевский В.Н. Сверхпластическое течение материала внутри разлома // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1986. № 1. С. 12-24.

Гептнер Т.М. Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций // Вестн. МГУ, сер. геол. 1970. № 4. С. 81-89.

Гзовский М.В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов // Изв. АН СССР, серия геоф. 1954. №6.

Гзовский М.В. Методы моделирования в тектонофизике // Сов. геол. № 4. 1958.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, Ч.I, II.М.: АН СССР. 1959. 255 с.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч.III, IV. М.: АН СССР. 1963.544 с.

Гзовский М.В. Моделирование тектонических процессов // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат. 1960.

Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Кузнецова И.Н. Применение поляризационно-оптического метода при моделировании геологических процессов. // Поляризационно-оптический метод исследования напряжений. Л.: Изд. ЛГУ. 1960.

Гзовский М.В., Осокина Д.Н. и др. Моделирование влияния древних разрывов в земной коре не ее напряженное состояние // Труды VII Всес. конф. по поляризационно-оптическому методу исследования напряжений. Таллин: 1971.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.

Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс. 2005. 572 с.

Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журнал. 1984. Т. 6, № 3. С. 3-10.

Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов. // Геофиз. журнал. 1984. Т. 6, № 4. С. 3-14.

Гинтов О.Б., Исай В.М. Кинематические особенности взаимодействия между структурами второго порядка сколовых разломов центральной и западной части Украинского щита // Докл. АН УССР, сер. Б. 1985. № 3. С. 11-14.

Гинтов О.Б., Исай В.М. Методы морфокинематического анализа разломов // Геофиз. журн. 1986. Т. 8, № 1. С. 53-61.

Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3-18.

Гольштейн Р.В., Капцов А.В. Формирование структур разрушения слабо взаимодействующих трещин // Изв. АН СССР, МТТ. 1982. № 4. С. 173-182.

Григорьев А.С. О математическом моделировании в тектонофизике // Эксперим. тект. и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка. 1991. С. 21-29.

Григорьев А.С. Волович И.М., Ребецкий Ю.Л. Задача о кинематике и напряжённом состоянии слоя при смешанных краевых условиях в связи с интерпретацией современных движений в плат форменных областях // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1989. № 7. С. 38-54.

Гутерман В.Г. Механизмы тектогенеза. Киев: Наукова думка. 1987. 171 с.

Гутерман В.Г., Кобылянский В.Б. Морфологические особенности сдвиговых зон разного генезиса (результаты моделирования на центрифуге) // Эксперим. тект. в решении задач теорет. и практ геол., тезисы докл. 2-го Всес. Симп. Киев: 1987. С. 29-30.

Динник А.Н. О давлении горных пород и расчете крепи круглой // Инженерный работник. 1926. № 3. С. 1-12.

Емец В.С., Корчемагин В.А., Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В. // Эксперим. тект. в решении задач теорет. и практ геол., тезисы докл. 2-го Всес. Симп. Киев: 1987. С. 79-80

Забродин П.С., Мишин Н.И., Тихонов С.Д. Методические указания по геометризации и прогнозу разрывных нарушений в пределах выемочных участков для шахт Кузбасса. Л.: ВНИМИ. 1973. 73 с.

Исай В.М. Закономерности разломообразования в консолидированной коре // Эксперим. тект. и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка. 1991. С. 158-165.

Кобылянский В.Б. Влияние граничных условий на сколообразование в моделях простого сдвига и сжатия // Эксперим. тект. и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка. 1991. С. 103-106.

Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Молодые сдвиги обрамления Тихого океана // Геотектоника. 1982. № 2. С. 3-18.

Кокер Э., Файло Л. Оптический метод исследования напряжений. ОНТИ. 1936.

Крупенников Г.А., Филатов Н.А., Амусин Б.З., Барковский В.М. Распределение напряжений в природных массивах. М.: Недра. 1972. 143 с.

Лир Ю.В., Шакин С.С. Математическое моделирование напряжений на участках кулисообразных трещин // Изв.ВУЗов, геол. и разв. 1988. № 9. С. 33-37.

Лир Ю.В., Шакин С.С. Строение и эволюция рудовмещающих разрывных нарушений сдвигового типа. //Сдвиговые тектонические напряжения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука. 1991. С. 149-161.

Лир Ю.В., Шакин С.С. Условия активизации кулисообразно расположенных рудовмещающих сдвигов. М.: 1987. Деп. В ВИЭМС 24.07.87, № 451. 20 с.

Лир Ю.В., Шакин С.С., Кистеров К.В. Особенности развития рудовмещающих трещинных структур // Геология рудных месторождений. 1982. № 1. С. 23-30.

Лобацкая Р.М. Об изменении линейных размеров структур оперения в крыльях крупных разломов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 5. С. 1209-1211.

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука. 1965. 210 с.

Лукьянов А.В. Эксперимент в тектонике // Экспериментальная тектоника. М.: Наука. 1989. С. 9-31.

Лучицкий И.В., Бондаренко П.М., Громин В.И. Изучение разломов экспериментальными методами // Разломы земной коры. М.: Наука. 1977. С. 144-154.

Майданович И.А. Структуры узлов пересечения крупных сдвигов в южной части Донецкого бассейна // Геотектоника. 1972. № 4. С. 69-75.

Михайлова А.В. Методика количественной оценки перемещений, деформаций и напряжений в пластических непрозрачных моделях // Тектнофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука. 1971. С. 38-48.

Михайлова А.В. Методические вопросы создания и исследования тектонических моделей с применением пластичных эквивалентных материалов // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука. 1989. С. 209-227.

Михайлова А.В. Изучение механизмов формирования тектонических структур в осадочном чехле над активными разломами фундамента с применением физического моделирования // Напряжения в литосфере. Тез. докл.1-го Междунар. семинара. М.: Изд. ИГИРГИ. 1994. С. 112-113.

Михайлова А.В. Исследование механизмов формирования тектонических структур в слое над активными разломами фундамента в свете учения М.Г. Гзовского // Тектонофизика сегодня. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2002. С. 212-224.

Михайлова А.В. Геодинамические характеристики структур, образовавшихся в слое над активными разломами фундамента // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сб. Трудов Восьмых геофиз. чтений им. В.В. Федынского. М.: ГЕРС. 2007. С. 111-118.

Михайлова А.В., Осокина Д.Н. Изучение соотношений между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и величиной деформаций на глубине (на моделях) // Современные движения земной коры. Тарту: 1973. № 5. С. 589-594.

Мораховский В.Н. Сдвиги и сдвиговые деформации в земной коре // Сдвиговые тектонические напряжения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука. 1991. С. 20-26.

Муди Д.Д., Хилл МЛ. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Мир. 1960. С. 265-333.

Надаи А. Пластичность. М.: Л: Мир. 1936. 280 с.

Невский В.А. О внутреннем строении разломов // Геотектоника. 1967. № 1. С. 83-96.

Несмеянов С.А., Бархатов И.И. Новейшие и сейсмогенерирующие структуры Западного Гиссаро-Алая. М.: Наука. 1978. 119 с.

Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука. 1973. 239 с.

Новожилов В.В. Основы нелинейной теории упругости. М.-Л.: 1948. 211 с.

Осокина Д.Н. Пластичные оптически активные материалы для моделирования тектонических процессов // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат. 1960.

Осокина Д.Н. Пластичные и упругие низкомодульные оптически-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: АН СССР. 1963. 196 с.

Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 139-162.

Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 74-119.

Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрыву с тектоническим полем напряжений и некоторые вопросы разрушения массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 120-136.

Осокина Д.Н. Количественный анализ взаимосвязей смещений по разрывам с полями напряжений и вторичное разрывообразование // Эксперим. тект. и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка. 1991. С. 72-83.

Осокина Д.Н. Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 220-245.

Осокина Д.Н. Поле напряжений, разрушение и механизмы деформирования геосреды в зоне разрыва (математическое моделирование) // Тектонофизика сегодня. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2002. С. 129-172.

Павлинов В.Н. Глубинные сдвиги и парагенетически сопряженные с ними дизъюнктивные структуры // ИзвВузов, Геология и разведка. 1977. № 8. С. 3-14; № 9. С. 3-13.

Парфенов В.Д., Жуковский С.Д. Моделирование хрупкого разрушения в условиях деформации сдвигания // Геотектоника. 1966. № 4. С. 112-117.

Плотников Л.М. Роль сдвига в деформациях геологических тел // Сдвиговые тектонические напряжения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука. 1991. С. 27-37.

Плотников Л.М. Структуры сдвига в слоистых геологических телах. Л.: Недра. 1991. 151 с.

Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.-Л.: Изд. АН СССР. 1939. 149 с.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига // Новосиб.: СО Наука. 1991. 262 с.

Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир. 1970. 224 с.

Ребецкий Ю.Л. Напряжённое состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 41-57.

Ребецкий Ю.Л. Напряжённое состояние слоя при продольном сдвиге // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1988. № 9. С. 29-35.

Ребецкий Ю.Л. О кинематике поверхности земной коры в областях с длительно действующими сдвиговыми напряжениями (математическое моделирование) // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. Тез. докладов III Всес. Симп. «Эксперимент. тект. в решении задач теорет. и практ. геол.» М.: Изд. ИФЗ АН СССР. 1991. С. 148-149.

Ребецкий. Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещений // Геофизический журнал. 2005. Т. 27, № 1. С. 39-54.

Ребецкий. Ю.Л. Тектонические напряжения, метаморфизм и модель очага землетрясений // Доклады РАН. 2005. Т 400, № 3. С. 372-377.

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т 47, № 11. С. 1192-1206.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: ИКЦ Академкнига. 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т 1, № 11. С. 66-73

Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы // Отв. ред. П.С. Воронов. СПб.: Наука. 1997. 591 с.

Ружич В.В, Шерман С.И. Оценка связи между длиной и амплитудой разрывных нарушений // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосиб.: 1978. С. 52-57.

Саньков В.А., Семинский К.Ж. Анализ смещений по разрывам в зоне формирующегося трансформного разлома // Изв.ВУЗов, Геология и разведка. 1988. №4.

Семинский К.Ж. Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика. 1986. № 10. С.9-18.

Семинский К.Ж. Общие закономерности динамики структурообразования в крупных сдвиговых зонах. // Геология и геофизика. 1990. № 4.

Семинский К.Ж. Пространственно-временные взаимоотношения между тектоническими нарушениями в разрывных зонах // Геология и геофизика. 1991. № 3. С. 74-84.

Семинский К.Ж. Соотношения углов между системами сопряженных трещин вблизи сместителей сдвигов, сбросов и надвигов // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 3. С. 361-363.

Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск: ИЗК СО АН СССР. 1986. Деп. ВИНИТИ 13.08.86. №5762-В86. 130 с.

Семинский К.Ж. Миграция зоны опережающих разрывов при формировании крупных сдвигов // Эксперим. тект. и полевая тектонофизика. Киев. Наукова думка. 1991. С. 244-252.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Новосиб.: Изд. СО РАН филиал Гео. 2003. 242 с.

Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам // Изв.Вузов, Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3-27.

Семинский К.Ж., Гладков А.С. Новый подход к изучению тектонической трещиноватости в разрывных зонах // Геология и геофизика. 1991. № 5. С. 130-140.

Сим Л.А., Сергеев А.А. Методика изучения неотектонических напряжений и разломной тектоники платформенных областей) // Неотектоника и совр. геодинамика контин. и океанов. Тез. докл. XX1X Тект. сов. М.: 1996. С. 135-136.

Сим Л.А. Возрастные и ранговые взаимоотношения парагенезов оперяющих разрывов сдвиговых зон в связи с реконструкцией неотектонических напряжений платформ. // Структурные парагенезы и их ансамбли. М-лы сов. М.: ГЕОС. 1997. С. 158-161.

Ситтер Л.У. Структурная геология. М.: Изд. Иностр. лит-ры. 1960. 470 с.

Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.

Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред: В 2-х частях. М.: Мир. 985. 727 с.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144 с.

Уэлман Г.В. Сдвиговые (транскуррентные) системы разрывов // Земная кора и верхняя мантия. М.: 1972. С. 468-473.

Черезов А.М., Шубин Г.В. Волновой механизм формирования разрывных зон // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО РАН. 1990. Вып. 755. С. 136-144.

Чернышев С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука. 1983. 240 *с.*

Шамина О.Г., Павлов А.А., Стрижков С.А. Моделирование сдвиговой подвижки по готовому разлому с трением // Исследования по физике землетрясений. М.: 1976. С. 55-67.

Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. №10. С. 10-19.

Шерман С.И., Гинтов О.Б., Борняков С.А. и др. Характер разломообразования в консолидированной земной коре и моделирование зон скалывания // Геофиз. журн. 1988. Т. 10, № 1. С. 13-20.

Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы (тектонофиэический анализ проблемы) // Проблемы разломной тектоники. Новосиб.: 1981. С. 5-26.

Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика. 1984. № 3.С.8-18.

Шерман С.И., Борняков С.А. Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосиб.: СО Наука. 1983. 112 с.

Шерман С.И., Борняков С.А. Эволюция сдвиговых деструктивных зон литосферы: интерпретация результатов физического моделирования на базе мезомеханики // Тектоника Неогея: общие и региональные аспекты. М.: 2001. Т. 2. С. 320-324.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосиб.: СО Наука. 1983. 112 с.

Шерман С.И., Гинтов О.Б., Борняков С.А. и др. Характер разрывообразования в консолидированной земной коре и моделирование зон скалывания // Геофизический журнал. 1988. Т. 10, № 1. С. 13-20.

Шерман С.И., Молчанов А.Е., Адамович А.Н., Саньков В.А. Неравномерность проявления

сейсмичной активности в сдвиговых зонах // Геология и геофизика. 1989. № 11. С. 3-11.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосиб.: СО Наука. 1991. 261 с.

Шерман С.И.,Борняков С.А, Буддо В.Ю. и др. Моделирование механизма образования сейсоактивных разломов в упруговязкой среде // Геология и геофизика. 1985. № 10. С. 9-19.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (по результатам моделирования). Новосиб.: СО Наука. 1983. 112 с.

Экспериментальные методы исследования деформаций и напряжений: Справочное пособие / Ред. Б.С. Касаткин. Киев: Наукова Думка. 1981. 584 с.

An L.-J., Sammis C.G. Development of strike-slip faults: shear experiments in granular materials and clay using a new technique // J. Struct. Geology. 1996. V. 18, No 8. P. 1061-1077.

Ayrton S. High fluid pressure, isothermal sufaces and the initiation on nappe movement // Geology. 1980. V. 8. P. 172-174.

Biddle, K.T., Cristie-Blick N. Glossary - Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation // Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of Economic paleontologists and mineralogists. 1985. Special publication No 37. P. 375-385

Bombolakis E.G. Photoelastic study of initial stages of brittle fracture in compression // Tectonophysics. 1968. V. 6, No. 6. P. 461-473.

Bornyakov S.A., Adamovich A.N. Mechanism of fault segmentation and character of segment interaction (from results of physical and mathematical simulation). // Journal of Earthquake Prediction Research. 2000. V. 8, No 4. P. 471-485.

Braun J. Three-dimentional numerical simulations of crustal-scale wrenching using a non-linear failure criterion // J. Struct. Geology. 1994. V. 16, N 8. P. 1173-1186.

Chinnery M.A. The stress changes that accompany strike slip faulting // Geol. Soc. Am. Bull. 1963. V. 53, No 5. P. 921-932.

Choukroune P., Gapais D., Merle O. Shear criteria and structural symmetry // J. Struct. Geology. 1987. V. 9. P.525-530.

Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns // Bull. Geol. Soc. Amer. 1955.V. 66, No 3. P. 231-256.

Cloos E. Experimental of Gulf Coast fracture patterns // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1968. V. 52, No 3. P. 182-187.

Cloos H. Experiment zur inneren tektonik // Z. Mineral. 1928. V. 12. P. 609-621.

Cloos H. Zur experimentellen Tektonik. 1. Vergleichende Analyse dreier Verschiebungen. Geol. Rundschau. 1930. V. 21, No 6. P. 353-367.

Cloos H. Zur experimentellen Tektonik. Methodik und Beischpiele. Naturwissenschaften, Jahrg. 1930. 18. H.34. P. 741-747.

Courtillot V., Tapponier P., Varet J. Surface features associated with transform faults: a comparison between observed examples and an experimental model // Tectonophysics. 1974. V. 24. P. 317-329.

Coward M.P., Nell P.R., Talbot J. An analysis of the strain associated with the Moine thrust zone, Assynt, Northwest Scotland // Structural geology of fold and thrust belts Baltimor and London: Johns Hopkins Univ. Press. 1992. P. 105-122.

Cowie P.A., Shipton Z.K. Fault tip displacement gradients and process zone dimensions // J. Struct. Geology. 1998. V. 20, No 8. P. 983-997.

Cox S.J.D., Scholz C.H. On the formation and growth of faults: An experimental study // J. Struct. Geology. 1988. V. 10. P.413-430.

Cox S.J.D., Scholz C.H. Rupture initiation in shear fracture of rocks: an experimental study // J.Geophys. Res. 1986. V. 93, No B4. P. 3307-3320.

Daly M.C. et al. The reactivation of steep basement shear zones and their influence on rift basins in Africa // Inversion Tectonics. Geol. Soc. Srec. Publ. 1989. No 44. P. 309-334

Dauteuil O., Mart Y. Analogue modeling of faulting pattern, ductile deformation and vertical motion in strike-slip fault zones // Tectonics. 1998. V. 17, No 2. P.303-310.

Dubey A.K. Model experiments showing simultaneous development of folds and transcurrent faults // Tectonophysics. 1980. V. 65. P. 69-84.

Emmons R.C. Strike-slip rupture patterns in sand models // Tectonophysics. 1969. V. N 7. P.71-87

Filder G. Strike-slip faulting in the Vaporum region of the Moon // Quart. J. Geol. Soc., 1964. V. 120.

Fox P.J., Gallo D.G. A tectonic model for ridge – transform – ridge boundaries: Implication for the structure of oceanic lithosphere // Tectonophysics. 1984. V. 104. P. 205-242

Garfunkel Z., Ron H. Block rotation and deformation by strike-slip faults 2. The properties of a type of macroscopic discontinuous deformation // J. Geophys. Res. 1985. V. 90, No B10. P. 8589-8602

Granier T. Origin, damping and pattern of development of faults in granite // Tectonics. 1985. V. 4. No 7. P. 721-737.

Hancock P.L. Brittle mirotectonics: principles and practice // J. Struct. Geol. 1985. V. 7, No. 3/4, P. 437-457.

Harris L.B., Cobbold P.R. Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing // J. Struct. Greol. 1984. V. 7, No 7. P. 37.

Hempton M.R., Neher K. Experimental fracture, strain and subsidence patterns over en echelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins // J. Struct. Geology. 1986. V. 8, No 6. P.597-605.

Hoeppener R., Kalthoff E., Schrader P. Zur physikalischen Tectonik: Bruchbildung bei verschiedenen Deformationen im Experiment, Geol. Rundsch. 1969. V. 59. P. 179-193.

Keller E.A., Bonkowski M.S., Korsch R.J., Shlemon R.J. Tectonic geomorphology of the San Andreas fault zone in the southern Indio Hills // Coachella Valley., California: Geological Society of America Bulletin. 1982. V. 93. P. 46-56.*Lajtai E.Z.* A theoretical and experimental evaluation of the Griffith theory of brittle fracture // Tectonophysics. 1971. V. I, No 1. P. 129-156.

Lajtai E.Z. Mechanics of second order faults and tension gashes // Bull. Geol. Soc. Am. 1969. V. 80, N 11. P.2253-2272.

Lamouroux C., Ingles J., Debat P. Conjugate ductile shear zones // Tectonophysics. 1991. V. 185. P. 309-323.

Mead W.J. Notes of the mechanics of geologic structures // J. Geol. 1920. No 20. P. 505-525.

Moor D.E., Lockner D.A. The role of microcracking in shear-fracture propagation in granite // J. Struct. Geology. 1995. V. 17, No l. P. 95-114.

Naylor M. A., Mandl G., Sijpesteijn C.H.K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // J. Struct. Geol. 1986. V. 8. P. 737-752.

O'Bryan J.W., Cohen R., Gilliland W.N. Experimen
tal origin of transform faults and striates spreading-center segments // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. V. 86. P. 793-796.

Oerte, G. The mechanism of faulting in clay experiments // Tectonophysics. 1965. V. 2. P. 343-393.

Peacock D.C.P. Displacements and segment linkage. in strike-slip fault zones // J. Struct, Geology. 1991. V. 13, No 9. P.1025-1035

Qidong D., Peizhen Z. Research on the geometry of shear fracture zones // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, No B7. P. 5699-5710.

Ramsay J.G., Huber M.J. The techniques of modern structural geology. London: Academ. Press. Incorp. 1987. V. 1,2. 700 p.

Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // J.Struct. Geol. 1980. V. 2, No ½. P. 83-100.

Redfield, T.F, Fitzgerald P.G. The Denali fault system of southern Alaska: an interior strike-slip structure responding to dextral and sinistral shear coupling // Tectonics. 1993. V. 12, No 5. P. 1195-1280.

Riedel W. Zur Mechanik geologischer Bruchersheinungen // Zbl. Mineralogie, Geol. Und Palaentol. Abt. B. 30. 1929. S. 354-368.

Skempton A.W. Some observations on tectonic shear zones // Proc. I-st Congr. Intern. Soc. Rock Mech. 1966. V. I. P. 329-335.

Sylvester G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. V. 100, No 31. P. 1666-1703.

Tanner W.F. Surface structural patterns obtained from strike-slip models // J. Geol. 1962. V. 70, No 1. P. 101-107.

Tchalenko J.S. The influence of shear and consolidation on the microscopic structure of some clays.Ph. D. Thesis. Lond. Univ. 1967.

Tchalenko I.S. The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays // Tectonophysics. 1968. V. 6, No 2. P. 159-174.

Tchalenko J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes // Geol. Soc. Bull. 1970. V. 81, No 6. P. 1625-1640.

ДЕСТРУКЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ: МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ, ВЫЗЫВАЕМЫХ ПЛОТНОСТНЫМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ

Т.В. Романюк, А.В. Михайлова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, t.romanyuk@mail.ru

Выполнены 2-D расчеты параметров напряжений, вызываемых плотностными неоднородностями, в упругом и упруго-пластическом приближениях для (1) гипотетических моделей аппроксимирующих возможные механизмы деструкции континентальной литосферы: а) «Деламинация», б) «Конвективное утонение», в) «Мантийная капля, г) «Движение слэба»и др. и (2) модели по профилю «Колорадо», секущему западную окраину Северной Америки приблизительно на широте 37°-40°.

Формирование систем складчато-надвиговых поясов на активных окраинах континентов и в коллизионных зонах (например, Северо- и Южно-Американские Кордильеры, Гималайско-Тибетский ороген и др.) обычно связывается с режимом сжатия, устанавливающемся на конвергентных границах плит. И, действительно, в глобальном масштабе в целом наблюдается довольно хорошая корреляция между скоростями схождения литосферных плит и интенсивностью орогении (складчато-надвиговая активность + горообразование) в конвергентных зонах. Так, например, на западной окраине Северной Америки для периода, в течение которого восстановлены движения плит (начиная с времени ~150 млн. лет назад), в целом наблюдается хорошая корреляция между характером движения плит в океане (скорость схождения океанической и континентальной плит, периоды резкой перестройки движения плит и т.п.) и тектоникой и вулканизмом на континентальной окраине. В частности, периоды увеличения скоростей конвергенции (~125, ~90 и ~65 млн. лет назад) между Северной Америкой и океанической плитой Фараллон (субдуцируемой под Североамериканскую окраину в то время) коррелируют с активизацией деформаций сжатия на окраине [Engebreston et al., 1984]. После резкого падения скорости конвергенции (~40 млн. лет назад) изменился в целом и тектонический режим западной трети Северной Америки: сжатие постепенно сменилось поднятием и растяжением коры (формирование обширной Провинции Бассейнов и Хребтов). Приблизительно 27 млн. лет назад плиты Наска и Кокос, составлявшие значительную часть палеоплиты Фараллон, отделились от нее и начали самостоятельное движение, и при этом произошло резкое увеличение скорости конвергенции между плитой Наска и Южно-Американской плитой [Pardo-Casas, Molnar, 1987] и приблизительно этим же временем датируется и начало позднекайнозойской тектонической активизации в Центральных Андах, продолжающейся и поныне.

Современные исследования Андийской субдукционной зоны показывают, что выполаживание субдукционной зоны вызывается субдуцированием активного океанического хребта или океанического плато (в обоих случаях повышается плавучесть океанической литосферы), а над пологим сегментом слэба отсутствует характерный надсубдукционный магматизм [Gutcher et al., 2000]. Пологая субдукция часто считается причиной образования деформаций глубоко в тылу субдукционной зоны [Gutcher et al., 2000], в частности длительная пологая субдукция океанической плиты Фараллон под западную окраину Северной Америки долгое время считалась главной причиной Ларамийского орогенеза [Livaccari et al., 1981; Bird, 1988].

Однако многочисленные накопленные к настоящему времени данные по геодинамической эволюции субдукционных (см. обзоры кайнозойской геодинамики западных окраин Северной и Южной Америк в [Романюк, 2008, 2009] и ссылки там) и коллизионных зон, показывают, что региональные особенности конвергентных зон (и прежде всего, степень и характер деформаций и утолщения коры в различных сегментах складчато-надвиговых поясов) по их простиранию и отдельные короткопериодные (с длительностью около 10 млн. лет) тектоно-магматические эпизоды их эволюции не показывают четких корреляций со скоростями конвергенции плит и углами субдукции. Так, например, в Андийской субдукционной зоне наиболее интенсивные современные деформационные процессы и тектоническое укорочение коры происходят в Центральных Андах, где нормальный угол субдукции, в то время как в более северных и южных сегментах Андийской субдукционной зоны, характеризующихся пологими углами субдукции океанической литосферы, фиксируются значительно более умеренные орогенические процесс-

сы. Также не подтверждается скоррелированность между углом, скоростью и возрастом субдуцируемой океанической литосферы и деформациями в далекой задуговой области. До недавнего времени орогения в тылу субдукционных/коллизионных зон объяснялась последовательным распространением режима компрессии из конвергентной зоны вглубь континента. *Однако во многих субдукционных и коллизионных зонах уже надежно задокументировано, что орогения в их тылу неоднородна и нерегулярна в пространстве и времени.*

Так, приблизительно 27 млн. лет назад начало тектонической активизации в Центральных Андах произошло глубоко в тылу субдукционной зоны, на границе между современными плато Альтиплано и Восточными Кордильерами, которая в современное время отстоит от вулканической дуги на расстояние около 200 км. Сначала надвиги были как западной, так и восточной вергентности, начался медленный подъем плато Альтиплано-Пуна. Затем складчатость западной вергентности практически прекратилась, а восточный фронт деформаций стал мигрировать на восток в глубь континента, ~10 млн. лет назад достиг современной Внутриандийской области, ~5 млн. лет назад – Субандийской области. Приблизительно ~10 млн. лет назад произошла резкая интенсификация проявлений игнимбритового магматизма в районе плато Альтиплано-Пуна и подъема всего орогена, продолжающегося до сих пор. Большая часть рельефа (не менее 2 км) в Центральных Андах образовалась за последние 10 млн. лет [Gregory-Wodzicki, 2000; Anders et al., 2002; Garzione et al., 2006; Ege et al., 2006]. В тылу у современного складчато-надвигового пояса Восточных Кордильер располагается хотя и поднятый, но относительно слабо деформированный блок – Плато Альтиплано-Пуна. В Восточных Кордильерах и Внутри-Андийской области повсеместны толсто-слоистые деформации с разломами, секущими докембрийский фундамент, в Субандийской области доминируют тонко-слоистые деформации. *По многочисленным данным особенности позднекайнозойского магматизма в области плато Альтиплано-Пуна в основном контролируются термомеханическими преобразованиями литосферы Андийского орогена и лишь косвенным образом кинематикой субдуцируемой плиты Наска.*

Западная окраина Северной Америки в постэоценовое время подверглась интенсивному вулканизму и деформациям растяжения, поэтому данные о Ларамийских деформациях существенно затушеваны и фрагментарны, но все же позволяют сделать вывод о некотором сходстве орогенеза в Скалистых горах 75-45 млн. лет назад с современным процессом в Центральных Андах. До этого периода вулканическая дуга располагалась близко от береговой линии в Сьерре-Неваде, а задуговые деформации концентрировались в непосредственной близости от нее в складчато-надвиговом поясе Севиер [Dumitru, 1991]. Приблизительно 80 млн. лет назад магматизм прекратился в Сьерре-Неваде и деформации и магматизм скачкообразно переместились на восток вглубь континента, как считается из-за смены нормальной субдукции на пологую, причем в южной части нового надвигового пояса в тылу остался стабильный блок Плато Колорадо, практически не затронутый ни до-эоценовыми деформациями сжатия, ни пост-эоценовыми деформациями растяжения [Livaccari, 1991]. В первых моделях [Bird, 1988] природа пост-Ларамийского поднятия плато Колорадо объяснялась простым механическим «удалением» континентальной литосферы вследствие пологой субдукции. Однако геохимические исследования [Livaccari, Perry, 1993] свидетельствуют о сохранении, по крайней мере, части континентальной литосферы под плато Колорадо в течение Ларамийской фазы тектогенеза. Поэтому в последующих моделях [Spenser, 1996; Zandt et al., 1995] рассматриваются более сложные механизмы взаимодействия океанической и континентальной плит с частичным сохранением континентальной литосферы.

Обширные области современного Центрального и Северного Тибета накануне Индо-Азиатской коллизии были преимущественно равнинными, а некоторые области были эпиконтинентальным морем. До недавнего времени доминировали представления о том, что рост Тибетского плато в тылу коллизионной зоны (утолщение коры и горообразование) происходил последовательно в северном направлении как отдаленный результат коллизии [Tapponnier et al., 2001], начало основной фазы которой оценивается как приблизительно 35 млн. лет назад [Aitchison et al., 2007]. Т.е. Южный Тибет образовался в эоцене, Центральный Тибет в олигоцене-миоцене, а Северный в плиоцен-четвертичное время. Однако исследования последних лет в Северном Тибете и прилегающих территориях показали, что тектонические эпизоды, в результате которых образовался современный Северный Тибет, начались задолго до плиоцена и были крайне неравномерно распределены в пространстве и времени [Yin et al., 2008]. В Северном Тибете самая ранняя тектоническая активность датируется возрастом 60-55 млн. лет [Yin et al., 2008] в тех регионах, которые в настоящее время являются северо-западной частью Цайдамского бассейна и его северо-западным обрамлением, а быстрый подъ-

ем блоков (восточный Кунь-Лунь и др.) начался уже в среднем олигоцене (~30 млн. лет) [Mock et al., 1999].

Существующие термомеханические модели формирования складчато-надвиговых поясов хорошо количественно объясняют параметры утолщения коры, но они не могут объяснить многих задокументированных особенностей процесса, в частности, скачок локуса деформаций глубоко в тыл конвергентной зоны, смену типа деформаций с «толстослоистых» на начальных стадиях процесса на «тонкослоистые» на более поздних, и др. Последние детальные сейсмо-томографические и др. исследования Андийской субдукционной зоны показали, что в областях пологой субдукции между пододвигаемой океанической и верхней континентальной плитами существует «ослабленный» слой («астеносферный слой»). *Это означает, что не может быть жесткого контакта между плитами с силами трения, достаточными для передачи тектонического импульса или простого механического «удаления» континентальной литосферы из-под верхней плиты.*

Все это заставляет модифицировать представления о геодинамических процессах в тылу конвергентных зон в сторону более активной самостоятельной роли континентальной литосферы [Романюк, 2004]. Идея термального ослабления континентальной литосферы как изначальной причины тектонической активизации глубоко в тылу конвергентной зоны, объясняющая отмеченные особенности, впервые была высказана, по-видимому, в работе [Isacks, 1988] и затем детально рассмотрена в [Wdowinski, Bock, 1994]. В этой модели начальные деформации сжатия возникают в мантии над областью термально ослабленной литосферы, но по мере утолщения коры локус деформаций смещается из мантии в кору. При таком механизме деформации должны осуществляться преимущественно в толстослоистом стиле. Когда толщина коры достигает максимально возможных величин (~65 км, кора становится гравитационно-неустойчивой), локус деформаций начинает мигрировать в сторону более тонкой коры, и таким образом складчатый пояс разрастается вширь (миграция деформационного фронта в глубь континента). На этом этапе повсеместно проявляются тонко-слоистые деформации верхних слоев коры.

Идея термального ослабления континентальной литосферы как основной причины орогенеза однако плохо согласуется с низкой магматической активностью в некоторых орогенических областях. Поэтому некоторые авторы полагают, что резкое локальное механическое ослабление в континентальной литосфере может происходить под воздействием флюида. В настоящее время роль флюидного воздействия на орогенические процессы предполагается во многих регионах мира [Artyushkov et al., 2000; Humphreys et al., 2003].

Самые последние высокоточные сейсмотомографические [Graeber, Asch, 1999; Schurr et al., 2003] и петро-геохимические данные [Kay et al., 1994] разрешили сложную внутреннюю структуру континентальной литосферы под плато Пуна и Альтиплано в Центральных Андах, которые свидетельствуют о возможности фрагментации континентальной литосферы и ее постепенном «отслаивании» (деламинации – delamination) и «отрыве» от коры. «Обрушение» в мантию, скорее всего, реализовывалось вследствие развития гравитационной неустойчивости в более тяжелом слое (эклогитизированная нижняя кора+континентальная литосферная мантия), лежащем на более легком астеносферном слое. Этот процесс очень трудно доказать прямыми аргументами, но косвенными доказательствами могут служить резкие вариации в глубинах Мохо от 65 до 80 км и в сейсмических скоростях Pn непосредственно под границей M [Yuan et al., 2002] под плато Альтиплано-Пуна и западной кромкой Восточных Кордильер. Такой характер основания коры соответствует механизму хаотичного отрыва разноразмерных фрагментов. Общее тектоническое укорочение коры в процессе формирования Гималайско-Тибетского орогена оценивается от 500 до 1000 км [Haines et al., 2003] и подразумевает соответствующие преобразования литосферы, то есть ее эпизодическое или систематическое утолщение и/или «удаление». Однако пока датирование эпизодов и геометрическая локализация фрагментов реконструируются весьма приближенно. Подъем кровли астеносферы в пограничной области между Ларамийскими поднятиями и Плато Колорадо, получаемый по результатам сейсмических исследований [Zand et al., 1995], интерпретируется как результат обрушения фрагмента континентальной литосферы в мантию ~80 млн. лет назад.

Таким образом, современные данные свидетельствуют о том, что в процессе развития конвергентных зон в некоторых их сегментах (иногда глубоко в тылу конвергентных зон) происходят тектоно-магматические эпизоды деструкции континентальной литосферы. Движущие силы, исходные причины, возможные механизмы отслаивания литосферных фрагментов от коры (деламинация, субдукция, конвективное утонение, …?), особенности процессов и их проявления на поверхности Земли до сих пор не конца поняты и исследованы и широко обсуждаются в литерату-

ре. Есть основания полагать (главным образом по результатам численного моделирования мантийной конвекции), что при обрушении литосферных фрагментов в мантию большую роль играют процессы гравитационной неустойчивости, а отделение верхней коры от тонущих литосферных фрагментов сопровождается быстрым изостатическим подъемом блоков коры одновременно с их деформированием. Нет сомнений в том, что плотностные литосферные неоднородности являются существенным дестабилизирующим литосферу фактором.

Для выявления тектоно-физических признаков, позволяющих распознавать различные деструктивные процессы в континентальной литосфере, были скомпилированы гипотетические модели с условными названиями «Деламинация» (рис. 1), «Мантийная капля» (рис. 2), «Конвективное утонение», «Движение слэба» (рис. 3) и др., аппроксимирующие возможные механизмы деструкции континентальной литосферы. Для этих моделей были выполнены расчеты параметров напряженного состояния литосферы, вызываемых плотностными неоднородностями. Параметры моделей (плотности, реологические параметры, геометрия) варьировались в широком интервале значений, среда полагалась упругой (рис. 1, а) и упруго-пластической (рис. 1, б), контакт между конвергентными плитами аппроксимировался жестким сцеплением (рис. 3, а) и элементом скольжения (рис. 3, б). Однако ограничения на объем статьи и полиграфию позволяют привести лишь выборочные иллюстрации моделей и результатов расчетов.

Наиболее интересные и важные выводы по результатам расчетов напряжений сводятся к следующему:

1. Сопоставление результатов расчетов напряжений с помощью упругого и упруго-пластического подходов показало, что в общем распределение главных особенностей поля напряжений слабо зависит от того, каким образом аппроксимируются ослабленные зоны – понижением упругих свойств или понижением предела пластичности. Например, астеносфера в первом подходе описывается пониженными на 3-5 порядков по сравнению с корой модулями Юнга, а во втором – низким пределом пластичности при даже более высоком модуле Юнга, чем кора. В обоих случаях астеносфера характеризуется низкими модельными максимальными касательными напряжениями. Однако в тех областях, где в вязкой модели априорно не были заданы ослабленные зоны (низкая вязкость), а в процессе расчетов получились высокие уровни напряжений, превышающие пределы пластичности в упруго-пластическом приближении, результаты существенно расходятся.

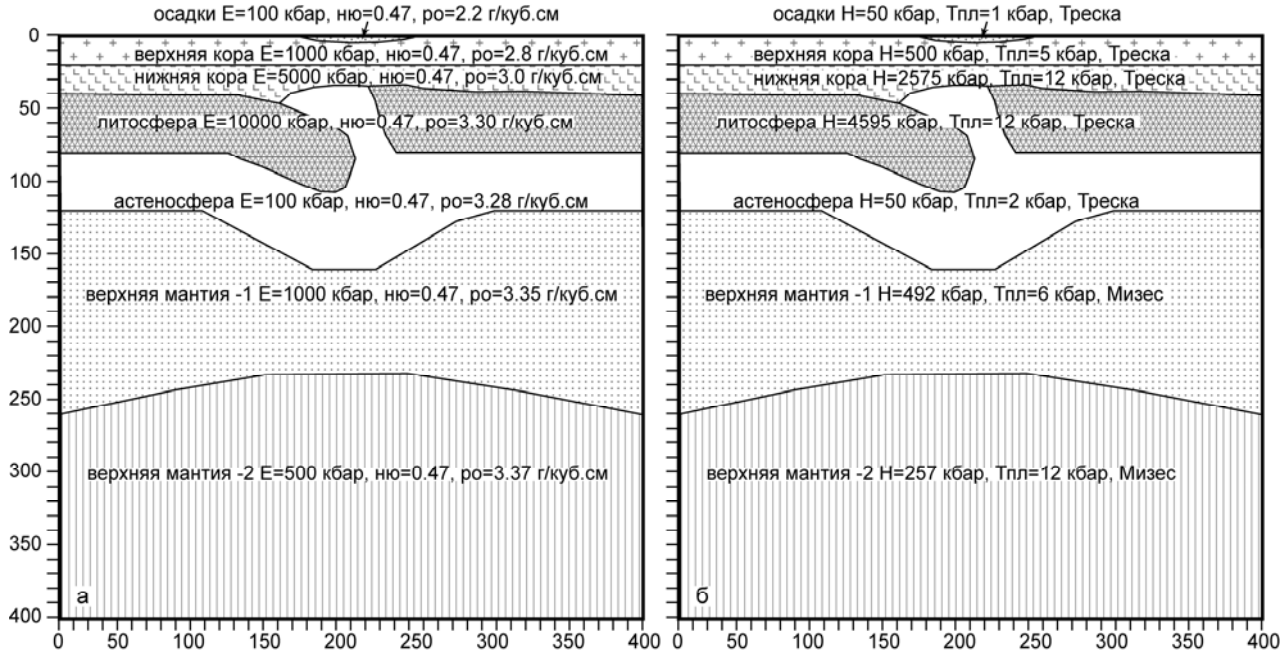


Рис. 1. Модель «Деламинация» в упругом (а) и упруго-пластическом (б) приближениях. E – модуль упругости, ро – плотность, ню-коэффициент Пуассона, H – модуль пластичности, Тпл – предел пластичности, «Треска», «Мизес» - модели пластичности, используемые при расчетах

