

*Chinnery M.A.* Secondary faulting: 1. Theoretical aspects // *Canad. J. Earth Sci.* 1966. Vol. 3, N 2. P. 163–190.

*Gzovsky M.V., Grigoriev A.S., Gushenko O.I.* et al. Problems of the tectonophysical characteristics of stresses, deformations, fractures and deformation mechanisms of the Earth's crust // *Tectonophysics.* 1973. Vol. 18. P. 167–205.

*Kuznetsova K.I., Osokina D.N.* A seismic movement along a tectonic rupture before an earthquake occurrence // *J. Earthquake Predict. Res.* 1994. Vol. 3, N 1. P. 67–78.

*Osokina D.N.* Hierarchical properties of a stress field and its relation to fault displacements // *J. Geodynamics.* 1988. Vol. 10. P. 331–344.

*Osokina D.N., Kuznetsova K.I., Bagmanova N.Kh.* Local stress and strain fields near a fault as indicators of movement on its surface: Mechanics and seismicity // *Tectonophysics.* 1992. Vol. 202. P. 239–246.

*Osokina D.N.* Prognosis of secondary fractures and areas of destruction localization in fault zones based on 3-D stress field // *Terra nova.* 1993. Vol. 5, N 1: Abstr. suppl. EUG VII.

*Petit Y.-P., Barquins M.* Can natural faults propagate under Mode II conditions? // *Tectonics.* 1988. Vol. 7. p. 1243–1256.

## ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ РАЗВИТИЯ ИДЕЙ М.В. ГЗОВСКОГО В ИССЛЕДОВАНИЯХ ИНСТИТУТА ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН

*С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков,  
А.Н. Адамович, А.С. Гладков*

Институт земной коры СО РАН

### ВВЕДЕНИЕ

Проведенные в середине XX в. разносторонние тектонофизические исследования М.В. Гзовского оказали громадное влияние на развитие тектонофизики во всем мире. Новое направление в геологической науке было подхвачено и развивающимися институтами Сибирского отделения Академии наук, в том числе и Институтом земной коры (ИЗК) в Иркутске. Здесь в конце пятидесятых годов В.Н. Даниловичем, Г.В. Чарушиным, О.В. Павловым, С.И. Шерманом и многими другими начали проводиться широкие исследования разломов и трещиноватости горных пород не только под углом зрения структурного анализа разрывной тектоники, но и как формы физико-механического разрушения земной коры. Последнее потребовало привлечения данных и методов исследований из смежных областей знаний – механики разрушения, физического и математического моделирования, теории подобия и размерностей, наконец, сейсмологии.

Со временем в Институте земной коры тектонофизические исследования расширялись и приобретали все большую значимость. В 1979 г. Ученый совет ИЗК по инициативе профессора С.И. Шермана и при активной поддержке академика Н.А. Логачева и доктора геол.-мин. наук О.В. Павлова принял решение организовать лабораторию тектонофизики, которая до настоящего времени остается единственным научным коллективом подобного профиля на территории Сибири. Перед вновь созданной лабораторией ставилась задача изучения закономерностей распределения тектонических напряжений, развития деформаций, разрывов и формирования разломно-блоковой структуры литосферы для оценки роли геолого-структурных факторов в сейсмическом процессе и разработки тектонофизических основ прогноза землетрясений и других процессов тектогенеза. Струк-

тура лаборатории и ее более узкие конкретные задачи базировались на представлениях и идеях М.В. Гзовского (1960,б; 1963) о развитии тектонофизики. Многие сотрудники лаборатории тектонофизики ИЗК прошли великолепную стажировку в Москве (ИФЗ РАН) под руководством учеников и последователей М.В. Гзовского – Д.Н. Осокиной, А.В. Михайловой, А.С. Григорьева и др. Это явилось основой продолжающегося и доныне более чем двадцатилетнего тесного творческого контакта коллективов тектонофизиков, успешно развивающих творческое наследие и идеи великого ученого. Результаты некоторых последних разработок сотрудников ИЗК, объединенные логикой построения тектонофизических исследований по М.В. Гзовскому (полевые геолого-структурные наблюдения, статистический анализ, моделирование, синтез результатов и их практическое приложение), приведены ниже.

## 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ

Многолетние целенаправленные работы коллектива сотрудников лаборатории тектонофизики опирались на три основных метода исследований: полевое геолого-структурное картирование разломов и зон повышенной трещиноватости, физическое и математическое моделирование, тектонофизический анализ комплекса данных по деструкции природных и экспериментальных объектов.

Полевое геолого-структурное картирование разломов производилось, как правило, по стандартной методике. В дополнение к ней особое внимание уделялось сбору количественных параметров трещин и разломов, классификации тектонитов, выяснению отличительных деталей внутреннего строения разломов разных морфологогенетических разновидностей (надвигов, сбросов, сдвигов) и распределению разломов по классам длин (локальные, региональные, глубинные и генеральные разломы).

Существенную часть полевых исследований разломных зон составляло изучение локализующихся в их пределах трещинных парагенезисов. Кроме описанных М.В. Гзовским (1954а, в, 1956б, 1963, 1975) двух систем трещин скола и одной системы трещин отрыва, были всесторонне исследованы пояса трещиноватости и тройки-системы трещин. Полученный в итоге модернизованный метод поясов трещин В.Н. Даниловича (Шерман, Днепровский, 1989) позволяет при отсутствии маркеров определять вектор смещения по разлому. Анализ тройственных парагенезисов (трех примерно перпендикулярных систем трещин) в соответствии с разработанной методикой (Семинский, 1994, 1997; Семинский, Гладков, 1991, 1997) дает возможность, используя информацию лишь о "наемных" трещинах в серии сближенных обнажений горных пород, оконтуривать зоны влияния разломов, определять динамические обстановки их формирования (сжатие, растяжение, сдвиг) и некоторые особенности внутривидового строения (характер раздробленности, вариации ориентировок осей напряжений).