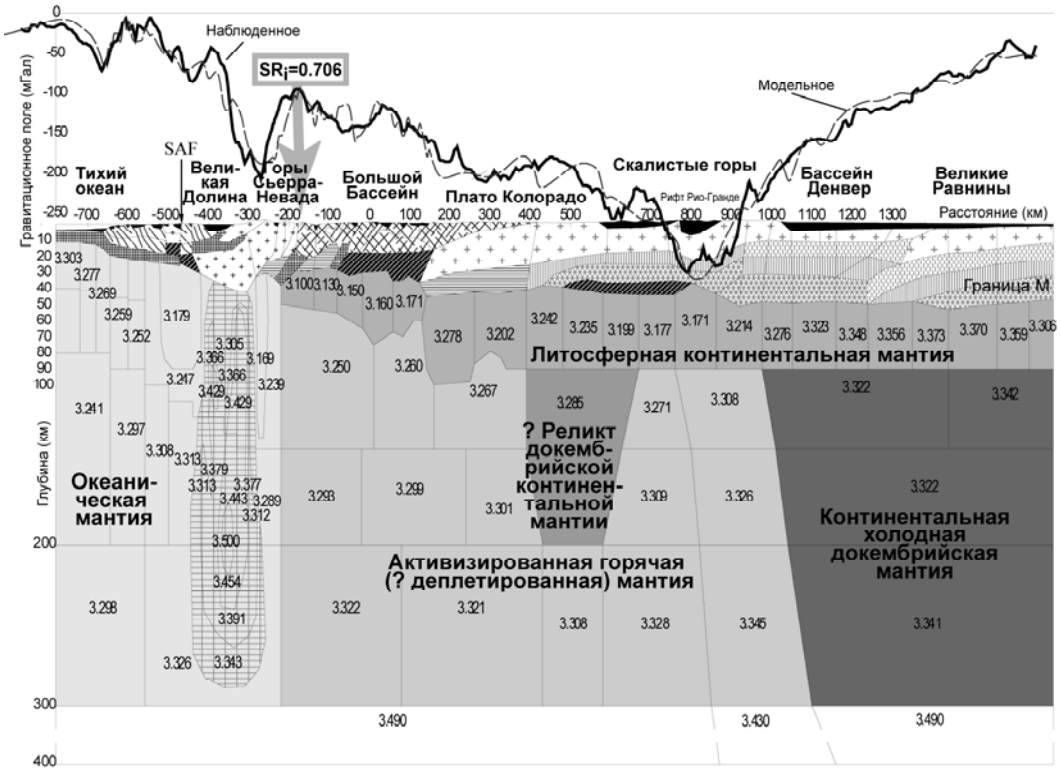


Рис. 2. Модель «Мантийная капля», имитирующая различные стадии процесса. Верхний ряд – параметры моделей в упругом приближении, серые прямоугольники показывают области, для которых в среднем и нижнем ряду показаны результаты расчетов: в среднем ряду - ориентации главных напряжений, в нижнем ряду – перемещения

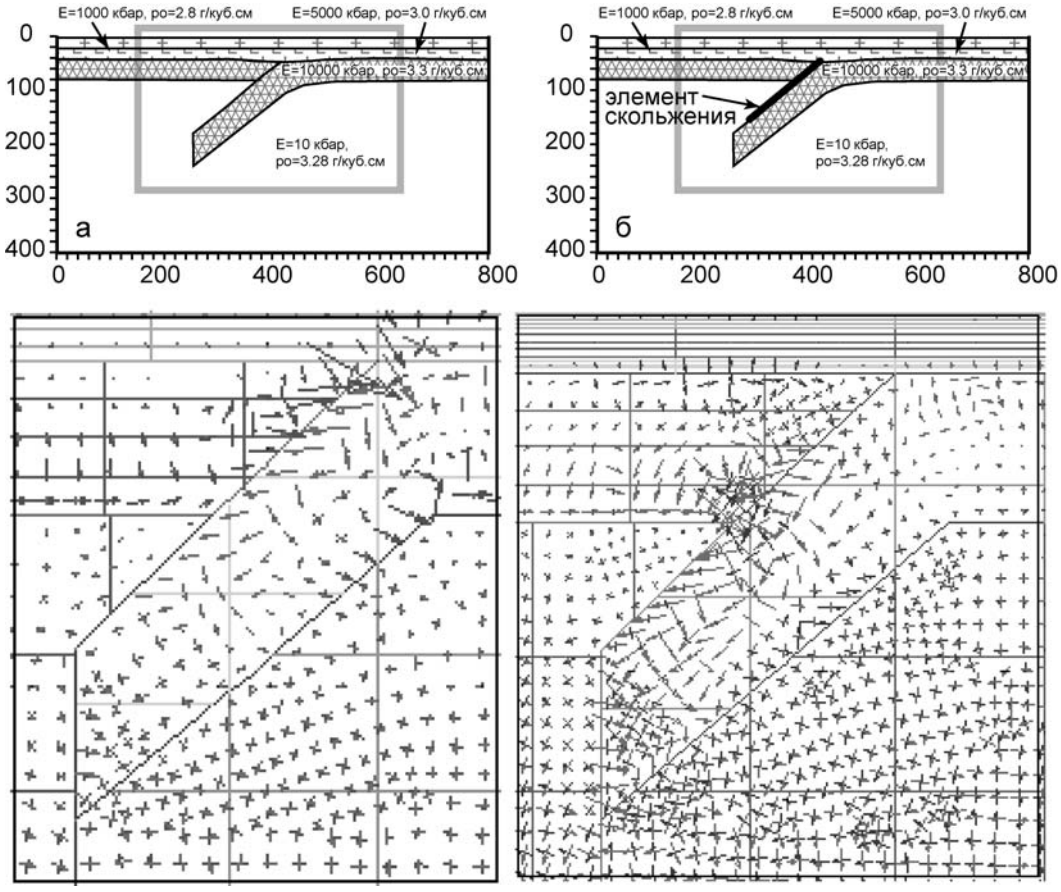


Рис. 3. Модель «Движение слэба» с жестким сцеплением (а) и элементом скольжения (б) (проскальзывание с трением по закону Кулона, коэффициент трения принимался к=0.6) между плитами. В нижнем ряду показаны ориентации главных напряжений для областей, оконтуренных серым прямоугольником

2. Особенности полей напряжений в глубинных слоях коры и мантии существенно различаются для различных моделей (рис. 2). Однако распределение рассчитанных напряжений в приповерхностном слое коры для всех моделей слабо зависит от вариаций параметров моделей в глубинных мантийных частях, а контролируется преимущественно свойствами коры, особенно, если в средней коре имеется ослабленный слой (Эффект «экранирования» ослабленным слоем). Во всяком случае, нам не удалось получить каких-либо четких и устойчивых особенностей в распределении параметров напряженного состояния на поверхности моделей, по которым можно было бы однозначно идентифицировать механизм деструкции литосферы.

3. Введение элемента скольжения в модель может принципиально изменить картину распределения особенностей поля напряжений как в глубинных, так и поверхностных горизонтах модели (рис. 3).

По геолого-геофизическим данным был построен профиль «Колорадо» длиной более 2500 км (рис. 4), секущий западную окраину Северной Америки на широте 37°-40° (детальное описание профиля и результаты сейсмоплотностного моделирования для него см. [Романюк, 2008]). Профиль демонстрирует различные степени деструкции континентальной литосферной мантии от ее почти полной денудации под зоной сочленения Сьерры-Невады и Большого Бассейна (подъем астеносферы практически к подошве коры) до мощного 300 км литосферного корня (докембрийская мантия) под Великими равнинами. Под восточной половиной плато Колорадо скорее всего еще сохранился реликт докембрийской литосферы мощностью до 100 км. Сейсмотомографические исследования показы-

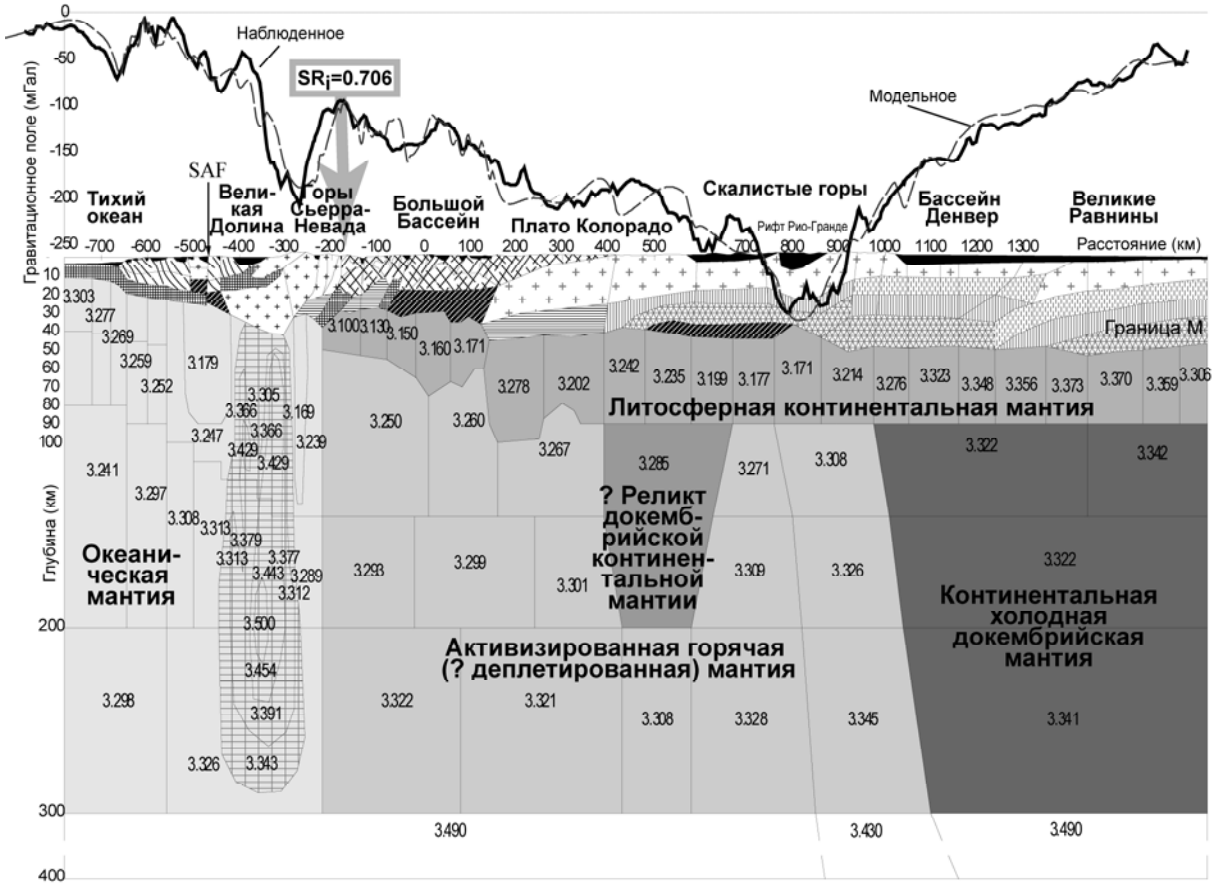


Рис. 4. Плотностная модель (цифры, г/куб.см) мантии по профилю «Колорадо», секущему западную окраину Северной Америки. Серая стрелка с надписью Sr_i=0.706 маркирует западный край докембрийского фундамента Северо-Американского континента. SAF – разлом Сан Андреас. В мантии различной интенсивностью тоновой заливки показаны области различной природы, в левой части рисунка серой штриховкой выделена «мантийная капля». В коре черным цветом залиты осадочные бассейны, штриховками показаны области консолидированной коры различной природы: крестики – батолит Сьерры-Невады и блоки с предполагаемым преимущественным гранитоидным составом, односторонняя косая волнистая штриховка – преимущественно аккреционные метаморфические комплексы прибрежных областей, встречная косая штриховка – тектонизированные комплексы верхней коры Большого Бассейна, густой штриховкой показана современная океаническая кора и предполагаемые реликты аккретированных офиолитов, и др.). Вертикальное преувеличение приблизительно 7:1

вают высокоскоростную аномалию в верхней-мантии под горами Сьерры-Невады – «мантийная капля», которая интерпретируется как тонущие (метаморфически преобразованные) фрагменты нижней коры и литосферной мантии (потерявшие механическую связь с корой). Плотностные и реологические параметры литосферной континентальной мантии как и ее структура вдоль профиля «Колорадо» предельно контрастны.

Сопоставление величин максимальных касательных напряжений для вспомогательных гипотетических обобщенных моделей деструкции континентальной литосферы с величинами напряжений по профилю «Колорадо» показало, что в целом уровень напряжений в литосфере по профилю в несколько раз ниже, чем для гипотетических моделей, имитирующих аналогичные ситуации. Это связано с тем, что модель по профилю соответствует реальным структурам и описывается плотностями, контролируемыми наблюденным полем, а в реальности структуры вдоль профиля характеризуются высокой изостатической скомпенированностью. В гипотетических моделях контроль по гравитационному полю отсутствует. Общий уровень коровых напряжений по профилю «Колорадо», вызываемых плотностными неоднородностями, так же как и для гипотетических моделей практически не зависит от глубинной структуры, а в значительной степени контролируется структурой самой коры и степенью изостатического состояния региона. Во всяком случае, в напряжениях в коре не было выявлено никаких локальных особенностей, которые прослеживались бы в мантию и их можно было бы связать с плотностными мантийными неоднородностями и/или механизмом деструкции литосферы.

Детальные результаты расчетов напряжений по наиболее хорошо обеспеченному данными западному краю профиля (пикеты от -800 до 200 км), обзор геодинамического сценария образования «мантийной капли» и полученные выводы приведены в [Романюк, Михайлова, 2008].

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (Гранты 04-05-64092 и 07-05-00106).

ЛИТЕРАТУРА

Романюк Т.В., Михайлова А.В. Моделирование напряжений, вызываемых плотностными неоднородностями: деламинация литосферного корня Сьерры-Невады // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ. 2008. С. 397-412.

Романюк Т.В. Отражение кайнозойской геодинамической эволюции в современной структуре коры и верхней мантии запада США // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле». 2008. № 11. Р. 107-119.

Романюк Т.В. Позднекайнозойская геодинамическая эволюция центрального сегмента Андийской субдукционной зоны // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3-37.

Романюк Т.В. Закономерности мезо-кайнозойской геодинамической эволюции западных окраин Северной и Южной Америк: Ключевая роль континентальной литосферы в Ларамийской и Андийской фазах тектогенеза // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск: 2004. Т. 2. С. 120-124.

Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A. M. When and where did India and Asia collide? // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. B05423. doi:10.1029/2006JB004706.

Anders M. H., Gregory W. K. M., Spiegelman M. A critical evaluation of late Tertiary accelerated uplift rates for the Eastern Cordillera, Central Andes of Bolivia // J. Geol. 2002. V. 110. P. 89-100.

Artyushkov E.V., Mörner N.-A., Tarling D.L. The cause of loss of lithospheric rigidity in areas far from plate tectonic activity // Geophys. J. Int. 2000. V. 143. P. 752-776.

Bird P. Formation of Rocky Mountains, western United States // Science. 1988. V. 239, N 4847 P. 1501-1507.

Dumitru T.A. Effect of Subduction Parameters on Geothermal Gradients in Forearcs, With an Application to Franciscan Subduction in California // J. Geophys. Res. 1991. V. 96, NB1. P. 621-641.

Ege H., Sobel E.R., Scheuber E., Jacobshagen V. Exhumation history of the southern Altiplano plateau (southern Bolivia) constrained by apatite fission track thermochronology // Tectonics. 2007. V. 26. TC1004, doi:10.1029/2005TC001869.

Engebreston D.C., Cox A., Thompson G.A. Correlation of plate motions with continental tectonics: Laramide to Basin-Range // Tectonics. 1984. V. 3, N 2. P. 115-119.

Garzione C.N., Molnar P., Libarkin J.C., MacFadden B.J. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 241. P. 543-556.

Graeber F.M., Asch G. Three-dimensional models of P-wave velocity and P-to S velocity ratio in the central Andes by simultaneous inversion of local

earthquake data // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. N. B9. P. 20237-20256.

Gregory-Wodzicki K.M. Uplift history of the Central and Northern Andes; a review // Geol. Soc. Am. Bull. 2000. V. 112. P. 1091-1105.

Gutcher M.-A., Spakman W., Bijwaard H., Engdahl E.R. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin // Tectonics. 2000. V. 19. N 5. P. 814-833.

Haines S.S., Klemperer S.L., Brown L., Jingru G., Mechie J., Meissner R., Ross A., Wenjin Z. INDEPTH III seismic data: From surface observations to deep crustal processes in Tibet // Tectonics. 2003. V. 22, N 1. 1001, doi:10.1029/2001TC001305, 2003.

Humphreys E., Hessler E., Dueker K., Farmer G., Erslev E., Atwater T. How Laramide-Age Hydration of North American Lithosphere by the Farallon Slab Controlled Subsequent Activity in the Western United States // Eds. Klemperer S.L., Ernst W.G. // The lithosphere of Western North America and its geophysical characterization. Bellwether Publishing, Ltd. 2003 For the Geological Society of America. The George A. Thompson Volume International Book Series. V. 7. P. 524-544.

Isacks B.L. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 3211-3231.

Kay S., Corira B., Viramonte J. Young mafic back arc volcanics as indicator of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, Central Andes // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 24323-24339.

Livaccari R.F., Burke K., Sengor A.M.C. Was the Laramide orogeny related to subduction of an oceanic plateau? // Nature. 1981. V. 289. P. 276-278.

Livaccari R.F. Role of crustal thickening and extensional collapse in the tectonic evolution of the Sevier-Laramide orogeny, western United States // Geology. 1991. V. 19. P. 1104-1107.

Livaccari R.F., Perry F.V. Isotopic evidence for preservation of Cordilleran lithospheric mantle during the Sevier-Laramide orogeny, western United States // Geology. 1993. V. 21, N 8. P. 719-722.

Mock C., Arnaud N.O., Cantagrel J.M. An early unroofing in northeastern Tibet? Constraints from 40Ar/39Ar thermochronology on granitoids from the eastern Kunlun range // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 171. P. 107-122.

Pardo-Casas F., Molnar P. Relative motion of Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time // Tectonics. 1987. V. 6. P. 233-248.

Schurr B., Asch G., Rietbrock A., Rietbrock A., Trumbull R., Haberland C. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 215. P. 105-119.

Spencer J.E. Uplift of the Colorado Plateau due to lithosphere attenuation during Laramide low-angle subduction // J. Geophys. Res. 1996. N 101(B6). P. 13595-13609.

Tapponnier P., Zhiqin X., Roger F., Meyer B., Arnaud N., Wittlinger G., Jingsui Y. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau // Science. 2001. V. 294. P. 1671-1677.

Wdowinski S., Bock Y. The evolution of deformation and topography of high elevated plateaus 1. Model, numerical analysis, and general results. 2. Application to the central Andes // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. N B4. P. 7121-7130.

Yin A., Dang Y.-Q., Zhang M., Chen X.-H., McRivette M.W. Cenozoic tectonic evolution of Qaidam basin and its surrounding regions (Part 3): The southern Qilian Shan-Nan Shan thrust belt and northern Qaidam basin // Geol. Soc. Am. Bull. 2008. V. 120. P. 847-876. doi:10.1130/B26232.1

Yuan X., Sobolev S. V., Kind R. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implication // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199, N 3-4. P. 389-402.

Zandt G., Myers S.C., Wallace T.C. Crust and mantle structure across the Basin and Range – Colorado Plateau boundary at 37°N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. N B6 P. 10529-10548.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ДЕФОРМАЦИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ ЗА ПРЕДЕЛОМ УПРУГОСТИ

Ю.П. Стефанов

Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск, stefanov@ispms.tsc.ru

Введение

Важное место при исследовании деформационных процессов в земной коре занимает изучение закономерностей формирования и развития зон нарушений, разломов и их связи с глубиной, в соответствии с изменением напряженного состояния и свойств среды. К числу таких вопросов относится объяснение причин и условий формирования конкретных деформационных структур на земной поверхности. Для ответа на этот вопрос необходимо понимание того, как процессы деформации, протекающие на той, или иной глубине отражаются на дневной поверхности. На поверхности часто наблюдают множество полос локализованного сдвига Риделя. Эшелонированная система полос локализации такого рода наблюдается в геологической среде повсеместно в областях, где имеют место сдвиговые деформации [Борняков, 1988, 2003; Гогоненков и др., 2003; Шерман и др., 1991].

Напряженное состояние в геосреде, как правило, соответствует неравноосному сжатию, поэтому деформация в зонах разрушения имеет преимущественно сдвиговой характер. Сдвиговая деформация за пределом упругости сопровождается объемными изменениями и сильно зависит от давления. В случае плотной среды образованию крупных трещин, разломов, как правило, предшествует разрыхление, рассеянное накопление микротрещин с увеличением объема и локализация деформации. В высокопористой среде при высоком давлении, процесс деформирования сопровождается некоторым уплотнением. Такой характер поведения может возникнуть в зоне разлома, где поврежденность существенно выше, чем в окружающей среде.

Исследование процессов деформации на различных глубинах, даже там, где это осуществимо, чрезвычайно сложная и затратная задача. Поэтому, наряду с экспериментальными методами, большое значение имеет математическое моделирование поведение геосреды в различных условиях. Такие исследования, несмотря на, нередко, модельный характер, позволяют получить необходимые оценки влияния тех, или иных факторов на процесс деформации и выполнить проверку гипотез о протекающих процессах.

В работе рассмотрен ряд задач о развитии нарушения, имитирующего зону разлома и о формировании полос локализованной деформации на различных глубинах в условиях горизонтального сдвига фундамента вдоль линии разрыва. Для моделирования процесса деформации геосреды использован подход [Стефанов, 2002, 2005], который основан на решении уравнений динамики упругопластической среды по явной численной схеме [Уилкинс, 1967].