Для пополнения базы данных по количественным параметрам и выяснения деталей механизма формирования крупных разломов литосферы использовалось физическое моделирование. Эти исследования являются прямым продолжением известных экспериментальных работ М.В. Гзовского. Основу методики проведения опытов составила теория подобия и размерностей (Гзовский, 1954б, 1956а, 1958, 1960а, 1963, 1975; Шерман, 1982; Шеменда, 1983), дополненная специально разработанными для моделирования разломообразования критериями-комплексами подобия (Шерман, 1984; Бабичев, 1987). Подобранные в соответствии с требованиями теории подобия модельные материалы (Семинский, 1986) и созданная приборно-инструментальная база позволили выполнить большую серию экспериментов по формированию разломов при различных геодинамических режимах литосферы.

При математическом моделировании, как и в работах учеников М.В. Гзовского (Поля напряжений..., 1979, 1987; Григорьев, 1989), использовался аппарат механики разрушения. Были оценены условия активизации разломов в различных полях напряжений. В основе расчетов лежит понятие о коэффициентах интенсивности напряжений и параметрах, контролирующих области со значительными, приводящими к разрушению напряжениями. Представив зону разлома как закономерное сочетание трещин и включений в деформируемом пространстве и вычислив коэффициенты интенсивности напряжений, авторы математических моделей получили оценку вероятности локального разрушения и рассчитывали степень тектонической активности разломов. Ее характеризовали более высокие значения коэффициента интенсивности напряжений.

В продолжение работ М.В. Гзовского (1963, 1971, 1975) по установлению количественных соотношений между различными параметрами разрывных нарушений земной коры С.И. Шерманом (1977) были выявлены наиболее общие виды связей между длиной разломов и их количеством, длиной разломов и амплитудой смещения, длиной и расстоянием между одноранговыми разломами и др. В последние годы в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН к анализу подобного типа привлекался фактический материал по количественным характеристикам разграниченных разломами блоков. При этом для оценки закономерностей блоковой делимости литосферы в соответствии с (Садовский, 1979; Садовский и др., 1987) вычислялись средние поперечные размеры блоков:

$$L_{\text{бл}} = \sqrt{S_{\text{бл}}}, \quad (1)$$

где  $S_{\text{бл}}$  – площадь блока. В последующем после набора статистических данных устанавливалась зависимость:

$$L_{\text{бл}} = f(N_{\text{бл}}), \quad (2)$$

где  $N_{\text{бл}}$  – количество изученных блоков.

Синтез результатов сводился к тектонофизическому анализу комплекса данных, интегрированных при применении всех описанных методов исследования. Наличие компьютерной техники и серии математических программ, многие из которых разработаны при участии коллектива лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН, позволило в последние годы получить новые результаты, суть которых изложена в последующих разделах статьи.

## 2. ГЛАВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

**2.1. Отражение общих закономерностей деструкции литосферы в параметрах разломов и разломно-блоковых структур.** Под количественными параметрами разломов следует понимать численное выражение их направления, длины, глубины проникновения, амплитуды и направления смещения, ширины зоны дробления и области динамического влияния, а также густоты трещин отдельных систем, образующих крупные зоны разломов (Шерман, 1977). Группы разломов можно рассматривать как единую систему при общности их параметров. Только при таком строгом подходе удалось выявить количественную характеристику систем разломов, а внутри систем – соотношения между отдельными параметрами разломов (Sherman, 1992, 1996) (таблица).

На основании большого количества эмпирических и экспериментальных данных сделан обобщающий вывод о том, что независимо от вида напряженного состояния литосфера в постоянном поле напряжений разрушается по законам

упруговязкого тела Максвелла. Общая закономерность деструкции литосферы при формировании разломов описывается уравнением:

$$L_p = A / N_p^d, \quad (3)$$

где  $L_p$  – длина разломов;  $N_p$  – их количество;  $A$  и  $d$  – эмпирические коэффициенты, причем  $d \approx 0,4$ .

Закономерности разрушения прослеживаются в характере формирования крупных разломов, развитие которых реализуется стадийно и дискретно даже в условиях постоянного тектонического режима. Дискретный характер формирования разломов не сказывается на соотношении их параметров. Для всех морфологогенетических разностей разломов четко прослеживается нелинейная связь между основными параметрами: длиной и количеством, длиной и глубиной проникновения, длиной и амплитудой смещения, длиной и расстоянием (шагом) между субпараллельными разломами, а также между амплитудой смещения и шириной зоны дробления. Для всех видов указанных зависимостей установлены эмпирические уравнения регрессии (см. таблицу).

Регулярность в развитии сетки разломов литосферы находит логическое продолжение в формировании ее разломно-блоковой структуры.

М.А. Садовский с соавторами (1987) первыми показали дискретное распре-

**Основные уравнения связи между параметрами разломов и разломно-блоковых структур**

| Разломы  |  | Блоки   |  |
|--|--|---|--|
| Главные параметры  | Уравнения и значения коэффициентов   | Главные параметры   | Уравнения и значения коэффициентов   |
| Длина разломов $L$ (км) и их количество $N$  | $L = A/N^b$<br>$b \sim 0,4$<br>$A$ – зависит от размеров площади исследований  | 1. Максимальный размер блока $L_{\max}$<br>2. Минимальный размер блока $L_{\min}$<br>3. Средний поперечный размер блока $L_i$ | $L_i = \sqrt{L_{\max} \times L_{\min}}$  |
| Длина разломов $L$ (км) и глубина их проникновения $H$ (км)  | $H = dL^n$<br>$d = 1+4$ ;<br>$n \sim 0,7 + 1,0$  | Средние поперечные размеры блоков литосферы $L_i$ и их количество $N$   | $L_i = A/N^c$<br>$A$ – зависит от размеров площади исследований;<br>$c \sim 0,2 + 0,35$  |
| Длина разломов [сдвигов] $L$ (км) и горизонтальная амплитуда смещения $a$ (км)   | $a = kL^b$ ;<br>$k \sim 0,01 + 0,08$<br>$b \sim 0,8 + 1,2$   | Отношение среднего поперечного размера блока $L_{k+1}$ к предыдущему $L_k$  | $L_{k+1}/L_k = \beta$<br>$\beta = 2,4 + 5,8$<br>$\beta_1 = 2,54$ для земной коры;<br>$\beta_{2-3} = 2,4 + 2,6$ для горных пород при взрывах;<br>$\beta_4 = 2,8$ – для горных пород при сейсмоакустических исследованиях;<br>$\beta_5 = 5,8$ для гранулометрии грунта |
| Ширина области динамического влияния разломов $M$ (см); толщина деформируемого слоя $H$ (см); вязкость $\eta$ (Па·с) и скорость деформирования $V$ (м/с) | $M = aH + b \lg \eta + c$<br>$\lg V + d$ ;<br>$a \approx 1 + 2$ ;<br>$b \approx 0,001 + 0,01$ ;<br>$c \approx 0,002 + 0,05$ ;<br>$d \approx 0 + 1,2$ |   |  |

деление средних размеров блоков по ряду регионов. Нами эти исследования были дополнены наблюдениями в регионах с различными режимами геодинамического развития (Шерман и др., 1996). Для многих из них оказалось характерным полимодальное распределение средних размеров блоков  $L_{\text{бл}}$ . Принимая во внимание, что дискретное распределение средних поперечных размеров блоков в каждом регионе имеет несколько отличающиеся моды, авторы провели оценку  $L_{\text{бл}}$  по всему объему выборки, т.е. определялось соотношение между числом элементов множества (блоков)  $N_{\text{бл}}$  и средним поперечным размером  $L_{\text{бл}}$ . В результате анализа данных были построены графики распределения блоков по размерам для структур различных рангов (Шерман и др., 1996). Идентичность всех частных уравнений указывает на общую закономерность блоковой делимости литосферы в деструктивных зонах, не зависящую от геодинамического режима их развития и описываемую уравнением:

$$L_{\text{бл}} = A / N_{\text{бл}}^c \quad (4)$$

при относительно постоянном  $c \approx 0,22-0,35$  и вариациях свободного члена  $A$  при изменении масштабов выборки.

Выполненные расчеты показывают, что блоковая делимость литосферы является закономерным выражением ее деструкции. Она развивается упорядоченно, и система блоков образует закономерно изменяющийся иерархический ряд с некоторыми модами преимущественных размеров. Статистическое распределение всей совокупности блоков по размерам закономерно и предсказуемо. Сходство уравнений для блоковой (4) и разломной (3) тектоники литосферы позволяет считать, что в основе деструкции литосферы лежат одни и те же законы, не зависящие от конкретных форм ее выражения. Таким образом, деструкция литосферы при разных геодинамических режимах и полях напряжений описывается общим математическим выражением:

$$L = A / N^c, \quad (5)$$

при этом степенной показатель "с" изменяется от 0,4 до 0,22 при переходе от разломов к блокам (см. таблицу).

Многолетние полевые геолого-структурные наблюдения, их обобщение и теоретический анализ (Шерман, Семинский, Черемных, 1999) позволяют аргументировать основной вывод: процесс формирования разломов и разломно-блоковых структур литосферы закономерен для всех иерархических уравнений, в своей основе он предсказуем и хорошо коррелирует с другими геолого-геофизическими явлениями разных масштабных уровней, что подтверждается физическим и математическим моделированием и полевыми наблюдениями (см. ниже).

**2.2. Области динамического влияния и внутренняя структура региональных и трансрегиональных разломов литосферы.** После посвященных тектоническим нарушениям работ М.В. Гзовского (1953, 1954а, 1956б, 1960б, 1963, 1975) и по мере углубления знаний по общим закономерностям деструкции литосферы все большее значение начали приобретать геологические исследования внутреннего строения разломных зон. На земной поверхности разломы представлены зонами интенсивного дробления вещества и тектонитами. Ширина подобных зон, их геологическое выражение варьируют в широких пределах, а также изменяются с глубиной. Численные значения подобных вариаций и их связь с другими параметрами разломов установить очень трудно, пользуясь только методами геологического картирования.

Была поставлена задача оценить площадь и объем коры или литосферы, которые будут вовлечены в движения и деформированы в той или иной степени при

формировании крупных разломов или активизации движений по ним. Среди характеристик разломов наибольшее значение имеет область динамического влияния разломов. Под ней понимается окружающее разлом во всех трех измерениях геологическое пространство, на котором проявляются остаточные (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома или подвижками по нему (Шерман и др., 1983). В плане это эллипсовидная по форме площадь, на которой изменяется вызванное присутствием дислокаций общее поле напряжений. В зависимости от степени тектонической и динамометаморфической переработки горных пород внутренняя часть области динамического влияния разломов приобретает зональное строение по латерали и на глубину. Оно не остается постоянным и изменяется при реактивизации движений по разлому.