Описание деформации среды за пределом упругости осуществлялось в рамках модифицированной модели Друккера–Прагера–Николаевского [Николаевский, 1972; Гарагаш, Николаевский, 1989]. Процессы деформирования рассматривались в двумерной постановке для условий плоской деформации.

ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ

Система уравнений, использованная для описания процессов деформации включает уравнения:

– неразрывности: $\dot{\rho} + \rho u_{i,i} = 0$,

– движения: $\sigma_{ij,j} + \rho F_i = \rho \dot{u}_i$.

Здесь ρ – плотность материала, u_i – компоненты вектора скорости, σ_{ij} – компоненты тензора напряжений Коши, F_i – массовые силы; точка сверху означает производную по времени, индекс после запятой означает производную по соответствующей координате.

Система уравнений замыкается определяющими соотношениями, которые конкретизируют поведение среды при деформировании. При записи определяющих соотношений используется разложение тензора напряжений на шаровую и девиаторную части: $\sigma_{ij} = -\sigma\delta_{ij} + s_{ij}$, где $\sigma = -\sigma_{kk}/3$ – среднее давление; s_{ij} – компоненты девиатора тензора напряжений, δ_{ij} – символ Кронекера. До наступления пластического состояния скорости изменений напряжений и деформаций связаны гипоупругим законом:

$$\frac{\mathrm{D}s_{ij}}{\mathrm{D}t} = 2\mu\left(\dot{\varepsilon}_{ij} - \frac{1}{3}\dot{\varepsilon}_{kk}\delta_{ij}\right),$$

$$\frac{\mathrm{D}s_{ij}}{\mathrm{D}t} = \dot{s}_{ij} - s_{ik}\dot{\omega}_{jk} - s_{jk}\dot{\omega}_{ik},\ \dot{\sigma} = -K\frac{\dot{V}}{V},$$

K и μ – модули всестороннего сжатия и сдвига соответственно. Пластическая деформация определяется в соответствии с уравнением предельной поверхности и пластическим потенциалом:

$$f(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^{\mathrm{p}}) = 0,\ \ g(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^{\mathrm{p}}) = 0,\ \ \mathrm{d}\varepsilon_{ij}^{\mathrm{p}} = \mathrm{d}\lambda\frac{\partial g}{\partial \sigma_{ij}},$$

где f – уравнение поверхности (функции) нагружения, g – пластический потенциал, $\varepsilon_{ij}^{\mathrm{p}}$ – компоненты пластической (неупругой) деформации. В качестве условия пластичности применяется условие Мизеса–Шлейхера в виде: $\tau - \alpha\sigma = Y$, где α – коэффициент внутреннего трения, Y – сдвиговая прочность материала, или сцепление, $\tau = (s_{ij}s_{ij}/2)^{1/2}$. В отличие от классической формулировки модели Друккера–Прагера, в модели Николаевского [Николаевский, 1972] используется неассоциированный закон течения. Пластический потенциал для расчета приращений пластической деформации, можно записать в виде: $g(\sigma,\tau) = \tau - \Lambda\sigma$, Λ – коэффициент дилатансии.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Развитие нарушения

Неоднородная структура вещества, наличие блоков и включений всегда приводят к сложному напряженному состоянию. При деформировании области, содержащей включения материала, механические свойства которого отличаются от свойств остальной среды, возможно возникновение зон действия растягивающих напряжений при удаленном сдвиге, неравноосном сжатии. В случае если среда находится в сильно сжатом состоянии, зоны действия таких напряжений будут малы, либо возникнут лишь зоны «разряжения» с пониженным значением гидростатической части тензора напряжений.

Рассмотрим влияние жесткого блока на развитие деформации в области Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. Предполагается, что исследуемая область находится в условиях неравноосного сжатия (с более высокими сжатием по вертикали), обуславливающего сдвиг вдоль разлома, рис. 1, (*а*). Вблизи разлома расположен блок, имеющий более высокие упругие и прочностные характеристики. Указанный блок в дальнейшем будем называть жестким. Зона разлома, напротив, представляет собой полосу ослабленного материала. Данная задача была предложена академиком С.В. Гольдиным с целью проверки гипотезы об условиях деформирования и влиянии Чаган-Узунского блока на данное сейсмическое событие. На рис. 1, (*а*) показаны условия нагружения и распределение кулоновских напряжений в окрестности Чаган-Узунского блока при сжатии в вертикальном (меридиональном) направлении.

Сдвиговая деформация вдоль разлома, обусловленная неравноосным сжатием выделенной области, за счет различия механических характеристик приводит к небольшому, в пределах упругости, повороту жесткого блока по часовой стрелке. В результате такого поворота возникают зоны разряжения и сжатия, которые в комбинации с интенсивностью сдвиговых напряжений задают распределение кулоновских напряжений, определяющих сдвиговую прочность материала. По аналогии, мы будем называть нормированными кулоновскими напряжениями величину $C = (\tau - \alpha\sigma)/Y$.

Ортогонально разлому возникает разряжение в результате поворота блока по часовой стрелке, тогда как вдоль разлома «растяжение» связано с действием сдвига. Таким образом, распределение давления вокруг жесткого включения-блока приобретает характерный вид лепестков. Очевидно, что в таких условиях разрушение будет инициировано в области разряжения (и в первую очередь ортогонально действию направлению оси растяжения, или наименьшего сжатия), т.е. старт распространения разлома произойдет в области пересечения зоны разряжения с разломом. В противоположность этому, область пересечения разлома и зоны сжатия окажется упрочненной. На данном участке возможна приостановка распространения разрыва. В зоне влияния блока хорошо виден участок повышенных кулоновских напряжений, что определяет место и характер развития разрыва, рис. 1, (*а*). Инициация неупругой, деформации происходит в области с максимальными значениями этих напряжений, в данном случае в области пересечения с разломом рис. 1, (*а*), (область 1) [Стефанов, 2008]. От указанного участка разрыв распространяется вдоль блока на юго-восток, а затем в обратном направлении.

Проведенные расчеты показали, что характер и направление развития разрыва зависит от соотношения между величиной сцепления и прочностью обусловленной трением в разломе. Для

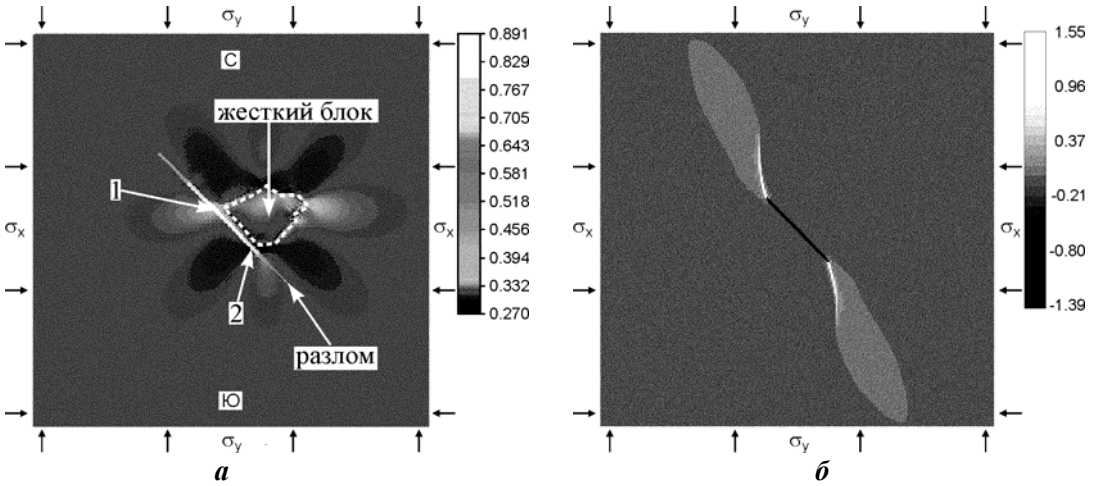


Рис. 1. (*а*) Нормированные кулоновские напряжения в области Чаган-Узунского блока, показанного белой пунктирной линией. Стрелками показаны места инициации разрыва при малом и большом давлениях. Светлая область, где действуют наибольшие напряжения, является местом инициации разрыва (*1*). (*б*) Распределение объемной пластической деформации по завершению приложения нагрузки. Темная область соответствует уплотнению, светлая – разрыхлению среды

диапазона нагрузки (σ_x, σ_y ~0.25–25 МПа), когда величина сцепления превышает трение, от места инициации разрыв распространяется в первую очередь вдоль блока, а затем по всему разлому. Однако при большем сжатии перпендикулярно линии разлома ($\sigma_x = 50$ МПа, $\sigma_y = 150$ МПа), когда трение становится существенно выше, юго-восточная область разлома вблизи блока оказывается заблокированной. Таким образом, возрастает влияние блока. В этом случае разрыв распространяется сначала вдоль блока, а затем в северо-западном направлении. При нагрузках ($\sigma_x = 50$ МПа, $\sigma_y = 250$ МПа), когда уровень касательных напряжений во всей области близок к пределу прочности среды, вокруг блока интенсивно развивается неупругая деформация, наиболее активно – вдоль юго-восточной и северо-западной границ блока.

Полученные результаты соответствуют условиям, когда прочность среды возрастает с ростом давления, т.е. для условий плотной консолидированной среды с небольшой пористостью, или при невысоком уровне давления. Однако в разломной зоне уровень повреждений, пористости и трещиноватости может быть достаточно высоким. Для высокопористых сред характерно снижение эффективной прочности с ростом давления, когда оно превышает пороговое значение необходимое для начала уплотнения [Schultz, Siddharthan, 2005]. Тогда при сильном сжатии возможно выполнение условий, необходимых для уплотнения среды, а участок уплотнения станет местом инициации разрыва. Таким участком будет зона с невысоким уровнем кулоновских напряжения. Приняв во внимание возможность уплотнения среды при высоком давлении было получено, что в этом случае местом инициации разрыва станет область разлома вблизи юго-восточного края блока рис. 1, (*а*), (область 2). Первоначальное направление развития разрыва будет на юго-восток, а затем по всему разлому, с наиболее упрочненной областью вблизи северо-западной границы блока. В ходе дальнейших смещений без увеличения сжатия уплотнение развиваться не будет, дилатансия может вновь поменять знак. Но в условиях, близких к критическим, основное значение имеет инициация разрыва, поэтому рассмотрение различных механизмов может быть важным. Очевидно, что в реальной ситуации более вероятным будет реализация различных условий инициации и распространения разрыва. В ходе развития смещений в разломе возможна и смена знака дилатансии в соответствии с чередованием механизмов разрыхления и уплотнения среды.

Протекание деформации в различных режимах может быть проиллюстрировано на примере деформирования среды с наклонным нарушением. При наличии вытянутого нарушения его поведение и влияние на напряженно-деформированное состояние окружающего материала приближается к влиянию трещины [Стефанов, 2002]. От вершин нарушения развиваются полосы локализации деформации, или трещины. Направление распространения полос локализации происходит под некоторым углом к оси нагрузки, определяемым параметрами среды. На начальном этапе возможно образование пар полос локализованной деформации. В ходе деформации с положительным коэффициентом дилатансии наблюдается раздвижение стенок разлома. Однако, принимая во внимание, что в зоне нарушения материал имеет высокую степень пористости, поврежденности при высоком уровне давления развитие сдвиговой деформации может сопровождаться

уплотнением среды. В этом случае в зоне ответвлений, приращения нарушения развитие деформации будет протекать с разрыхлением среды, тогда как в зоне исходного нарушения материал будет уплотняться, рис. 1, (*б*). Таким образом, будет наблюдаться сдвиг и сближение стенок нарушения. При этом приращение длины ответвлений и уплотнение в исходном нарушении будет протекать одновременно.

Формирование полос Риделя в горизонтальных сечениях среды

В условиях сдвиговой деформации в геосреде, как правило, возникает сеть полос локализованного сдвига Риделя [Борняков, 1988, 2003; Гогоненков и др., 2003; Шерман и др., 1991]. Деформационная картина такого вида наблюдается на поверхности вдоль линий разрывов и внутри разломных зон. Выполненные расчеты показывают, что такой характер деформирования является типичным для сред с внутренним трением и дилатансией [Стефанов, 2002]. Угол наклона полос определяется коэффициентами внутреннего трения и дилатансии. При сдвиговом деформировании слоя среды, зажатого между направляющими (рис. 2) заметно упрочняющее влияние коэффициента дилатансии, повышение его значения может привести к однородной деформации, за исключением областей вблизи свободных краев, где всегда возникают полосы локализации. При малых значениях коэффициента дилатансии деформация с самого начала имеет локализованный характер практически в любых условиях деформирования. Некоторое влияние ограниченности длины слоя сказывается на наклоне, но в основном в краевых областях, что связано с различием напряженного состояния в этих областях от состояния в центральной части. Угол наклона основных полос локализации можно оценить как $\beta = 45^\circ \pm (\ /4 + \psi/4)$, где β – угол к оси наибольшего сжатия, φ, ψ – углы внутреннего трения и дилатансии соответственно. Угол внутреннего трения для геологических сред обычно лежит в диапазоне 30-40°. Угол дилатансии меньше угла внутреннего трения и может меняться как с изменением давления, так и в ходе деформирования. Примем его ~10°. В условиях простого сдвига при отсутствии дополнительных сжимающих, или растягивающих напряжений (не считая давления) направление главных осей на упругой стадии и стадии однородного пластической деформирования будет 45°. Поэтому наклон полос локализованной деформации к направляющей сдвига обычно составляет ~10-12°.

Представляет интерес, как изменяется картина формирования полос локализации с глубиной. Рассмотрим задачу о деформировании горизонтальных слоев геосреды при разрывном сдвиговом смещении фундамента, рис. 3. На данной схеме можно выделить вертикальную плоскость симметрии, проходящую по линии разрыва основания. В вертикальной плоскости перпендикулярной оси смещения данная задача соответствует условиям антиплоского сдвига. Напряженное состояние в толще среды, на упругой стадии деформирования, при указанных условиях, можно описать с использованием решения, полученного Ю.Л. Ребецким [1987, 1988]:

$$\sigma_{xy} = a\frac{\sin(\pi z/2H)ch(\pi x/2H)}{ch(\pi x/H) - \cos(\pi z/H)},$$

$$\sigma_{zy} = -a\frac{\cos(\pi z/2H)sh(\pi x/2H)}{ch(\pi x/H) - \cos(\pi z/H)},$$

$$\tau_{\max} = b\left[ch(\pi x/H) - \cos(\pi y/H)\right]^{-0.5},$$

где $a = \mu w_0/4$, $a = \mu w_0/4\sqrt{2}$, H – толщина слоя (глубина основания), μ – модуль сдвига, w_0 – относительная амплитуда смещения основания в направлении оси *y*. Кроме указанных напряжений, связанных со смещением основания, среда находится под действием гравитационных сил. В соответствии с заданной глубиной рассматриваемого слоя и свойствами среды (плотностью вышележащих слоев) напряжения, обусловленные действием силы, тяжести будут:

$$\sigma_z(z) = g\int_0^z \rho(z)dz, \qquad \sigma_x(z) = \sigma_y(z) = \sigma_z(z)\frac{\nu}{1-\nu},$$

где ν – коэффициент Пуассона.

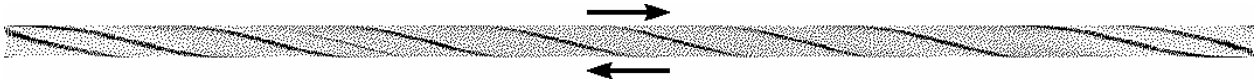


Рис. 2. Формирование полос локализованного сдвига Риделя при сдвиге слоя среды вдоль направляющих

Для моделирования поведения среды в двумерной постановке необходимо задание условий нагружения в каждом из сечений, которые приближенно соответствуют условиям, действующим в объемной среде. Нагружение среды при численном моделировании, как правило, задается в виде распределения смещений (скоростей), или напряжений по границе исследуемой области. Однако при задании нагружения через граничные условия кинематического и динамического вида не удалось получить положительных результатов. Поэтому необходимо задание нагрузки имитирующей объемное нагружение внутри исследуемой области. В то же время, задать распределение напряжений в среде нельзя, т.к. напряжения и деформации внутри области могут быть лишь решением соответствующей задачи.

Для двумерного моделирования упругопластического деформирования нагрузка в каждом из слоев задавалась, на основании имеющегося решения упругой задачи. С этой целью рассчитывалось распределение массовых сил, имитирующих объемное нагружение:

$$F_y(x,z) = \sigma_{xy}(x,z)_{,x} \text{ и } F_y(x,z) = \tau_{\max}(x,z)_{,x} \cdot$$

Такая нагрузка обеспечила на упругой стадии деформирования соответствие, полученных численных расчетов двумерной задачи, аналитическому решению. Предполагалось, что модули упругости, плотность и прочность среды возрастают с глубиной.

На упругой стадии деформирования по мере приближения к неподвижной границе, соответствующей плоскости симметрии, имеет место рост напряжений [Ребецкий, 1987]. В результате при рассмотрении упругопластической среды вдоль этой границы локализуется пластическая деформация. С увеличением амплитуды нагрузки, которая могла бы вызвать пластическую деформацию в более широкой области среды, большие деформации на линии локализации приводят к невозможности продолжения расчетов. Очевидно, что в процессе пластического деформирования, которое имеет место в реальной ситуации, интенсивность сдвиговых напряжений ограничена сдвиговой прочностью среды. Поэтому для проведения расчетов значение нагрузки ограничивалось некоторым уровнем (0.6 от максимального значения), где они принимались постоянными. Соответственно в данной зоне имитирующие нагрузку силы F_y принимали нулевые значения. Такой шаг позволил выполнить серию расчетов для разных глубин и получить распределение полос локализованного сдвига.

На рис. 4 приведены полученные картины деформирования для разных глубин. Расчеты осуществлялись с учетом симметрии для области размером 160×16 км. Для наглядности приведенные рисунки соответствуют полной геометрии, а краевые области слева и справа были обрезаны.

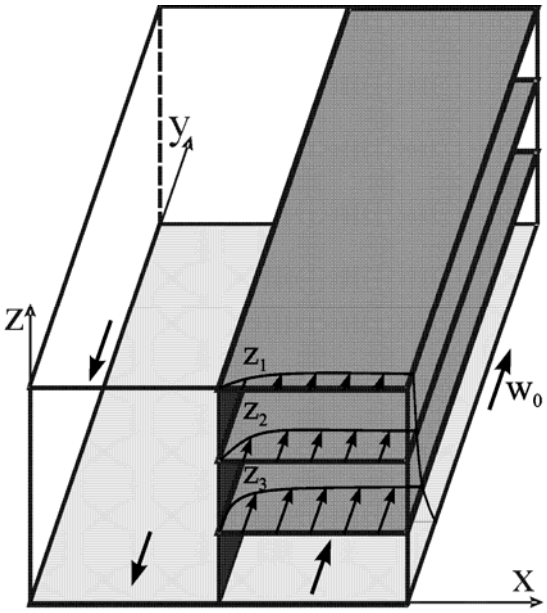


Рис. 3. Схема нагружения горизонтальных сечений среды

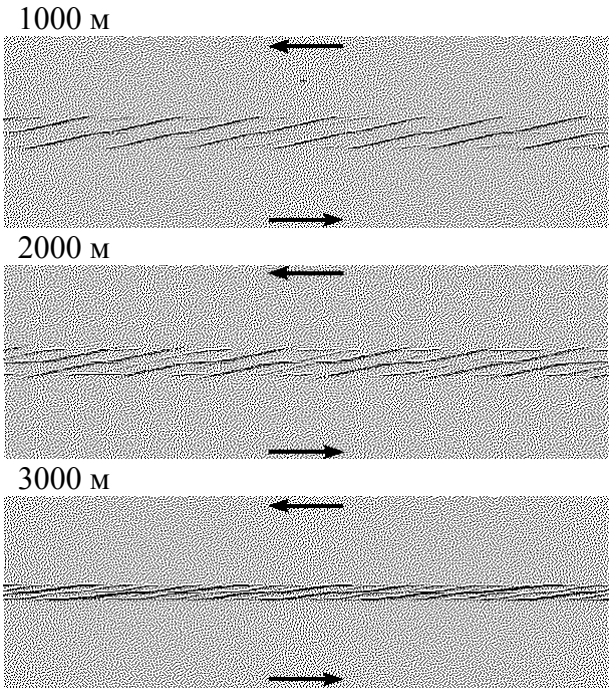


Рис. 4. Полосы локализованного сдвига в горизонтальных сечениях на различных глубинах. Цифры над рисунками означают глубину. Ширина области 32 км

Хорошо видно, что с ростом глубины сужается зона локализованной деформации [Стефанов и др., 2009], что обусловлено характером распределения нагрузки. Чем больше глубина, тем у зона, где нагрузка имела постоянное наибольшее значение. На глубине, соответствующей основанию пластическая зона вырождается в линию разрыва. В связи с тем, что усечение величины нагрузки осуществлялось с определенным произволом, ширина области охваченной пластической деформацией определяется с тем же допущением. Можно говорить лишь о качественном характере изменения ширины пластической зоны с глубиной.