Для оценки потенциальных размеров областей динамического влияния разломов в зависимости от их морфологогенетического типа и реологических свойств среды в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН была проведена большая серия физических экспериментов. Они позволили установить, что формирование зон крупных разломов в литосфере, независимо от морфологогенетического типа, представляет собой процесс сложного структурно-динамического преобразования вмещающей их геологической среды. В нем прослеживаются определенные пространственно-временные закономерности: ширина формирующейся зоны разлома в каждый момент времени лимитирована, а ее интраструктура развивается стадийно и дискретно-избирательно.

При оценке ширины зон разломов использованы два подхода – условно статический и динамический, оперирующие либо всеми структурными элементами их интраструктуры, сформировавшимися на момент регистрации (область активного динамического влияния – ОАДВ), либо только теми из них, которые на момент регистрации были активны (область активного структурообразования – ОАС) (Борняков, 1988). Ширина этих областей  $M_{\text{ОАДВ}}$  и  $M_{\text{ОАС}}$  по мере развития разломной зоны сначала увеличивается до некоторой максимальной величины, после чего  $M_{\text{ОАДВ}}$  остается условно постоянной, а  $M_{\text{ОАС}}$  нелинейно стремится к некоторому минимуму, испытывая эпизодические расширения.

Как показали многочисленные эксперименты, проведенные при варьировании их граничных условий, параметр  $M$  имеет многофакторную природу и для каждого морфологогенетического типа разломной зоны может быть оценен через уравнения множественной корреляции:

$$M_{\text{ОАДВ}} = a_1 H + a_2 \lg \eta + a_3 \lg V + C_1 \quad (6)$$

и

$$M_{\text{ОАС}} = a_4 H + a_5 A + a_6 \lg \eta + a_7 \lg V + C_2, \quad (7)$$

где  $H$  – толщина разрушаемого слоя;  $A, V$  – амплитуда и скорость смещения крыльев разломной зоны;  $\eta$  – вязкость вмещающей ее среды;  $a_{1,2,\dots}$  и  $C_{1,2}$  – коэффициенты. Уравнение 6 отражает максимальные размеры  $M_{\text{ОАДВ}}$ , которые при равенстве всех одноименных параметров у разных морфологогенетических типов разломов будут разными (Шерман и др., 1991, 1992, 1994). Уравнение (7) отражает размеры областей активного структурообразования в каждый последующий момент реактивизации подвижек.

Интраструктура воспроизводимых в моделях крупных разломных зон начинается формироваться с заложения в узкой линейновытянутой области многочисленных изолированных друг от друга мелких разрывов. Их дальнейшие разрастания и взаимодействие идет по ранговому принципу на фоне расширения ОАДВ и ОАС (Борняков, 1981, 1985, 1988; Семинский, 1990). К моменту достижения ОАДВ максимальной ширины разномасштабные разрывные элементы зоны разлома представляют собой характерную кластеризованную систему, исчерпавшую возможности своего развития. Дальнейшее деформационное воздействие на модель

приводит к кардинальной структурной перестройке, сопровождающейся заложением и развитием генерации разрывов нового масштабного ранга. Их появление приводит к перераспределению активности между разрывами: одни из них переходят в состояние тектонического покоя, другие, наоборот, становятся более активными. При этом количество активных разрывов и их суммарная длина уменьшаются, а ОАС становится уже. По мере дальнейшего накопления амплитуды смещения крыльев разломной зоны ее интраструктура в очередной раз неизбежно исчерпывает возможности своего развития. Приближение к этому критическому состоянию сопровождается временной реактивизацией многих пассивных разрывов и временным расширением ОАС, что указывает на начало очередной структурной перестройки, сопровождающейся заложением разрывов нового ранга с последующим воспроизведением процесса структурообразования на качественно новом уровне. Так, последовательно от стадии к стадии, через ранговые структурные перестройки развитие интраструктуры разломной зоны заканчивается образованием магистрального шва с предельно узкой ОАС.

Вышеописанные закономерности стадийности, выявленные первоначально по структурным признакам, были подтверждены результатами специализированных экспериментальных методов изучения динамики полей деформаций и напряжений в зонах разломов (Буддо, Бабичев, 1990) и сопровождающей деструкцию акустической эмиссии (Шерман и др., 1985). Характеризующие их физические параметры дифференцированно меняются в пределах стадий, испытывая аномальные возмущения в периоды структурных перестроек.

Наиболее наглядно стадийность процесса разломообразования отражается в результатах фрактального анализа, который в последние годы активно используется сотрудниками лаборатории тектонофизики. При его применении к обработке данных по физическому моделированию (Борняков, 1998) в выборку включались все разрывы, участвующие во внутреннем строении сдвиговой разломной зоны к моменту регистрации (рис. 1). Расчет фрактальных показателей по нескольким пространственно разнесенным тестовым площадкам показал, что ОАДВ и ОАС являются фрактальными системами. Динамика изменения фрактальных размерностей во времени в пределах одной стационарной площадки для ОАДВ и ОАС неодинакова. Для ОАДВ фрактальный показатель возрастает от некоторого минимума до максимума, постепенно выходя на асимптоту и испытывая вариации в пределах структурных перестроек (см. рис. 1). Для ОАС этот параметр, как и в предыдущем случае, растет до момента структурной перестройки, затем, варьируя, стремится к некоторому минимуму. Таким образом, как следует из приведенного примера, фрактальные размерности могут выступать в роли признака качественного состояния процесса структурно-динамических преобразований в зоне разлома.

Более детальные исследования интраструктуры разломных зон показывают, что их развитие и в пределах отдельных стадий характеризуется пространственно-временной неоднородностью. Она проявляется в неравномерном площадном распределении плотности разрывов по простирацию ОАДВ и ОАС (Семинский, 1990, 1991), в вариациях полей сдвиговых деформаций (Буддо, Бабичев, 1990; Шерман и др., 1985, 1991, 1992). Эти параметры являются консервативными, относительно медленно изменяющимися во времени. Более динамичной и информативной по отношению к ним является амплитуда смещения, фиксируемая на единичных активных разрывах. Как показали результаты мониторинга данного параметра (Борняков, 1990, 1997), каждый из произвольно выбранных для наблюдения сдвиговых сместителей в разломной зоне может быть разделен на сегменты, обладающие разной степенью тектонической активности.

Проведена оценка степени влияния на характер выявленных закономерностей условий деформирования, за которые отвечают толщина разрушаемого слоя (масштабный фактор), скорость деформирования (реологический фактор) и вид



Рис. 1. Вариации фрактальной размерности у развивающейся интраструктуры ОАДВ (1) и ОАС (2) сдвиговой зоны (пояснения см. в тексте)

нагружения модели (морфологогенетический тип разлома). Скорость деформирования и толщина разрушаемого слоя оказывают на параметры структурообразования прямо противоположное воздействие: увеличение толщины замедляет процесс разрушения, а увеличение скорости деформирования его ускоряет. Следовательно, можно, сравнивая значения каких-либо однотипных параметров структурообразования, соответствующих различным условиям нагружения, делать заключение, насколько интенсивно идет процесс разрушения в каждом случае.

Что касается механизма нагружения, то при прочих одинаковых условиях процесс разрывообразования у сдвигов и особенно у надвигов значительно сложнее и продолжительнее, чем у сбросов. Это выражается в относительной трудности выявления перечисленных закономерностей у разломов двух первых типов (они менее четкие) и в больших у них же значениях соответствующих параметров структурообразования. Так, у сдвигов и надвигов стадии формирования более продолжительны по времени. Колебания в развитии зоны опережающих разрывов имеют больший период и амплитуду (Семинский, 1990). Значительно возрастает расстояние между максимумами плотности разрывных нарушений. Причиной различий является неравнозначность прочностных свойств среды, имеющая место при реализации изученных механизмов нагружения: прочность на сжатие больше прочности на сдвиг, которая, в свою очередь, больше прочности на растяжение.

Следовательно, тип нагружения оказывает существенное влияние на количественные характеристики процесса формирования разломной зоны. Однако такие закономерности динамики структурообразования, как стадийность развития и периодичность внутреннего строения, являются общими для разломов разных морфологогенетических типов. Это было подтверждено для ряда крупных природных дизъюнктивов: Дербеке-Нельгехинского (Якутия), Тянь-Лу (Китай), Альпийского (Новая Зеландия), Айлао-Шан (Вьетнам), Приморского (Прибайкалье), Ванч-Акбайтальского (Памир), Гиссаро-Кокшаальского (Южный Тянь-Шань) и др. Выявленные пространственно-временные закономерности динамики разрывообразования составляют неотъемлемую часть процесса формирования разломов в природных условиях. Их роль как закономерностей высокого уровня обобщения является решающей при деформировании упругопластичной среды под нагрузкой.

Приведенные выше результаты показывают, что крупные разломные зоны являются сложными структурно-динамическими системами с лимитированными латеральными размерами и с дифференцированно неоднородной, дискретно развивающейся интраструктурой. Последняя представлена парагенезисами разноранговых разломов и блоков. Именно эти первичные структурные элементы разломных



зон при благоприятном сочетании различных факторов предопределяют и контролируют процессы рудогенеза и сейсмичности.

Экспериментальное изучение динамики структурообразования в упругопластичной среде при образовании сдвигов, сбросов и взбросов показало (Гзовский, 1975; Шерман, 1977; Семинский, 1990; Шерман и др., 1994 и др.), что перечисленные ниже основные закономерности процесса не зависят от морфогенетического типа разлома и являются общими для рассмотренных условий деформирования.

1. Развитие разломных зон носит неравномерный характер даже в условиях постоянного тектонического режима, т.е. при однородности разрушаемого субстрата, тождественности приложения нагрузки и постоянстве скорости деформирования.

2. Конкретным выражением неравномерности формирования разломных зон во времени является наличие четырех основных стадий процесса (пликативной, ранней и поздней дизъюнктивных и стадии полного разрушения), границами между которыми служат значительные перестройки внутренней структуры.

3. Конкретным выражением неравномерности развития разломных зон в пространстве является наличие двух типов развивающихся по-разному областей, в результате чего: а) по простиранию дизъюнктива имеют место максимумы плотности разрывов, располагающиеся примерно на одинаковых расстояниях друг от друга; б) наблюдается большая раздробленность активного крыла разлома по отношению к пассивному; в) имеет место неравномерность распределения амплитуды сдвига в целом вдоль зоны и по простиранию отдельных разрывных нарушений.

Следует отметить, что изменение внутренней структуры крупных разломов по падению происходит не столь дискретно. Основным определяющим фактором, влияющим на глубинные изменения внутренней структуры разломов, служат реологические свойства горных пород, варьирующие в литосфере по вертикали. К настоящему времени эти вопросы изучены только в общем плане (Шерман, 1977 и др.). Установлено, что по глубинному разрезу коры в зоне разлома можно выделить четыре крупных зоны: хрупкого разрушения, квазихрупкого разрушения, квазипластического течения и пластического течения (рис. 2). Тип тектонитов в этих зонах изменяется от какиритов и трещиноватых пород в субповерхностных условиях до бластомилонитов и структур течения вещества типа мелкой складчатости на глубинах свыше 5–15 км. Глубинные субгоризонтальные границы между зонами не фиксированы. Их примерная глубина определяется типом напряженного состояния и геотермическим режимом территории. Как правило, все границы между зонами у надвигов и взбросов располагаются гипсометрически выше, чем у сбросов.