На рисунках хорошо видно, что с глубиной увеличивается расстояние между полосами локализованного сдвига. Изменение расстояния между полосами связано с зависимостью прочности среды от глубины. Причем эффективную прочность геологической среды можно разделить на две составляющие: сдвиговая прочность связи между частицами — Y и прочность, обусловленная трением — $\alpha\sigma$. Обе эти составляющие меняются с глубиной. Изменение сдвиговой прочности обусловлено изменением состава материала, а трение возрастает с ростом давления. Исследование влияния изменения эффективной прочности материала на формирование полос локализации показало, что рост эффективной прочности приводит к увеличению расстояния между полосами локализованного сдвига [Стефанов и др., 2009].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что характер развития разрушения в зоне нарушения зависит от величины давления. При невысоком давлении инициация разрушения происходит в области наибольших кулоновских напряжений. Дальнейшее деформирование будет протекать с разрыхлением среды. В случае сильноповрежденного материала при высоком давлении развитие деформации в зоне нарушения может сопровождаться уплотнением. При этом в окружающем материале деформирование будет протекать с разрыхлением.

Предложен способ имитации трехмерных условий нагружения для моделирования процесса деформирования в двумерной постановке плоской деформации. Решение данной проблемы предложено осуществлять путем задания нагрузки в виде дополнительных массовых сил, которые рассчитываются на основании аналитического решения.

В условиях сдвиговой деформации толщи среды, обусловленной разрывным смещением фундамента, в горизонтальных сечениях формируется квазипериодическая система полос локализованного сдвига Риделя. С увеличением глубины ширина зоны, в которой сосредоточены полосы локализации, сужается, с соответствующим ростом степени деформации в ней. Расстояние между полосами локализованного сдвига возрастает с увеличением эффективной сдвиговой прочности, а, следовательно, и с глубиной.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №07-05-00274-а).

ЛИТЕРАТУРА

Борняков С.А. Динамика развития деструктивных зон межплитных границ (результаты моделирования) // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 3-10.

Борняков С.А., Шерман С.И. Стадии развития сдвиговой зоны и их отражение в соотношениях амплитуд смещения с длинами разрывов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 7. С. 712-718.

Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12, № 1. С. 131-183.

Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3-18.

Николаевский В.Н. Механические свойства грунтов и теория пластичности // Механика твердых деформируемых тел. Т. 6. Итоги науки и техники. М.: ВИНИТИ АН СССР. 1972. С. 5-85.

Ребецкий Ю.Л. Напряжённое состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 41-57.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном сдвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 9. С. 29-35.

Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упругохрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, № 3. С. 129-142.

Стефанов Ю.П. Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физ. мезомех. 2002. Т. 5, № 5.

С. 107-118.

Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Смолин И.Ю. О закономерностях деформирования горизонтальных слоях среды при разрывном сдвиговом смещении основания // Физ. мезомех. 2009. Т. 12, № 1. С. 83-89.

Стефанов Ю.П. Об инициации и распространения разрывов в разломной зоне // Физ. мезомех. 2008. Т. 11, № 1.

Шерман С.И и др. Разломообразование в литосфере: В 3-х т.: Т. 1. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. 1991. 261 с.; Т. 2. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. 1992. 228 с.; Т. 3. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука. 1994. 263 с.

Уилкинс М.Л. Расчет упругопластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. М.: Мир, 1967. С. 212-263.

Schultz R.A., Siddharthan R. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks // Tectonophysics. 2005. № 411. P. 1-18.

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МАНТИЙНОЙ КОНВЕКЦИИ, ВОСПРОИЗВОДЯЩИЕ РАЗДЕЛЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ НА ПЛИТЫ

В.П. Трубицын[1,2], *Е.В. Харыбин* [1]

[1] – ИФЗ РАН, Москва, trub@ifz.ru
[2] – МИТПАН, Москва, trub@ifz.ru

Аннотация

Построены модели мантийной конвекции с вязкостью, зависящей от напряжений, описывающей резкое увеличение скорости ползучести в области больших сдвиговых напряжений. В модели мантии с вязкостью литосферы, на три с половиной порядка большей средней вязкости, устанавливается конвекция под жесткой оболочкой. Затем включается вязкость, которая сильно нелинейно зависит от сдвигового напряжения. Дальнейший расчет эволюции конвекции показывает, как жесткая литосфера разбивается на отдельные плиты, вещество которых принимает участие в конвективном кругообороте мантии, являясь в данный момент верхним горизонтальном участком конвективной ячейки. Решение уравнений конвекции показывает, как меняются размеры и расположение плит на поверхности в процессе эволюции. Модель демонстрирует возможность построения самосогласованной динамической теории тектоники литосферных плит, в которой плиты не задаются априори, а их возникновение и эволюция описывается уравнениями конвекции. Работа выполнена при поддержке РФФИ – грант № 08-05-00576.

ВВЕДЕНИЕ

Более четырех десятилетий тому назад было открыто, что литосфера Земли разбита на отдельные плиты, на стыках которых происходит большинство землетрясений. Природа литосферных плит связана с конвекцией в мантии. Но о том, как именно, ранее высказывались различные крайние предположения. Например, некоторые авторы полагали, что литосферные плиты пассивно плавают на мантии под действием вязкого сцепления с мантийными течениями и при столкновении заталкиваются в мантию. Другие авторы, наоборот считали, что именно погружение плит в мантию является основной движущей силой конвекции. Однако при этом должна быть и другая еще большая сила, которая поднимает вещество, формирующее плиты.

В настоящее время природа литосферных плит объясняется следующим. Вещество мантии находится при температуре ниже температуры плавления, но достаточно высокой, при которой возможно очень медленное вязкое течение. Температура на границе ядро-мантия около ~4000К, поэтому горячее вещество на дне мантии оказывается на несколько процентов легче по сравнению с плотностью, которую оно имело бы, находясь на дне мантии, при температуре поверхности Земли. Этого разуплотнения достаточно, чтобы в мантии возникла тепловая конвекция. Поскольку вязкость вещества мантии очень сильно зависит от температуры, то циркулирующее вещество, проходя в данный момент вблизи поверхности, и имея температуру ниже ~1000К, становится на 3-4 порядка более вязким и ведет себя подобно твердой плите. При дальнейшем продвижении вещества в конвективной ячейке это вещество еще более охлаждается, становится тяжелым и погружается в мантию. По мере погружения оно опять начинает нагреваться и размягчаться. Опускаясь до дна мантии, вещество начинает двигаться горизонтально и нагревается настолько сильно, что начинает всплывать вверх к поверхности, затем опять движется горизонтально в виде плит, и циркуляция продолжается.

Долгое время оставался непонятным механизм изгиба жесткой литосферной плиты в зоне субдукции. Каменная плита разрушается и разрывается при изгибе ее уже на углы в несколько градусов. Однако литосферные плиты в зонах субдукции изгибаются на углы до 90 градусов. Этот факт приводился критиками тектоники литосферных плит как один из основных аргументов. В последнее время в связи с успехами лабораторных измерений и математического моделирования вопрос о реологии вещества мантии стал одним из самых актуальных в глобальной и региональной геодинамике. Прямые измерения вещества при высоких давлениях и очень при медленных скоростях деформаций не только подтверждают возможность больших деформаций плит, но и дают количественную зависимость эффективной вязкости от сдвигового напряжения. Оказывается, действительно, каменная плита при сгибании разрывается, если изгиб происходит быстро. Если же изгибающее напря-

жение нарастает очень медленно, то в месте изгиба успевают произойти процессы перераспределения дислокаций, и вещество как бы размягчается, т.е. в этом месте резко понижается его эффективная вязкость. Океанические плиты движутся к зонам субдукции со скоростями не больше 10 см/год. Этого оказывается достаточным для перераспределения дислокаций, поэтому литосферные плиты изгибаются без разрыва. Процессы, приводящие к зависимости вязкости от напряжения, а также результаты моделирования генерации плит, полученные к 2000 г., подробно изложены в работе [Tackley, (2000)].

В настоящей работе представлены результаты численного решения уравнений конвекции для предельно простой модели с вязкостью, зависящей от глубины и напряжения. Эта модель наглядно демонстрирует, как жесткая литосфера разбивается на отдельные плиты, которые начинают погружаться в мантию.

УРАВНЕНИЯ МАНТИЙНОЙ КОНВЕКЦИИ И МОДЕЛИ

Движение вязкой жидкости описывается уравнением Стокса и уравнениями сохранения тепла и массы. Для двумерных моделей они имеют вид:

$$0 = \partial\sigma_{xx}/\partial x+\partial\sigma_{xz}/\partial z,\ 0=\partial\sigma_{zx}/\partial x+\partial\sigma_{zz}/\partial z+RaT, \quad (1)$$

$$\partial T/\partial t+V_x\partial T/\partial x+V_zT/\partial z = \partial^2T/\partial x^2+\partial^2T/\partial z^2, \quad (2)$$

$$\partial V_x/\partial x+\partial V_z/\partial z = 0, \quad (3)$$

где компоненты вязких напряжений σ связаны со скоростями V соотношениями

$$\sigma_{xx} = -p+2\eta\partial V_x / \partial x, \qquad \sigma_{xz} = \eta\ (\partial V_x/\partial z+\partial V_z / \partial x),$$
$$\sigma_{zz} = -p+2\eta\partial V_z / \partial z. \quad (4)$$

Четыре уравнения (1-3) содержат четыре неизвестных: скорости V_x и V_z , давление p и температуру T. Все величины выражены в безразмерных переменных. Это позволяет просто пересчитать найденные скорости и температуру для других различных значений параметров, поскольку они зависят не от каждого из заданных параметров порознь, а только от их комбинации. В таком виде уравнения содержат всего два параметра: число Рэлея $Ra = \alpha\rho_0 g\Delta TD^3/k\eta_0$, и вязкость η, которая считается заданной функцией температуры, давления и напряжений. В качестве единиц измерения взяты: для длины – толщина мантии D, для скорости – k/D, для времени – D^2/k, для температуры – ее перепад по толщине ΔT, для вязкости – ее среднее значение η_0 , для давления и напряжений – $\eta_0 k/D^2$. Давление p отсчитывается от его гидростатического распределения, определяемого условием $dp/dz = -\rho_0 g$. При этом α – коэффициент теплового расширения, k – температуропроводность, ρ_0-средняя плотность, g – ускорение силы тяжести. Входящая в (2) температура является потенциальной температурой, т.е. равной полной температуре мантии за вычетом адиабатической части, которая связана с нагреванием опускающегося упруго сжимающегося вещества и охлаждением поднимающегося вещества. Эта часть температуры не влияет на конвекцию, т.к. конвективные течения приводятся в движение латеральными вариациями температуры, избыточными над адиабатой. В уравнении (4) из тензора вязких напряжений σ_{ik} выделяют девиаторную часть τ_{ik} по соотношению $\sigma_{ik} = -p\delta_{ik}+ \tau_{ik}$.

Изучение конвекции с автоматическим рождением литосферных плит ведется на модели вязкой нагреваемой жидкости в прямоугольной вытянутой области с соотношением сторон 3:1. Последовательно рассматриваются и сравниваются модели с постоянной вязкостью, вязкостью зависящей от глубины (т.е. от давления) и вязкостью, зависящей от сдвиговых вязких напряжений τ_{ik}. Эти модели демонстрируют, как возникает литосфера и как она разбивается на плиты.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Численное решение уравнений движения нагретой вязкой жидкости приводит к следующим результатам. В модели 1 рассчитана конвекция мантии в случае постоянной вязкости при нагреве снизу с числом Рэлея, равном $Ra = 10^6$. На рис. 1. показано распределение скоростей течений и температуры после установления конвекции. Безразмерная температура показана серыми тонами от значения 1 на дне мантии до значения 0 на поверхности со шкалой приведенной на рис. 1 слева. Безразмерные скорости показаны стрелками с максимальным значением 2000.

Для всей мантии параметры равны $D = 2.9\cdot10^6$ м и $g = 10$ м/с^2. $\rho_0 = 4000$ кг/м^3, $\kappa = 1\cdot10^{-6}$ мс$^{-2}$, $\alpha = 2\cdot10^{-5}K^{-1}$ [Schubert et al., 2001]. Полный перепад температуры в мантии равен 4000К-300К=3700 К. После вычета адиабаты, перепад потенциальной температуры в мантии будет равен ΔT = 2500К. Принятые значения параметров мантии дают для единицы измерения времени $t_0=D^2/\kappa = 2.6\cdot10^{11}$лет и единицы скорости $V_0 = \kappa/D = 1.1\cdot10^{-3}$ см/год. При значении средней вязкости мантии без учета литосферы $\eta_0=5\cdot10^{21}$ Па с, число Рэлея $Ra = \alpha_0\rho_0 gT_0D^3/(\kappa\eta_0)$,

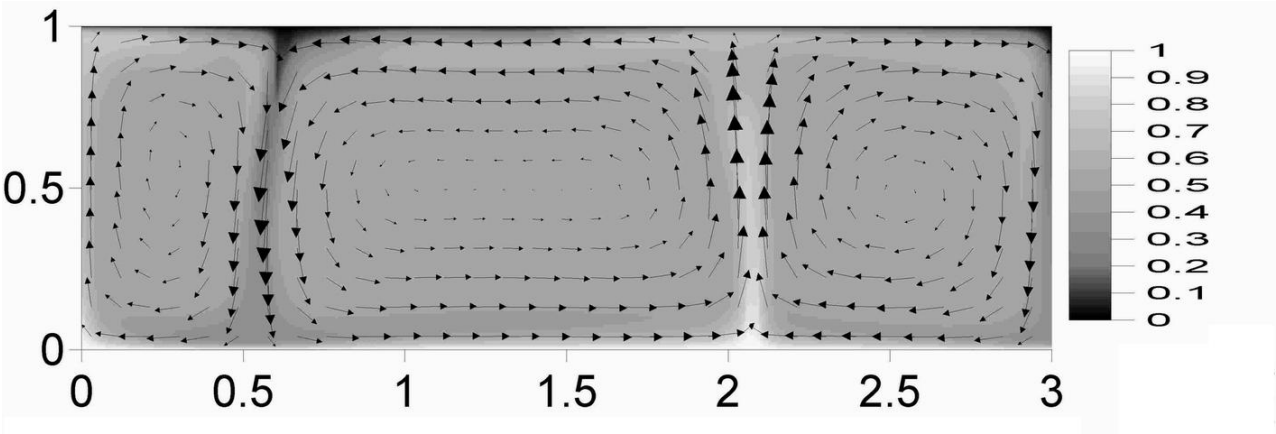


Рис. 1. Конвекция с постоянной вязкостью. Безразмерные скорости указаны стрелками с максимальным значением 2000. Безразмерная температура показана серыми тонами

характеризующее интенсивность конвекции, будет равно $Ra = 1.5 \cdot 10^7$. Согласно теории тепловой конвекции [Schubert et all., 2001] скорость конвективных течений V пропорциональна $Ra^{2/3}$. Поэтому скорости течений, рассчитанные для модели при $Ra = 10^6$, при применении к мантии Земли с числом $Ra = 1.5 \cdot 10^7$ надо соответственно увеличить, а времена соответственно уменьшить в $(1.5 \cdot 10^7/10^6)^{2/3} = 6$ раз. Тогда приведенные на рис. 1 скорости течений для мантии будут соответствовать максимальному значению 12 см/год. Рассчитанная температура после умножения на 2500К и добавления адиабаты с градиентом 0.33 К/км будет соответствовать значениям 4000К и 300К на дне и поверхности мантии.

Далее была рассчитана модель 2 для мантии со скачком вязкости в три с половиной порядка. Во всей мантии безразмерная вязкость η_2 равна единице, кроме верхнего слоя толщиной 75км, где вязкость равна 5000. В качестве начального состояния была взята конвекция при постоянной вязкости в модели 1. После изменения вязкости мантийные течения стали перестраиваться, и затем установилась структура конвекции, показанная на рис. 2. Здесь температура также показана серыми тонами, а безразмерные скорости стрелками с максимальным значением 1500. Это значение меньше, чем в модели 1, поскольку средняя вязкость в модели 2 меньше. Распределение вязкости показано в нижней части рис. 2. Как видно из шкалы для логарифма вязкости, показанная черным цветом литосфера имеет вязкость на 3.5 порядков больше вязкости остальной мантии. Как указывалось выше, при толщине 75 км относительная безразмерная толщина литосферы равна 75/3000 = 0.025.

При сравнении распределений скоростей мантийных течений, показанных на рис. 1 и 2, можно видеть их различие. В модели 1 без литосферы горизонтальные скорости мантийных течений на внешней поверхности достаточно большие. В модели 2 при такой большой вязкости литосферы она ведет себя как сплошная жесткая неподвижная оболочка, и конвекция происходит только под литосферой. При этом на подошве литосферы скорости течений обращаются в ноль из условия вязкого сцепления. Такая была бы конвекция в мантии, если не учитывать зависимость вязкости вещества мантии от напряжения. Поэтому далее была рассчитана модель 3, учитывающая более сложную реологию вещества мантии.

Согласно лабораторным измерениям оливина и других минералов мантии их вязкость зависит от температуры, давления (глубины), содержания воды и сдвигового напряжения. Чтобы более четко продемонстрировать процесс разделения литосферы на плиты в данной работе рассматривалась только наиболее важные для этого процесса зависимости вязкости от глубины и сдвигового напряжения. В действительности аномально высокая вязкость литосферы возникает благодаря ее относительно низкой температуре и сухости. Оба эти эффекта в результате ведут к скачку вязкости на подошве литосферы. В настоящей работе этот скачек берется как исходное, и главное внимание уделяется расколу самой литосферы. Учет зависимости вязкости от температуры и содержания воды дает более детальную картину, которая из-за ограниченности объема в данной работе не приводится.

В работе [Raterron et al., 2004] по лабораторным измерениям для оливина найдена зависимость скорости деформации $\acute{\varepsilon}$ от инварианта сдвиговых напряжений τ. Она может быть переписана в виде

$$\acute{\varepsilon} = A\exp\{-(B/T)[1-(\tau/C)^{2/3}]^2\}, \qquad (5)$$

где $A = 2.610^{16}$ 1/с, B = 68 K и C = 15.4 ГПа. Поскольку эффективная вязкость η определяется из соотношения

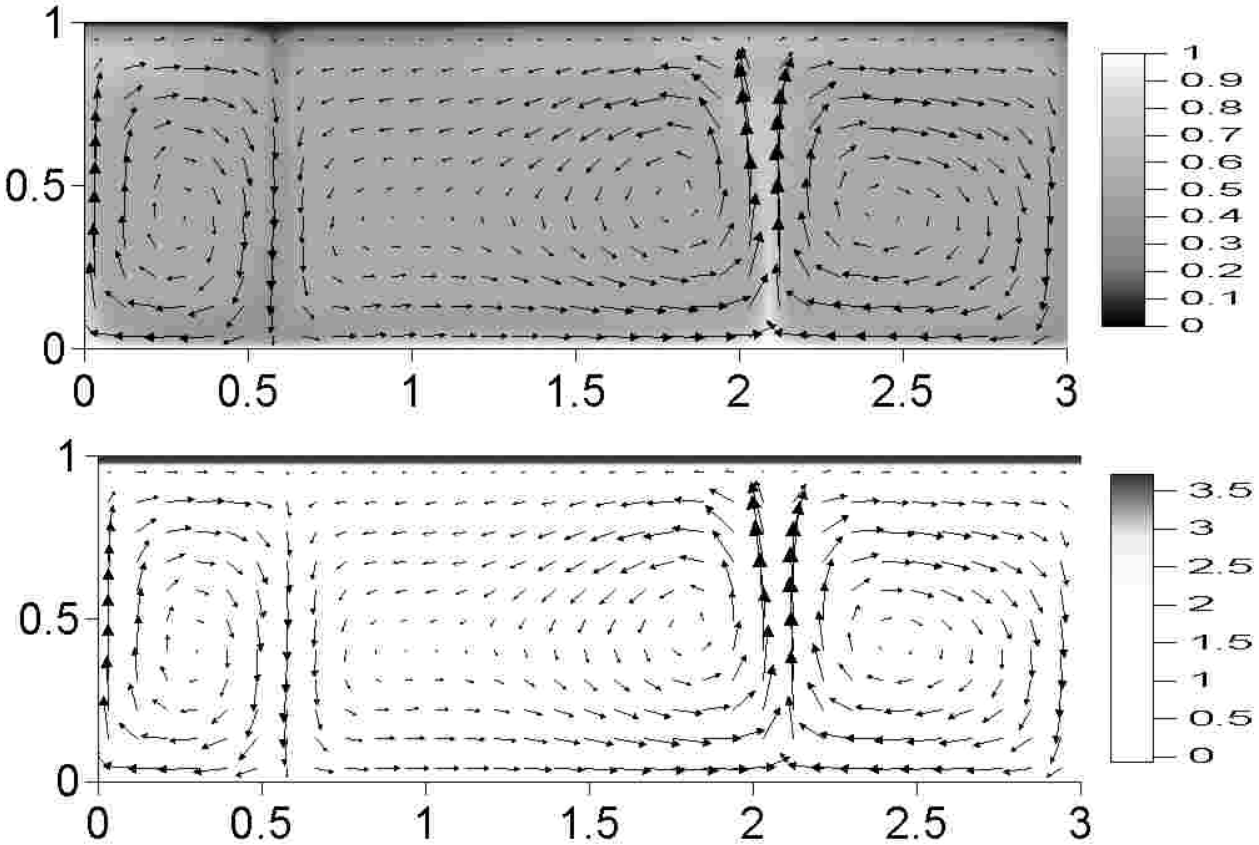


Рис. 2. Рассчитанная структура конвекции со скачком вязкости. Вверху температура и скорости течений, внизу вязкость и скорости. Слева шкалы для температуры и логарифма вязкости. При вязкости 5000 раз большей средней вязкости мантии литосфера ведет себя как сплошная жесткая оболочка

$$\tau = \eta \acute{\varepsilon}, \qquad (6)$$

то из (5) и (6) можно найти зависимость вязкости от температуры и напряжения для оливина

$$\eta_\tau = (\tau/A)\exp\{(B/T)[1-(\tau/C)^{2/3}]^2\}. \qquad (7)$$

Из формулы (7) следует, что вязкость начинает резко падать при напряжении, превышающем значение C = 15.4 ГПа. Обычно при численном моделировании, вместо экспоненциальной зависимости вязкости от напряжения или скорости деформации, использую более простые аппроксимации в виде степенных зависимостей, например,

$$\eta_\tau = \tau_y \acute{\varepsilon}_y^{1/n^*} \acute{\varepsilon}^{(1-n^*)/n^*}, \qquad (8)$$

где τ_y и $\acute{\varepsilon}_y$ – заданные постоянные. В пределе при очень большом значении показателя n* формула (8) переходит в

$$\eta_\tau = \tau_y/\acute{\varepsilon}\,. \qquad (9)$$

В зависимости вида (8) параметры имеют значения τ_y = 100 MPa и $\acute{\varepsilon}_y = 10^{-14}$1/s и n* = 5 [Kneller et al., 2005]. Зависимость вида (9) совпадает с соотношением Байерли-Кулона-Мора для трения скольжения.

В модели 3 использовалась наиболее простая зависимость вязкости от напряжения вида (9) с различными значениями критического напряжения τ_y. Результаты приведены для значения τ_y, равного 10^5 в безразмерных единицах или 120 МПа. В модели 3 учитывается и скачек вязкости на границе литосферы и зависимость от напряжения из условия $1/\eta_3 = 1/\eta_2 + 1/\eta_\tau$. В качестве начального условия использовалось состояние мантийной конвекции в модели 2 с жесткой сплошной литосферой. После изменения закона вязкости с η_2 на η_3 конвекция в мантии стала перестраиваться. В местах, где к жесткой литосфере подходили восходящие и нисходящие мантийные потоки возникали большие девиаторные напряжения. Поэтому вязкость литосферы в этих местах резко (на 3-4 порядка) понижалась, и литосфера разбилась на три отдельные плиты.

На рис. 3 в верхней части представлено поле температур, показанное серыми тонами, и поле скоростей течений с максимальным значением 1200 в безразмерных единицах. В средней части рис. 3 приведено распределение вязкости $\eta_3(x,z)$, устанавливающееся при конвекции, с указанной логарифмической шкалой. Это распределение вязкости четко показывает, как жесткая литосфера разделилась на отдельные плиты благодаря резкому понижению вязкости.

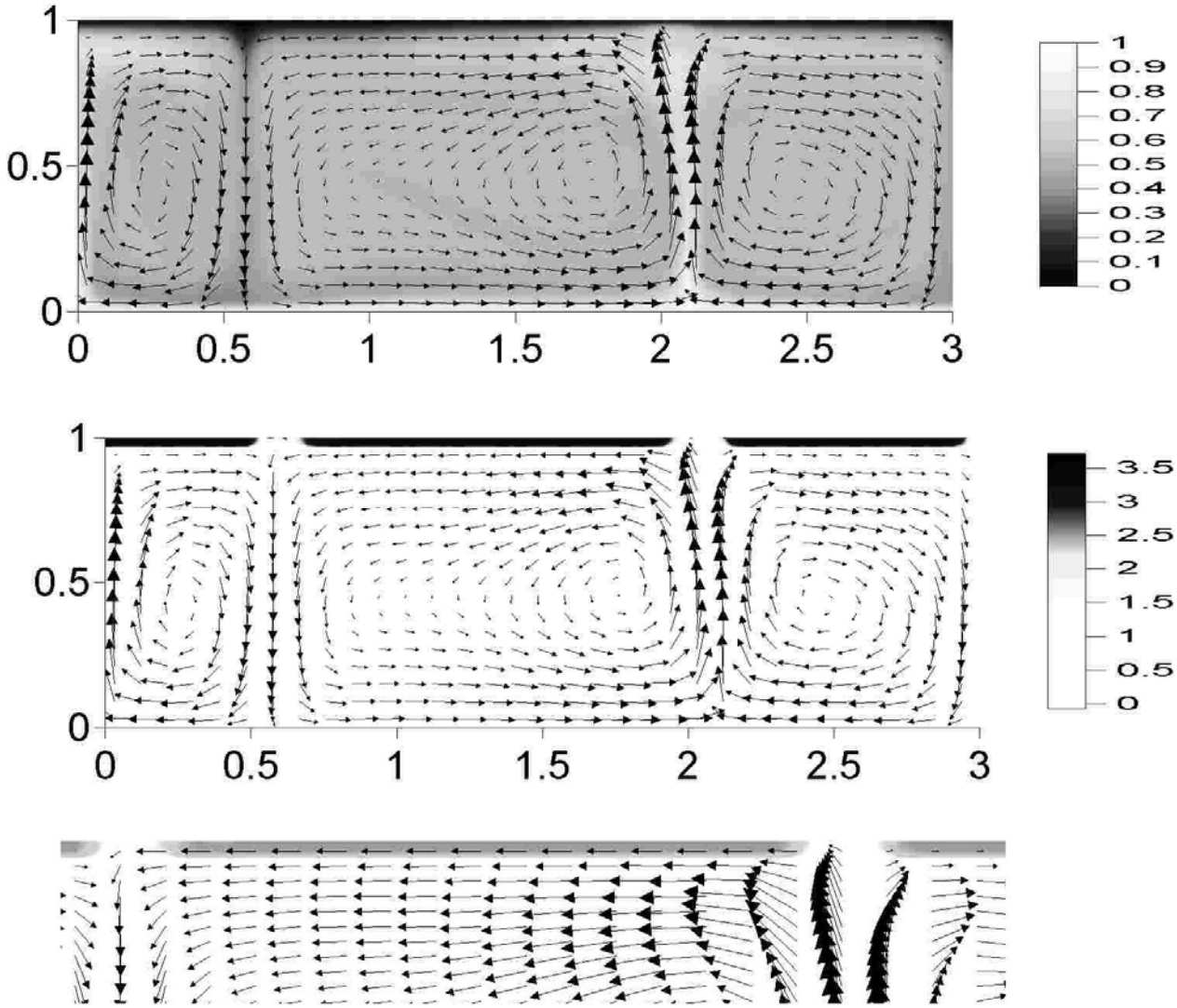


Рис. 3. Структура мантийной конвекции с вязкостью, зависящей от глубины и напряжения

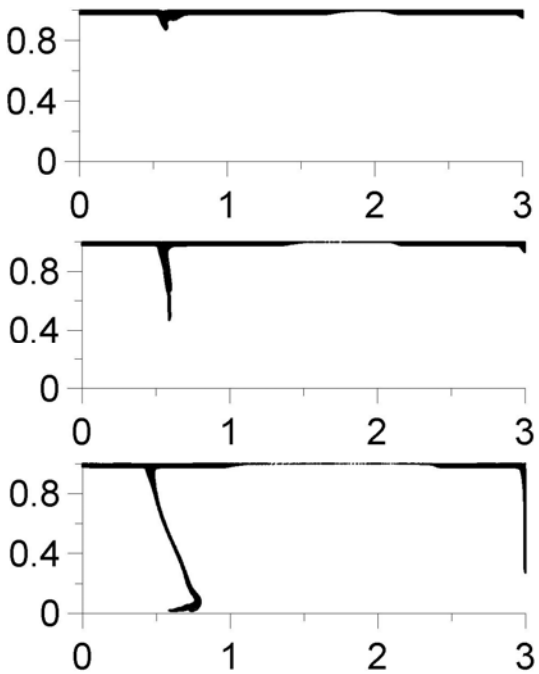


Рис. 4. Положения замаркированного вещества в последовательные моменты 5, 40 и 60 млн. лет

В нижней части рис. 3 в более крупном масштабе представлено это же распределение вязкости вместе со скоростями течений. Оно показывает, что образовавшиеся из неподвижной литосферы (ср. рис. 2) плиты стали двигаться. При этом вещество плиты образуется при затвердевании вещества мантии восходящих потоков. При приближении к зоне субдукции вещество плиты размягчается и уходит в мантию.

Чтобы еще более наглядно продемонстрировать это, в некоторый момент времени, принимаемый в дальнейшем за $t = t_1$, вещество плиты было замаркировано, т.е. в плиту были поставлены пассивные маркеры, каждый из которых движется со скоростью вещества в данной точкепространства. На рис. 4 показана эволюция маркеров в последовательные три момента времени через 5, 20 и 60 млн. лет. Из рис. 4 отчетливо видно, что вещество плиты погружается в манию до ее дна, чтобы потом там частично размешаться. При этом на место уехавшего вещества плиты должно войти вещество восходящего мантийного потока.

Построение более детальной картины конвективной циркуляции и перемешивания вещества мантии является одной из основных проблем химической геодинамики. Результаты настоящей работы находятся в русле направления построения полной теории мантийной конвекции с литосферными плитами, которые не задаются априори, а их свойства и эволюция находятся в результате решения уравнений переноса массы, количества движения и тепла в нагретой вязкой мантии. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 08-05-00578.

ЛИТЕРАТУРА

Kneller E., Keken P., Karato Sh., Park J. B-type olivine fabric in the mantle wedge: Insights from high-resolution non-Newtonian subduction zone models // Earth and Planet. Sci. Lett. 2005. V. 237. P. 781-797.

Raterron P., Wu Y., Weidner D., Chen J. Low tempersture olivine rheology at high pressure // Phys. Earth and Planet. Inter. 2004. V. 145. P. 149-159.

Schubert G., Turcotte D.L. and. Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge Univ. Press. 2001. P. 940.

Tackley P.J. Self-consistent generation of tectonic plates in timedependent, three-dimensional mantle simulations 1. pseudoplastic yielding. G3, 2000. V. 1, paper# 2000GC000036.

РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВЕРХНЕЙ КОРЫ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ (НАТУРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ)

А.В. Черемных

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

ВВЕДЕНИЕ

Разноранговые разломы и вычленяемые ими блоки земной коры являются элементами, которые в качестве структурных неоднородностей участвуют в геодинамических процессах и способствуют перераспределению напряжений в верхней коре. Цель данного исследования состоит в выявлении взаимного влияния разломно-блоковой структуры и напряженного состояния верхней части земной коры.

Территория для проведения исследования была выбрана на восточном побережье озера Байкал, в районе Усть-Баргузинского разломного узла, т. к. верхняя часть земной коры здесь характеризуется контрастно проявленным в новейшей структуре блоковым строением. Блок, в нашем понимании, – относительно монолитный объем горных пород, ограниченный разломами определенного ранга [Шерман и др., 1999]; при этом активный блок перемещается по зонам разломов как единое целое. Базируясь на данном определении разломно-блоковой структуры верхней части земной коры, был определен комплекс методов для проведения исследования. Методические приемы охватывали картирование разломно-блоковой структуры верхней коры, изучение полей напряжений по натурным наблюдениям остаточных деформаций горных пород и экспериментальное воспроизведение напряженного состояния в моделях сочленения разноранговых разломов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Картирование разломно-блоковой структуры земной коры. Деформации верхней части земной коры отражены в современном рельефе, поэтому, при картировании разломно-блокового строения за основу была принята методика морфоструктурного районирования [Ранцман, 1979], которая позволила разграничить территорию на области с однородной структурой рельефа.

Вначале на топографических картах масштаба 1:200 000 были отмечены линейные элементы рельефа – линеаменты. На площади наблюдаются как продольные по отношению к хребтам линеаменты, так и поперечные. Линеаменты в основном проводились по уступам склонов хребтов, а иногда по спрямленным участкам речных долин или местам смещения русел рек. Продольные линеаменты, как правило, следуют вдоль крупных элементов рельефа и отделяют горные хребты от впадин, т.е. разграничивают блоки, характеризующиеся устойчивым поднятием и относительным опусканием. Поперечные линеаменты чаще всего выражены прорывающими хребет долинами. Кроме того, иногда выделяются линеаменты внутри горных хребтов и впадин, которые отражают ступенчатое строение этих морфоструктур. Такие линеаменты считались границами более низкого ранга. Далее, на основе количественных показателей горных хребтов, проверялась активность каждого конкретного линеамента. Согласно методике [Ранцман, 1979] при морфоструктурном районировании использовались такие количественные показатели как: максимальная и средняя высота осевой части хребта и простирание его оси. Резкие, скачкообразные изменения высоты хребта (на 0.1 средней высоты хребта), сохраняющиеся на значительной его части по обе стороны от места скачка и значительные (более 20°) отклонения простирания хребта, считались обусловленными активными тектоническими движениями по разломам. Для уточнения разломно-блокового строения, установленного геоморфологическими методами, было проведено сопоставление результатов морфоструктурного районирования с государственными геологическими картами. Кроме того, на основе анализа размеров блоков, оконтурены зоны региональных разломов района.

В результате была составлена карта (рис. 1), которая учитывает характерные особенности разломно-блоковой структуры верхней части земной коры [Черемных, 2005а]: 1) наличие разноранговых блоков, отличающихся направленностью и интенсивностью относительного перемещения за неотектонический этап; 2) присутствие внутриблоковых разломов, не проявленных в рельефе, т.е. не активных или слабо активных в новейшее время; 3) блоковое строение зон региональных разломов, образованное различно

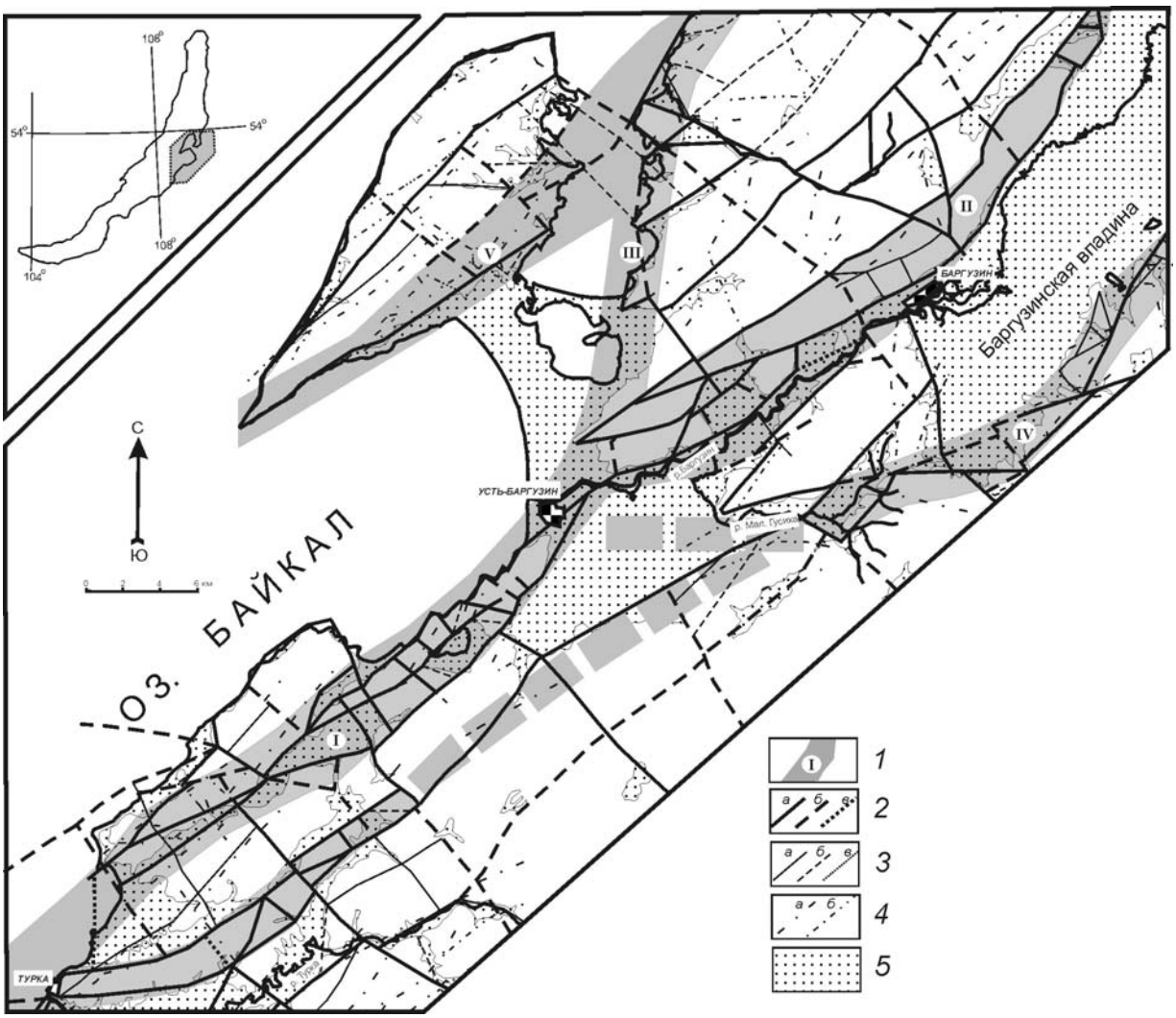


Рис. 1. Карта разломно-блокового строения верхней части земной коры в районе Усть-Баргузинского разломного узла.

1 – зоны региональных разломов и их номера: *I* – Турка-Усть-Баргузинский, *II* – южная кулиса Баргузинского разлома, *III* – Чивыркуйский, *IV* – Суво-Усть-Баргузинский, *V* – разлом п-ва Святой Нос; *2* – активные границы локальных блоков 1-го уровня (а – хорошо выраженные в рельефе, б – слабо выраженные в рельефе, в – зафиксированные при геолого-структурных исследованиях); *3* – активные границы локальных блоков 2-го уровня (а – хорошо выраженные в рельефе, б – слабо выраженные в рельефе, в – зафиксированные при геолого-структурных исследованиях); *4* – внутриблоковые разрывные нарушения (а – установленные; б – предполагаемые); *5* – кайнозойские отложения

ориентированными локальными разрывами в их пределах.

Для уточнения разломно-блокового строения территории и сбора фактического материала с последующим восстановлением напряженного состояния верхней части земной коры были проведены полевые работы.

Восстановление напряженного состояния по натурным наблюдениям. Сведения о полях напряжений верхней части земной коры района исследований, полученные на основе геолого-структурных методов восстановления ориентировки осей главных нормальных напряжений по остаточным деформациям в горных породах, свидетельствуют о широком распространении обстановок сдвига и растяжения [Парфеевец и др., 2002; Черемных, 2005а; Шерман, Днепровский, 1989]. При этом сдвиговое поле напряжений некоторые исследователи относят к раннеорогенному (с палеоцена до середины плиоцена), а поле растяжения – к позднеорогенному (поздний плиоцен–голоцен) этапам развития территории [Парфеевец и др., 2002].

Проведенные нами полевые исследования позволили произвести наблюдения на 93 выходах горных пород. В обнажениях горных пород фиксировались зоны трещиноватости, дробления и милонитизации. Изучение специфических структурных форм (сместители разломов, системы трещин, мелкие складки, будины) сопровождалось массовым замером элементов залегания

трещин. В пределах изученной площади трещиноватость была изучена как в метаморфических и магматических породах докембрия и палеозоя, так и в осадках, имеющих верхнеплейстоценовый и голоценовый возраст.