Выполненные экспериментальные и полевые наблюдения позволили выделить области динамического влияния разломов, оценить их площадные размеры, наметить принципиальную зональную структуру и установить ее дискретное развитие в пространстве и времени.

**2.3. Математическое моделирование для оценки глубинных уровней деструкции земной коры на примере Байкальской рифтовой зоны.** Обращаясь к перспективам развития математического моделирования в тектонофизике, сначала М.В. Гзовский (1975), а затем А.С. Григорьев (1989), широко использовавшие математическое моделирование, обратили внимание на необходимость создания моделей, обосновывающих образование конкретных геоструктур и процессов. В своих работах они, а затем Д.Н. Осокина (Поля..., 1979; 1987; Осокина, 1989) и Ю.Л. Ребецкий (Поля..., 1987; Ребецкий, Гущенко, 1995), разработали ряд математических моделей деформирования геологической среды, с помощью которых анализировались вариации полей напряжений локального уровня при постоянном региональном воздействии.

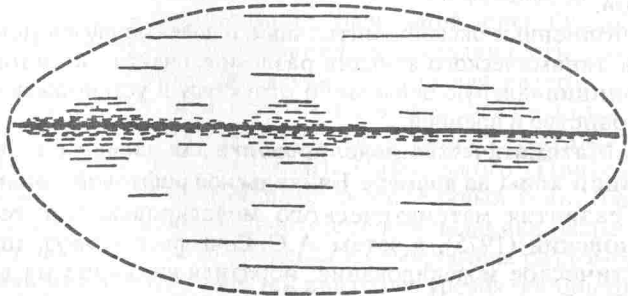
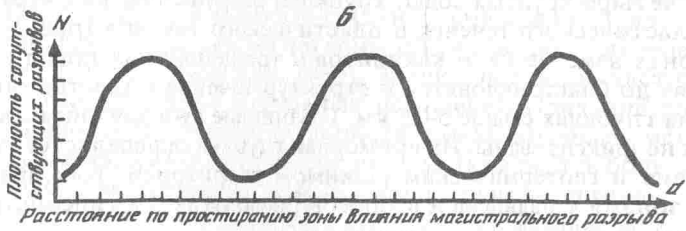
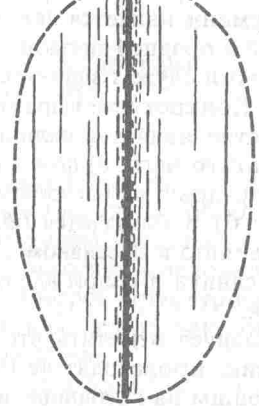
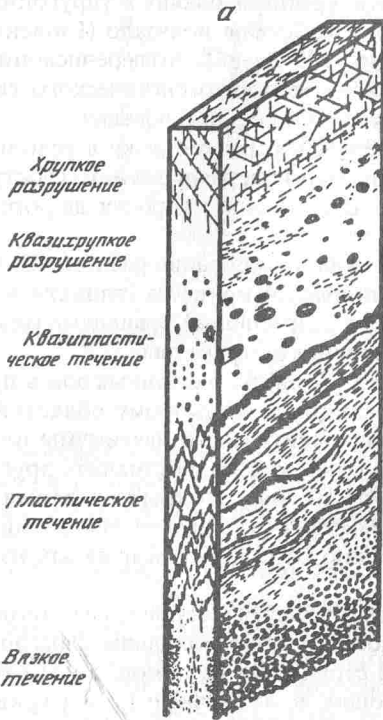


Рис. 2. Структурно-реологическая модель разлома литосферы и вариации изменения областей его динамического влияния

*a* – зональное строение разломов по вертикали; *б, в* – принципиальное изменение плотности сопутствующих разрывов в области динамического влияния разломов по простиранию (*в*) и вкrest него (*б*) (по Р.М. Лобацкой, 1987)

В развитие данного направления исследований в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН была решена серия задач: математическое моделирование условий активности разломов и зон их сочленений при различных геодинамических режимах (Шерман и др., 1991, 1992, 1994); оценка условий разрушения межразломных перемычек и формирование магистрального шва (Адамович, 1997). Особое место среди них занимает разрабатываемая в последние годы проблема дифференциации раздробленности земной коры.

В качестве природного объекта была выбрана Байкальская рифтовая зона, где выделяются три ранга разломов (локальные, региональные и генеральные), каждый из которых характеризуют статистически значимые величины параметра длины. Разломы фиксируются выдержанными направлениями и образуют разломно-блоковую структуру региона. Для последней характерны два главных субперпендикулярных направления межблоковых границ (СВ 55° и СЗ 320–325°), которые прослеживаются для разнопорядковых блоков в виде разломов соответствующего ранга. При этом первое направление не только количественно преобладает, но и фиксируется наиболее активными разломами, которые следует считать "согласованными" с тектоническим полем напряжений.

Таким образом, уровни деструкции земной коры определяются, по нашему мнению, прежде всего глубиной проникновения "согласованных" разломов соответствующих рангов. Принятые при ее оценке положения приведены в работе (Шерман и др., 1991, 1992, 1994). В расчетах в качестве единицы линейного размера взята величина  $H_m$ , равная в случае тектонического поля растяжения  $p/(p\gamma)$  и сдвига  $-(\tau - \tau_1)\pi/(2pf\gamma\lambda)$ . Здесь  $p$  – региональные тектонические растягивающие напряжения;  $\tau$  – региональные тектонические напряжения сдвига;  $\tau_1$  – коэффициент сцепления;  $f$  – коэффициент сухого трения;  $\rho$  – средняя плотность горных пород;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $\lambda = \nu/(1 - \nu)$  – коэффициент бокового распора;  $\nu$  – коэффициент Пуассона.