При восстановлении ориентировки осей главных нормальных напряжений были применены методы, разработанные М.В. Гзовским [Гзовский, 1975] и П.Н. Николаевым [Николаев, 1992], которые основаны на анализе ориентировок трещин скалывания. Эти методы направлены на выявление систем трещин сформировавшихся в однородном поле напряжений. Обработка массовых замеров производилась на компьютере в программе «Структура», которая содержит широко известный набор приемов графического отображения трещин на диаграммах, выявления их систем и восстановления ориентировок осей главных нормальных напряжений. Строились сферическая и прямоугольная диаграммы трещиноватости для каждого обнажения горных пород. По методике П.Н. Николаева, на основе анализа разбросов в системах трещин, выявлялись сопряженные сколы, для которых по методике М.В. Гзовского восстанавливались ориентировки осей главных нормальных напряжений.

Систематизация восстановленных полей напряжений по отношению к разноранговым разрывам территории [Черемных, 2005а] позволила установить, что в зонах региональных разломов имеет место: 1) отличие ориентировки осей главных напряжений вблизи локальных разрывов разного простирания; 2) изменчивость напряженного состояния в районе узлов сочленения разрывов; 3) вариации углов наклона осей главных напряжений вдоль простирания региональных разломов.

Эти особенности напряженного состояния верхней части земной коры могут являться следствием различных причин: смены регионального поля напряжений во времени, перераспределения локальных напряжений из-за вещественной и разломно-блоковой неоднородности верхней коры, иерархии полей напряжений, и множества других. Для установления влияния разломно-блоковой неоднородности верхней части земной коры на перераспределение напряжений в ее пределах была проведена серия физических экспериментов.

Моделирование напряженного состояния верхней части земной коры. Экспериментальное воспроизведение напряженного состояния верхней коры проведено на оборудовании лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН. Оно базировалось на поляризационно-оптическом методе, который традиционно используется для изучения напряжений вокруг неоднородностей различной природы. Воспроизводились ситуации, при которых главные напряжения лежали в плоскости модели. В качестве модельного материала использованы студни желатина, обладающие высокими коэффициентами оптической активности и удовлетворяющие требованиям теории подобия [Осокина, 1963]. При проведении экспериментов физического моделирования учитывались особенности разломно-блокового строения и напряженного состояния земной коры региона.

Эксперименты позволили установить особенности перераспределения напряжений на концентраторах разных порядков. Ранее установлено [Шерман и др., 2005], что концентратор первого порядка – граница Сибирской платформы и Забайкальского блока – определяет региональное поле СЗ-ЮВ растяжения, характерное для Байкальского рифта. Именно в этом поле развиваются разломы, которые из-за особенности внутреннего строения своих зон, ориентировки в пространстве и характера взаимодействия (узлы сочленения), формируют локальные поля напряжений (второго и третьего порядка) с различной ориентировкой осей главных напряжений.

Для района исследований были воспроизведены в моделях: 1) сеть региональных разломов, образующих Усть-Баргузинский разломный узел (рис. 2); 2) узловые сочленения локальных разрывов наиболее характерных как для района в целом, так и для частных зон региональных разломов (рис. 3).

Граничные условия варьировали от опыта к опыту, так как деформация растяжения может быть вызвана различными способами внешних воздействий, наиболее вероятными из которых являются: сжатие вдоль рифта (имитация влияния Индо-Евразийской коллизии) и поперечное растяжение (имитация действия подлитосферного потока аномальной мантии) [Черемных, 2005б]. Кроме того, схема проведения экспериментов с поэтапным добавлением в модель разрывов, позволила проследить изменение напряженного состояния от простых структур к сложным их сочетаниям.

Опыты позволили выявить черты сходства и отличия напряженного состояния в моделях, различающихся граничными условиями, т.е. выявить как общие закономерности, независящие от способа приложения нагрузки, так и некоторые особенности, связанные со спецификой каждой конкретной модели.

Так во всех моделях, вне зависимости от способа приложения нагрузки наблюдается изменение ориентировки осей главных напряжений вблизи узлов сочленения разломов. Эта законо-

мерность проявляется как для зон сочленения региональных разломов (рис. 2), так и для узлов сочленения локальных разрывов (рис. 3). Одиночные же разрывы, прежде всего, влияют на изменение величины напряжений (области повышения и снижения) в пределах зон своего влияния, а на ориентировку осей главных напряжений они воздействуют в меньшей степени. Практически не оказывают воздействия на изменения траекторий главных нормальных напряжений разрывы ортогональные и параллельные направлению действия нагрузки.

Кроме того, эксперименты показали, что в условиях упругого поведения материала (студни желатина) величины напряжений в области влияния разлома зависят от его длины: при одинаковой внешней нагрузке протяженный разрыв сильнее перераспределяет касательные напряжения внутри модели по величине, чем разрыв небольшой длины. Эта особенность важна при моделировании напряженного состояния в окрестностях узлов сочленения разноранговых разломов, т.к. влияние локального разрыва на напряжения в зоне регионального разлома может быть весьма незначительно и его сложно изучить при степени оснащенности наших экспериментов. В этом случае нам помогает представление об иерархии полей напряжений (Осокина, 1989). В каждом эксперименте моделируются разрывы определенного ранга длины, которые, с помощью соответствующих граничных условий опыта, помещаются в поле напряжений, выявленное в окрестностях неоднородностей более высокого уровня.

Только при таком подходе к моделированию может быть достигнута высокая сходимость результатов экспериментов с разнообразием локальных напряженных состояний, восстановленных по натурным наблюдениям за остаточными деформациями горных пород.

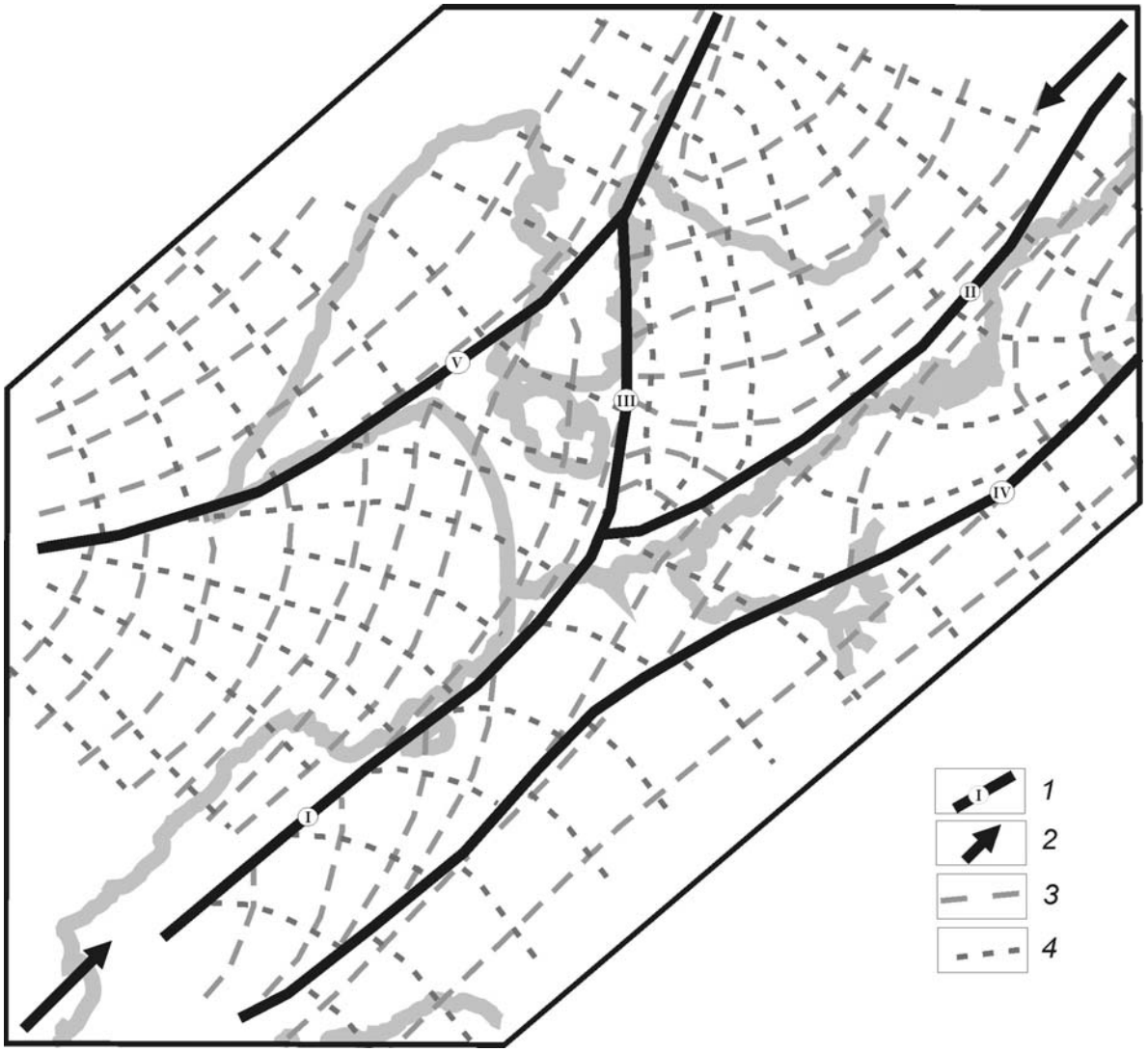


Рис. 2. Траектории главных напряжений модели Усть-Баргузинского разломного узла (оптическое моделирование).

1 – региональные разломы и их номера, *2* – направление действия нагрузки, *3* – траектории максимальных сжимающих напряжений, *4* – траектории минимальных сжимающих напряжений

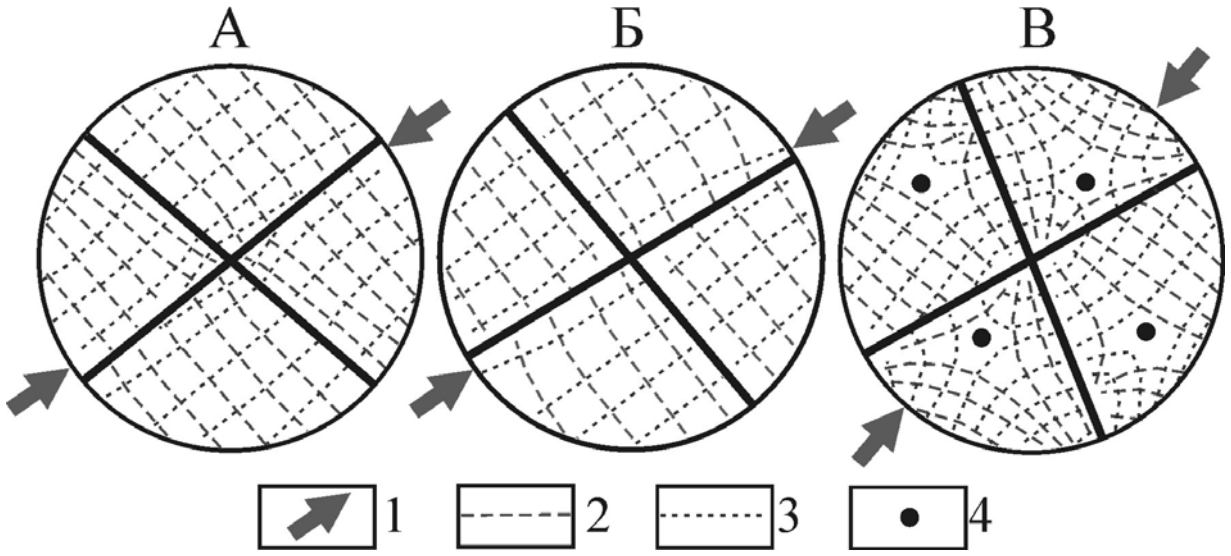


Рис. 3. Траектории главных напряжений в узлах сочленения локальных разрывов.

А – сочленение наиболее характерное для всего района исследований; Б – узел в зоне Турка – Усть-Баргузинского разлома; В – узел в пределах южной кулисы Баргузинского разлома.

1 – направление действия нагрузки, *2* – траектории минимальных сжимающих напряжений, *3* – траектории максимальных сжимающих напряжений, *4* – изотропные точки

В районе исследования наиболее распространенными являются Х-образные сочленения разломов. Как правило, эти узлы сочленения образованы локальными разрывами в зоне влияния регионального разлома, т.е. находятся в напряженном состоянии, характерном для окрестностей этого разлома. Если траектории напряжений в зоне разлома отклоняются от внешнего поля, то в пределах разломного узла может произойти существенное изменение ориентировок осей напряжений. Именно в моделях таких разломных узлов фиксируются изотропные точки – области значительной изменчивости ориентировок осей напряжений. Этим обстоятельством, по-видимому, обусловлено наблюдаемое в природе нестабильное напряженно-деформированное состояние вблизи зон сочленения разрывов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что наиболее крупные одиночные разрывы, развиваясь в региональном поле напряжений, перераспределяют его. При этом напряженное состояние в окрестностях этих разломов, при условии их ортогональности к растяжению, в зависимости от граничных условий, значительно меняется по величине и несущественно по ориентировке осей. Однако в моделях узлов сочленения разломов происходит перераспределение напряжений, как по величине, так и по простиранию главных осей, что вызвано кооперативным поведением разломов при активизации. Еще более сложная картина наблюдается при изменении граничных условий в моделях разломных узлов локального уровня. Даже при изначальной согласованности простирания локальных разрывов и осей регионального поля напряжений часто возникают ситуации, при которых узел разрывов активизируется в измененном региональными разломами напряженном состоянии, что вызывает существенные вариации направлений осей главных напряжений в его пределах. Таким образом, параметры полей напряжений в обнажениях горных пород зависят от ориентировки в пространстве зон, как региональных разломов, так и локальных разрывов, а также параметров узлов их сочленения. Так формируется наблюдаемое в природе разнообразие полей напряжений в локальных объемах горных пород.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 07-05-00061).

ЛИТЕРАТУРА

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.

Осокина Д.Н. Пластические и упругие низкомодульные оптически активные материалы для

исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: Изд. АН СССР. 1963.

Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника: (Методы, результаты, перспективы). М.: Наука. 1989. С. 163-197.

Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра. 1992. 295 с.

Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21, № 1, С. 14-28.

Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука. 1979. 171 с.

Черемных А.В. Региональные разломы, блоки и напряженное состояние верхней части земной коры в районе Усть-Баргузинского разломного узла (Байкальская рифтовая система) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005а. № 5. С. 10-17.

Черемных А.В. Экспериментальное исследование природы современного напряженного состояния Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005б. Т. 46, № 10. С. 1083-1092.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. Сиб. отдние. 1989. 158 с.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 41-53.

Шерман С.И., Черемных А.В., Мирошниченко А.И. Новые данные о структуре поля напряжений Байкальской рифтовой системы (результаты моделирования) // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400, № 6. С. 803-807.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР В ПЛИТНЫХ СРЕДАХ НА ПРИМЕРЕ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА ОЗЕРА БАЙКАЛ

Е.В. Шилько[1], *С.В. Астафуров*[1], *А.В. Димаки*[1], *В.В. Ружич*[2], *Н.Г. Гранин*[3], *С.Г. Псахье*[1]

[1] – Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск, shilko@ispms.tsc.ru
[2] – Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ruzhich@crust.irk.ru
[3] – Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, nick@lin.irk.ru

1. ВВЕДЕНИЕ

Вопросы, связанные с исследованием процессов релаксации напряжений в земной коре обсуждаются достаточно широко [Гольдин, 2004, Psakhie, 2007], при этом одним из основных деформационных механизмов в блочной геологической среде является относительное перемещение структурных элементов. В блочных средах деформация реализуется либо путем активизации ранее неактивных трещин, разломов и других границ раздела, либо образованием новых [Николаевский, 2006]. Второй механизм реализуется в случае, когда релаксационные способности первого исчерпываются или оказываются недостаточными. При этом происходит активизация деформационных механизмов более высокого уровня, в частности, фрагментации высоконапряженных областей [Николаевский, 2006]. Очевидно, что образование/активизация границ раздела, сопровождающееся резким изменением напряженно-деформированного состояния среды, может не только приводить к интенсификации деформационных процессов на активных границах, но и инициировать различные динамические явления.

Наблюдение деформационных процессов в земной коре на больших масштабных уровнях встречается со значительными трудностями, связанными, в частности, с большими временными и пространственными масштабами и невозможностью детального исследования деформационных структур на больших глубинах. В связи с этим основные исследования проводятся модельных объектах, главным образом, на фрагментах горных массивов. При анализе деформационных процессов и механизмов, определяющих поведение значительных фрагментов литосферы, необходимо принимать во внимание следующие особенности, отличающие ее от трехмерных блочных сред. Так, размеры тектонических плит в «плоскости залегания» значительно превосходят их толщину, что дает основание рассматривать их как относительно тонкие пластины. Важной особенностью литосферы является наличие более плотной и вязкой подложки с низким сопротивлением сдвигу. Это позволяет рассматривать литосферу как представителя специфического подкласса блочных сред, который можно назвать плитным. Отметим, что указанные особенности структуры и граничных условий определяют и специфику ряда деформационных механизмов, среди которых можно отметить зоны спрединга, коллизии и субдукции/обдукции. Их особенностью является фактическое удаление материала из зоны контакта плит либо наоборот – его поступление.

В связи с вышесказанным перспективным для исследования геосред является использование модельных систем, обладающих указанными особенностями. Такие модельные системы должны удовлетворять требованиям подобия земной коре, с точки зрения реологии, плитного строения и динамики поведения. Как отмечалось в [Добрецов, 2007], в качестве модельной плитной среды может рассматриваться ледовый покров озера Байкал, который состоит из блоков разного размера. Границами раздела блоков являются трещины различного масштаба. При этом к макроскопическим можно отнести наиболее протяженные становые трещины, длина которых сопоставима с шириной Байкала. Они играют роль, во многом аналогичную зонам межплитных тектонических разломов в литосфере. Трещины меньшей протяженности обеспечивают деформационную способность ледового покрова на более низких масштабах. Важными факторами, обеспечивающими подобие ледового покрова озера Байкал и фрагментов литосферы, являются реология льда, характер изменения температуры и механических свойств по толщине, наличие жидкой более плотной подложки, стесненные граничные условия и т.д. Следует отметить, что напряженно-деформированное состояние ледового покрова оз. Байкал, как и земной коры, является крайне сложным и неоднородным и может включать в себя элементы растяжения, сжатия, сдвига и изгиба.

Указанные факторы обеспечивают подобие не только структуры, но и механического отклика ледового покрова на внешние воздействия. В частности, как установлено в ходе экспедиций СО

РАН 2005-2007 годов, на границах раздела структурных элементов блочного ледового покрова происходят постоянные относительные перемещения ледовых пластин, имеющие квазипериодический знакопеременный характер. При этом хорошо выделяются две составляющие знакопеременных деформационных процессов на границе раздела: короткопериодные «колебания», связанные с суточными изменениями погодных условий, и длиннопериодные, характерные времена которых могут меняться в широком диапазоне в зависимости от напряженно-деформированного состояния конкретного участка блочного ледового массива. Указанные явления во многом аналогичны сложным деформационным явлениями, происходящим в блочной геофизической среде, в частности, хорошо известным эффектам знакопеременных относительных перемещений блоков горной породы после изменения напряженного состояния массива, маятниковым волнам [Курленя, 1996а, 1996б].

Следствием общности основных закономерностей поведения ледового покрова и фрагментов земной коры является и общность многих деформационных структур, возникающих в этих системах. В частности, ряду механизмов деформации разломно-блокового ледового покрова озера Байкал, могут быть поставлены в соответствие известные в геодинамике механизмы, такие как спрединг, субдукция и другие. Как показывают наблюдения, формирование указанных структур в ледовом покрове носит динамический характер и может сопровождаться значительными «сейсмическими» колебаниями. Дальнейшее развитие таких деформационных структур представляет собой чередование медленных процессов и кратковременных динамических событий. Оба процесса представляют значительный интерес с точки зрения их использования при анализе явлений, происходящих в литосфере. Поэтому настоящая работа посвящена анализу результатов изучения динамических процессов образования и развития одного из указанных типов деформационных структур в ледовом покрове озера Байкал, а именно зоны поддвига одной ледовой пластины под другую, что можно рассматривать как аналог зоны субдукции в земной коре.

2. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ МОНИТОРИНГА СМЕЩЕНИЙ

Исследования проводились в марте 2007 года в южной части озера Байкал на границе раздела ледовых пластин, представляющей собой становую трещину, распространяющуюся от юго-западного побережья на юго-восток (рис. 1). Обследование юго-западной части озера показало малое количество становых трещин вследствие необычно теплой погоды в январе-феврале, способствующей медленному становлению ледового покрова. Это свидетельствовало о высоком уровне внутренних напряжений в данном фрагменте ледового покрова и возможной высокой активности процессов фрагментации и образования различных деформационных структур на данном участке. Детальное изучение структуры трещины показало, что она представляет собой цепочку кулисообразных разрывов, работающих как единая граница раздела. При этом каждая последующая (более удаленная от берега) кулисная трещина располагалась восточнее предыдущей. Расстояние между краями соседних трещин составляло 80-150 м. Как правило, от края окончившейся трещины в сторону соседней уходили замерзшие или несквозные трещины.