Кроме того приняты следующие обозначения:  $K_I$  и  $K_{III}$  – коэффициенты интенсивности напряжений у вершин трещин формирующейся системы соответственно для случая растяжения и сдвига;  $d$  – шаг системы;  $H$  – глубина проникновения трещин системы;  $K_p = K_I / p\sqrt{\pi H_m}$  (для растяжения);  $K_p = K_{III} / (\tau - \tau_1)\sqrt{\pi H_m}$  (для сдвига).

В качестве примера остановимся подробнее на алгоритме расчета, проведенного для областей сдвига, так как для областей растяжения построение алгоритма аналогично. В обстановке тектонического сдвига напряженно-деформированное состояние смещающей среды отличается от равновесного состояния упругого полупространства, вызванного силами тяжести, возмущениями, вносимыми полем тектонических напряжений и системой краевых туннельных трещин. Суммарное возмущение соответствует продольному сдвигу.

Используя аппарат теории функций комплексного переменного, можно построить аналитическую функцию  $f(z)$  (Саврук, 1981):

$$\mu W = \operatorname{Re} f(z); \quad \sigma_{xz} - i\sigma_{yz} = f'(z) \equiv F(z). \quad (8)$$

Здесь  $\sigma_{xz}$ ,  $\sigma_{yz}$  – касательные напряжения;  $W$  – смещения по оси  $z$ ;  $\mu$  – модуль сдвига. При этом комплексный потенциал  $F(z)$  для сформулированной выше краевой задачи имеет вид:

$$F(z) = \tau + \frac{1}{i} \int_{-1}^1 Q(T, z) g'(t) dt, \quad (9)$$

где  $Q(t, z) = \frac{H}{2d} \left( \operatorname{ctg} \frac{\pi}{d} (T - z) - \operatorname{ctg} \frac{\pi}{d} (\bar{T} - z) \right)$ ;  $T = \frac{H}{2} e^{i\alpha} (1+t)$ ;  $\alpha = 1,5\pi$ , а функция  $g$

характеризует амплитуду смещения на трещинах;  $z = x + iy$  — комплексная переменная. Используя граничные условия, получаем следующее уравнение относительно  $g'$ :

$$\operatorname{Im}(e^{i\alpha} F(x)) = -\tau_1 - \eta p g' \frac{H}{2}(1+x), \quad (10)$$

где  $X = \frac{H}{2} e^{i\alpha}(1+x)$ ;  $-1 \leq x \leq +1$ .

Полученное уравнение решалось методом механических квадратур. При этом методе поиск неизвестной  $g'$  сводится к решению алгебраической системы уравнений относительно новой неизвестной функции  $u$ .

Результатом решения алгебраической системы являются значения производной амплитуды в ряде точек на трещинах. Отсюда расчет коэффициентов интенсивности напряжений  $K_{III}$  у заглубленных вершин трещин выполняется по формуле:

$$K_p \equiv \frac{K_{III}}{(\tau - \tau_1)\sqrt{\pi H_m}} = \frac{\sqrt{h/2}}{M} \sum_{\epsilon=1}^M (-1)^\epsilon u(t_\epsilon) \operatorname{ctg} \frac{2\epsilon - 1}{4M} \pi, \quad (11)$$

где  $M$  — число узлов в квадратурных формулах. Для предельного случая — формирования магистрального разлома — формула, отражающая коэффициент интенсивности напряжений одиночного разрыва в поле сдвига в зависимости от глубины, имеет вид:

$$K_p^\infty \equiv \frac{K_{III}^\infty}{(\tau - \tau_1)\sqrt{\pi H_m}} \sqrt{h(1-h)}. \quad (12)$$

На рис. 3, а показаны зависимости коэффициента интенсивности напряжений от глубины проникновения разрывов (кривые активности) при различных шагах системы, отраженных в метках кривых ( $d/H_m$ ). Индексом "∞" помечены кривые активности магистрального разлома, при его прорастании на глубину. На рис. 3, б приведены кривые сбалансированности глубины проникновения трещин системы с ее шагом. Маркер "а" относится к расчетам для тектонического поля растяжения, а "б" — для поля сдвига.

На рис. 3, а штриховая прямая отражает значение псевдовязкости разрушения. Точки пересечения данной прямой с кривыми активности (правее максимума) соответствующей системы показывают максимальную глубину проникновения данной системы трещин. Рассмотренные значения глубины проникновения и шага определяют точку кривой сбалансированности на рис. 3, б. Штриховые прямые на нем отражают предельную глубину проникновения систем разломов и деструкции земной коры.

В качестве примера рассмотрим системы разломов центральной части Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), находящейся в условиях растяжения. Наиболее благоприятные условия для деструкции согласно предложенной схеме должны создаваться на глубине равной  $1/3$  от мощности слоя, разрушаемого при его растяжении (там фиксируется максимум  $K_I$ ). Представляется, что на этой глубине должны концентрироваться и очаги землетрясений. Поэтому, используя известную среднюю глубину коровых землетрясений в данной части БРЗ (18 км), находим мощность слоя, разрушаемого при растяжении:  $H_* = H_m/0,608\eta = 54$  км, откуда  $H_m = 10,94$  км. Взяв средние параметры среды верхних слоев земной коры:  $\nu = 0,25$ ,  $\rho = 2,75 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $g = 9,81$  м/с<sup>2</sup>, получим, в частности, значение величины регионального тектонического растяжения  $p = 3 \cdot 10^8$  Па.

Резкое увеличение по сравнению с верхними горизонтами количества гипоцентров коровых землетрясений наблюдается на глубинах 5–12 км (Крылов, 1980).