Для измерения смещений по трещинам, составляющим изучаемую границу раздела, была развернута сеть измерительных узлов, оборудованных автономными регистраторами смещений и лазерными дальномерами. Использовались разработанная в ИФПМ СО РАН распределенная система мониторинга смещений в геологических блочных средах «СДВИГ-4МР» и лазерные дальномеры LeicaDisto (места расположения соответствующих измерительных точек показаны на рис. 1), а также GPS-приемник TRIMBLE 4700 для оценки абсолютных смещений одной из ледовых пластин (восточной плиты на рис. 1).

Рис. 1. Составленная по данным GPS-измерений карта-схема участка активной границы раздела, на котором осуществлялся инструментальный мониторинг относительных смещений по границе раздела ледовых плит. На схеме: сплошные черные линии – линии кулисообразных трещин; штрихованные линии – направления дальнейшего распространения трещин; TP1 – TP3 и PG1, PG2 – места установки датчиков смещений; L1 – L6 – места установки измерительных точек для лазерных дальномеров; ⊡ – GPS-приемник

В ходе исследований были зарегистрированы и проанализированы три динамических события (ледовые удары), связанные с конвергенцией ледовых пластин на изучаемой границе раздела. Все события представляли собой различные этапы образования и развития зоны поддвига одной ледовой пластины под другую (аналога субдукции). Формирование этой зоны началось в ходе первого ледового удара (8 марта). Его дальнейшее развитие происходило путем чередования медленных процессов и кратковременных динамических событий, которые наблюдались 12 и 22 марта. Анализ относительных перемещений взаимодействующих ледовых пластин показал, что указанные этапы характеризуются рядом общих черт. Во всех случаях событию предшествовало резкое изменение режима и направления «медленных» деформационных процессов на границе раздела.

На рис. 2 приведены кривые относительных нормальных и сдвиговых смещений на одном из участков изучаемой границы раздела в период, предшествующий первому ледовому удару (8 марта). Видно, что в период с 3 по 6 марта (участок I на рис. 2) доминировало расхождение ледовых пластин, сопровождающееся ярко выраженным суточным ходом. При этом основные смещения реализуются в дневное время (наклонные сегменты кривых на рис. 2), в ночное же время интенсивность деформационных процессов резко снижается (горизонтальные участки). Из рис. 2 видно, что, начиная с 3 марта, скорость смещений снижалась и к 6 марта упала практически до нуля, после чего наступил достаточно продолжительный период затишья (участок II на рис. 2). В течение периода затишья амплитуда суточных смещений на различных участках границы раздела не превышала нескольких см/сутки, причем в целом имел место обратный тренд. Аналогичные закономерности были зарегистрированы большинством измерительных узлов, как перед первым ледовым ударом, так и перед последующими. Очевидно, описанное явление связано с исчерпанием релаксационной способности медленных относительных перемещений ледовых плит и, как следствие, быстрым возрастанием внутренних напряжений в ледовом массиве. Резкое снижение скоростей (а в ряде случаев и изменение тренда) деформационных процессов на активных границах раздела на этапе, предшествующем динамическому событию, является общей закономерностью для сред с блочной структурой и связано с вовлечением релаксационных механизмов более высокого уровня. Отметим, что интенсивность «медленных» смещений в ледовом покрове и продолжительность стадии затишья определяются рядом факторов, среди которых важную роль играют характеристики блочной структуры, особенности напряженно-деформированного состояния фрагментов, температурный режим, солнечная активность, ветровая нагрузка и т.д.

Проведенные GPS-измерения позволили проанализировать особенности данного изменения деформационной активности на границе раздела. Так, деформационные процессы на участке I (рис. 2) связаны с движением западной плиты (левая плита на рис. 1) в юго-западном направлении. При этом характерная скорость смещения восточной плиты была на порядок величины ниже. На стадии «затишья» (участок II) обе плиты двигались согласованно с западной. При этом скорость и направление движения практически не изменились в сравнении с предшествующим периодом. Вовлечение восточной пластины в активные деформационные процессы свидетельствует об изменении напряженно-деформированного состояния ледового массива вдали от береговой линии. Отметим, что «медленные» перемещения восточной и западной плит, предшествующие последующим ледовым ударам (12 и 22 марта), характеризовались аналогичными закономерностями. Полученные данные свидетельствуют о росте напряжений в ледовом массиве на стадии «затишья». Как отмечалось выше, дальнейшая релаксация напряжений может идти путем динамической фрагментации ледового массива. Подобные явления способны приводить к возникновению на существующих границах раздела динамических событий триггерного типа.

Другой общей чертой зарегистрированных динамических событий являлось наличие «краткосрочных» деформационных предвестников, которые проявлялись в виде заметного изменения скоростей относительных нормальных и тангенциальных смещений по изучаемой границе раздела. На рис. 3 приведены смещения в течение двух часов, предшествующих ледовому удару 8 марта. Можно видеть, что имело место ускорение смещений, характерная скорость которых к моменту ледового удара достигла 9 см/час в нормальном и 3.5 см/час в тангенциальном направлениях. Аналогичные эффекты регистрировались на различных участках исследуемых трещин. Как видно из рис. 3, общее изменение скоростей «медленных» смещений может сопровождаться низкомаплитудными динамическими подвижками (небольшие почти вертикальные «ступеньки»). Мониторинг показал, что данные подвижки носят локальный характер, то есть, обусловлены особенностями локального напряженно-деформированного состояния и структурой границы раздела.

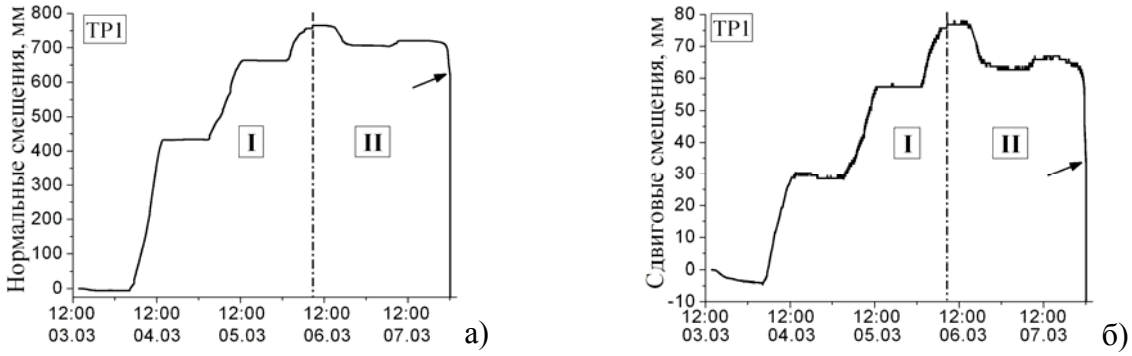


Рис. 2. Кривые относительных нормальных (а) сдвиговых (б) смещений ледовых плит, зарегистрированных измерительным узлом TP1 (рис. 1) в период с 3 по 8 марта. На рисунке (а) рост смещений соответствует растяжению, на рисунке (б) – правостороннему сдвигу. Римскими цифрами обозначены периоды высокой деформационной активности (I) и затишья (II). Стрелками отмечены моменты начала ледового удара 8 марта (~00:06)

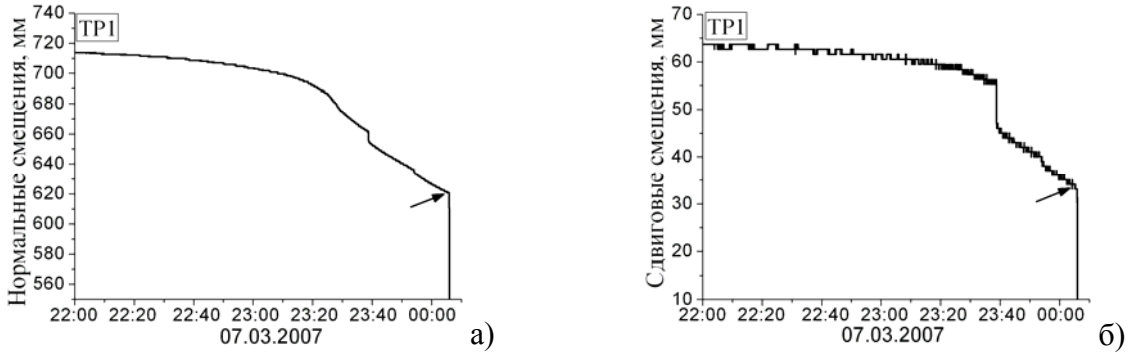


Рис. 3. Кривые нормальных (а) и сдвиговых (б) смещений, зарегистрированные измерительным узлом TP1 (рис.1) в течение двух часов, предшествующих ледовому удару 8 марта. На рисунке (а) рост смещений соответствует растяжению, на рисунке (б) – правостороннему сдвигу. Стрелками отмечен момент ледового удара 8 марта (00:06)

Все три зарегистрированных ледовых удара происходили путем динамического сжатия ледовых плит на границе раздела, сопровождаемого заметными тангенциальными смещениями. На рис. 4 приведены кривые относительных нормальных и сдвиговых смещений на одном из участков наблюдаемой границы в ходе ледового удара 8 марта. Видно, что смещения носили динамический характер. Через небольшой промежуток времени (10-30 с.) за основной подвижкой следовали одно или несколько «колебаний» с амплитудой, достигающей несколько сантиметров и периодом около 30 с. Амплитуда и период колебания позволяют говорить о том, что имело место массовое колебательное движение ледовых блоков. Очевидно, что подобные движения имеют релаксационную природу и согласуются с хорошо известным явлением знакопеременных относительных перемещений блоков горной породы после изменения напряженного состояния горного массива [Курленя, 1996а, 1996б]. Аналогичные закономерности динамических процессов на изучаемой границе раздела были характерны и для последующих ледовых ударов (12 и 22 марта).

Выше отмечалось, что три зарегистрированные ледовые удары представляли собой коллизию ледовых пластин, сопровождающуюся образованием поддвига (8 марта) и его последующим динамическим развитием (12 и 22 марта). Несмотря на ряд общих закономерностей, присущих трем динамическим явлениям, ледовый удар 8 марта характеризуется некоторыми важными отличиями от последующих событий 12 и 22 марта:

1. Событие 8 марта характеризовалось наличием форшока и афтершока, не наблюдавшихся при последующих ледовых ударах.

2. Событие 8 марта характеризовалось более высокой (почти в три раза) скоростью распространения фронта динамических смещений вдоль изучаемой границы раздела (600-1000 м/с – 8 марта и 250-300 м/с – 12 и 22 марта).

3. Скорость самих динамических смещений в ходе события 8 марта (5-10 м/с) была в 2-4 раза выше, чем при последующих событиях.

4. Величины конвергенции ледовых плит в результате основного события 8 марта были в 1.5-2 раза меньшими, чем 12 и 22 марта (0,5-0,7 м – 8 марта и около 1 м – 12 и 22 марта).

Указанные особенности дают основания полагать, что ледовый удар 8 марта был инициирован триггерным динамическим воздействием при

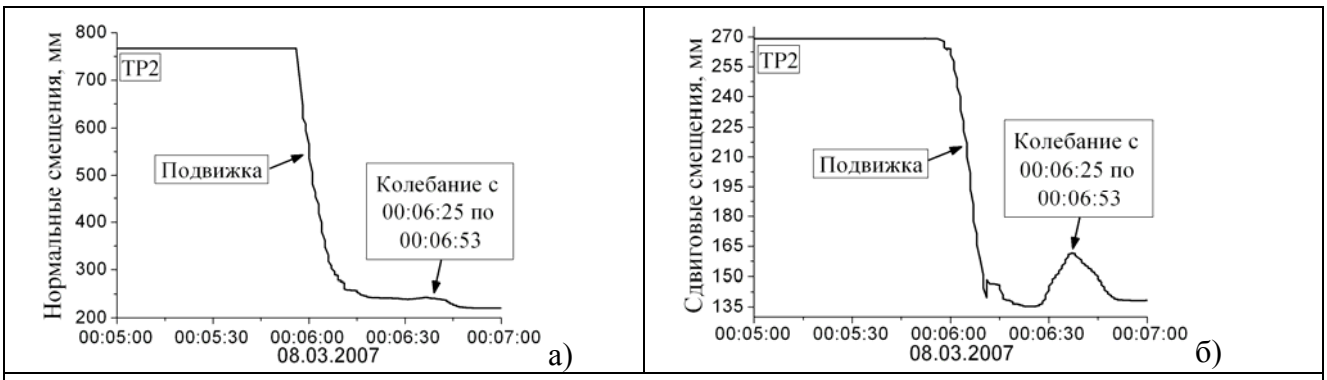


Рис. 4. Кривые нормальных (а) и сдвиговых (б) смещений по границе раздела, зарегистрированных измерительным узлом ТР2 (рис. 1) во время события 8 марта. На рисунке (а) рост смещений соответствует растяжению, на рисунке (б) – левостороннему сдвигу

формировании новой границы в ледовом массиве (динамическое событие типа I). Об этом говорит более высокая скорость высвобождения запасенной упругой энергии среды. Последующие ледовые удары, по-видимому, были вызваны динамическими событиями типа II.

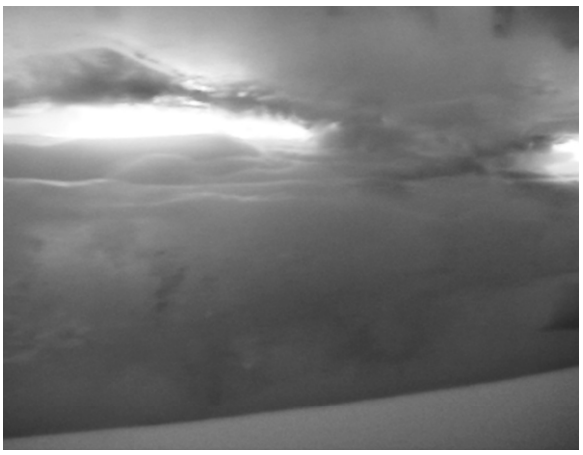
Анализ результатов мониторинга показал, что величина результирующих смещений в зоне поддвига, образовавшегося 8 марта на изучаемой границе раздела, связана с типом имевших место динамических релаксационных событий. Так, в результате ледового удара 8 марта (динамическое событие типа I) величина конвергенции краев изучаемой границы раздела составила 60-80 см. При этом поддвиг хотя и сформировался (берега трещины сошлись, и один из них опустился относительно противоположного), но величина подползания при этом была незначительной. В ходе последующих динамических событий, относящихся к типу II, величины подползания были значительно большими. Наблюдаемые различия в величине динамических смещений на границе раздела могут быть связаны с тем, что активизация большого количества границ раздела (тип II) способна вызывать большие результирующие смещения, нежели образование новой, пусть и достаточно протяженной, границы.

Следует отметить, что структура контакта ледовых плит в зоне поддвиг является важной характеристикой, поскольку в значительной степени определяет силу сопротивления деформации сжатия или сдвига. Как показывают результаты визуального обследования, в процессе формирования поддвига имеет место значительный изгиб ледовых плит вблизи границы раздела, что приводит к фрагментации пододвигающейся плиты и подползанию образующихся краевых фрагментов под противоположный край. Как видно из рис. 5, а, пододвигающаяся левая ледовая плита фрагментировалась, и отколовшийся от нее блок пододвигается под западную плиту. При их полном погружении происходит повторная фрагментация пододвигающейся плиты и т.д.

Характер изменения локального напряженного состояния в процессе развития зоны поддвига во многом определяется не только размерами пододвигающихся фрагментов, но и структурой в области их контакта с краевым участком надвигающейся плиты. В связи с этим принципиально важная информация была получена в результате подводного исследования этой деформационной структуры. В частности, установлено, что взаимодействие пододвигающейся и надвигающейся плит осуществляется не по всей поверхности раздела, но в достаточно редко расположенных пятнах контакта (рис.5 б). Это позволяет провести аналогию с классическими парами трения, где взаимодействие тел также сконцентрировано в пятнах контакта, площадь которых на несколько порядков величины меньше номинальной площади поверхности контакта [Persson, 2001]. При этом сила сопротивления относительному перемещению тел определяется процессами роста и разрушения этих пятен, а также сцеплением поверхностных слоев контактирующих тел. По-видимому, во многом аналогичные процессы определяют величину силы трения и в зонах поддвига ледовых плит.

Необходимо подчеркнуть, что в результате образования зоны поддвига принципиально меняется отклик границы раздела ледовых плит. В частности, величина силы сопротивления сжатию снижается на порядки, что может значительно менять кинематику блочной системы в целом. Как кинематический элемент, поддвиг может эффективно реализовать практически неограниченные относительные перемещения взаимодействующих блоков как при «медленных» деформационных процессах, так и в ходе динамических событий различного типа. В частности, как показали результаты мониторинга, проводимого в 2006-2007 годах, величина конвергенции ледовых плит в зонах поддвига может составлять десятки метров. По существу

а)



б)

Рис. 5. а) надводная часть одного из участков зоны поддвига ледовых плит, образовавшегося на изучаемой границе раздела (1 – пододвинутый фрагмент; 2 – граница раздела); б) подводная фотография одного из участков зоны поддвига, содержащего «пятно контакта» (вид вкрест линии изучаемой границы раздела)

функционирование зон поддвига (как и зон субдукции) обеспечивает эффективную релаксацию напряжений путем фактического удаления материала из «плоскости деформирования». Это и позволяет формально достигать больших степеней деформации блочной среды в целом.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что ледовый покров озера Байкал является уникальной системой для изучения деформационных механизмов в специфических блочных средах, покоящихся на жидкоподобном и более плотном основании. Деформационные процессы в таких системах могут протекать в двух основных режимах: «медленном» и динамическом.

Первый из них обусловлен относительно медленными перемещениями блоков по активным границам раздела. Изменение конфигурации блочной системы в ходе медленных деформационных процессов, а также изменение граничных условий может приводить к исчерпанию релаксационной способности данного механизма. Это приводит к накоплению упругой энергии в среде и, как следствие, реализации динамического режима релаксации, который связан с деформационными механизмами более высокого уровня.

Как показали результаты исследований, можно выделить два типа динамических релаксационных событий в средах с блочной структурой. Первый тип связан с возникновением новых границ раздела (фрагментацией блоков), и характеризуется высокой скоростью высвобождения упругой энергии среды. Второй тип связан с активизацией уже существующих, но ранее неактивных трещин. Динамические события второго типа хотя и характеризуются меньшей скоростью высвобождения упругой энергии, однако способны вызывать бо́льшие результирующие смещения структурных элементов блочной среды.

В ходе экспедиционных исследований 2007 года установлено, что описанные динамические события могут приводить к образованию специфических деформационных структур – зон поддвига ледовых плит, аналогичных зонам субдукции в земной коре. Последующее функционирование и развитие таких структур осуществляется как в ходе «медленных» деформационных процессов в блочной среде, так и в динамическом режиме.

Результаты мониторинга показали, что в плитных средах возможна реализация специфического механизма деформации – субдукции. По существу функционирование деформационных структур субдукционного типа обеспечивает эффективную релаксацию напряжений путем фактического удаления материала из «плоскости деформирования». Таким образом, в квазидвумерных блочных (плитных) средах, подобных ледовому покрову или земной коре, деформационные структуры типа субдукции обеспечивают эффективный механизм реализации больших неупругих деформаций без существенного роста напряжений.

Исследования выполнены на средства интеграционного проекта СО РАН № 27, а также при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 06-05-64792-а и гранта конкурса экспедиционных работ СО РАН 2007 года.

ЛИТЕРАТУРА

Добрецов Н.Л., Псахье С.Г., Ружич В.В. и др. Ледовый покров озера Байкал как модельная среда для изучения тектонических процессов в земной коре // ДАН. 2007. Т. 412, № 5. С. 656-660.

Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. Т. 40, № 10. С. 37-54.

Курленя М. В., Опарин В. Н., Востриков В. И. Волны маятникового типа. Ч. I: Состояние вопроса и измерительно-вычислительный комплекс // ФТПРПИ. 1996. № 3. С. 3-8.

Курленя М. В., Опарин В. Н., Востриков В. И. Волны маятникового типа. Ч. III: Данные натурных измерений // ФТПРПИ. 1996. № 5. С. 3-27.

Николаевский В.Н. Трещиноватость земной коры как ее генетический признак // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С. 646-656.

Persson B.N.J., Bucher F., Chiaia B. Elastic contact between randomly rough surfaces: comparison of theory with numerical results // Phys. Rev. B. 2001. V. 65, No. 18. P. 184106-1 – 184106-7.

Psakhie S.G., Ruzhich V.V., Shilko E.V. etc. A new way to manage displacements in zones of active faults // Tribology International. 2007. V. 40, No. 6. P. 995-1003.