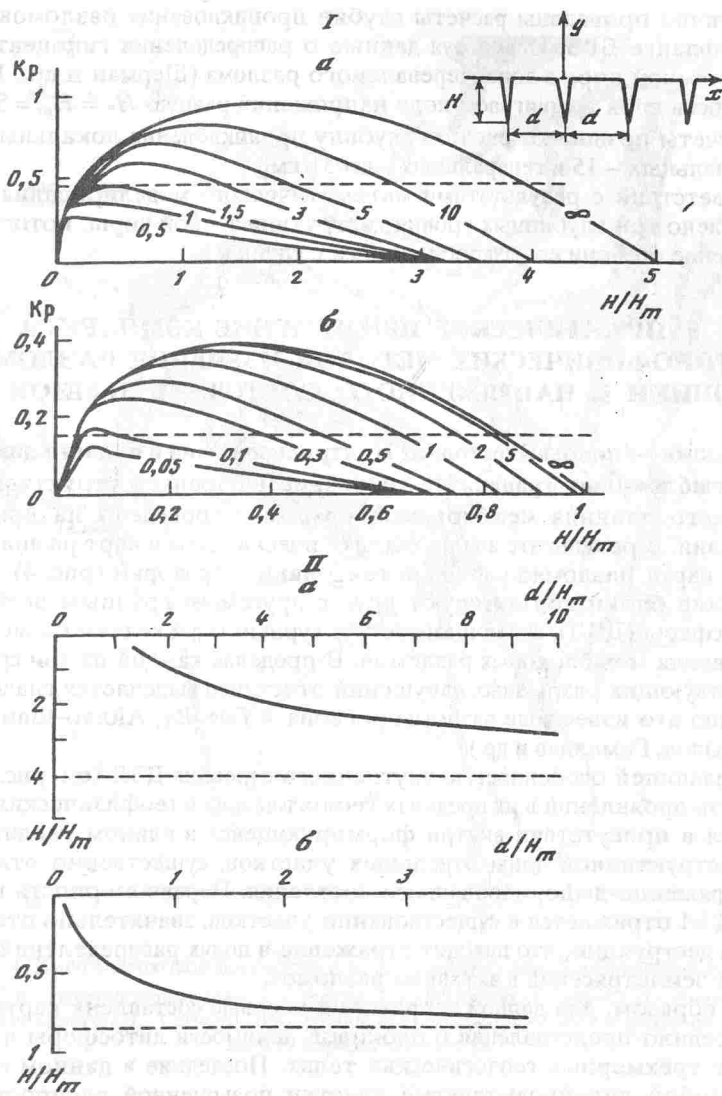


Рис. 3. Кривые активности (а) и кривые согласованности (б) параметров систем разломов (пояснения см. в тексте)

Это означает, что системы локальных разломов проникают до 5 км. Разломы, проникающие глубже, имеют уже ранг не ниже регионального. Поэтому, воспользовавшись рис. 3, а находим кривую, имеющую экстремум в точке  $H/H_m = 5/10,94 = 0,46$ . Индекс выделенной кривой (1,5) показывает, что шаг системы локальных разломов равен 16 км.

Для системы региональных разломов характерен шаг 30 км, и в соответствии с кривой сбалансированности получим значение максимальной глубины проникновения региональных разломов  $H_p = 15$  км. Для генеральных разломов максимальная глубина проникновения  $H_r$  соответствует точке пересечения прямой  $K_p = 0,45$  и кривой активности магистрального разрыва и равна 45 км. Минимальная глубина проникновения рассчитывается по кривой сбалансированности для минимального шага между генеральными разломами (90 км) и равна 30 км.

Аналогично проведены расчеты глубин проникновения разломов на северо-восточном фланге БРЗ. Используя данные о распределении гипоцентров землетрясений в земной коре в зоне Перевального разлома (Шерман и др., 1984), получаем мощность слоя в сдвиговом поле напряжений равную  $H_* = H_m = 51$  км. Дальнейшие расчеты позволяют оценить глубину проникновения локальных разломов в 10, региональных – 15 и генеральных – до 31 км.

В соответствии с результатами математического моделирования в Прибайкалье выделено три глубинных уровня деструкции земной коры, которые отражают уменьшение степени ее раздробленности с глубиной.

### **3. ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСА ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТониКИ И НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

**3.1. Разломно-блоковая тектоника Центральной Азии и области динамического влияния межблоковых границ.** Исследование внутренней структуры областей динамического влияния межблоковых разломов проведено на примере Центральной Азии. В результате анализа тектонических схем и карт разного масштаба составлена карта разломно-блоковой тектоники территории (рис. 4), на которой геологические блоки контактируют друг с другом по крупным деструктивным зонам литосферы (ДЗЛ), являющимся структурным выражением областей динамического влияния межблоковых разломов. В пределах каждой из зон среди множества сопутствующих разрывных нарушений отчетливо выделяется главный сместитель (обычно это известные разломы региона – Тянь-Лу, Айлао-Шан, Алтынтаг, Главный разлом Гималаев и др.).

Определяющей особенностью внутреннего строения ДЗЛ (см. рис. 4) является дискретность проявлений в их пределах геологических и геофизических полей. Она выражается в присутствии внутри формирующейся в едином геодинамическом режиме деструктивной зоны отдельных участков, существенно отличающихся типом напряженно-деформированного состояния. Неравномерность внутреннего строения ДЗЛ отражается в существовании участков, значительно отличающихся по степени деструкции, что находит отражение в полях распределений плотностей эпицентров землетрясений и активных разломов.

Таким образом, для данной территории впервые составлена карта, в которой связаны воедино представления о блоковой делимости литосферы и зонах деструкции как трехмерных геологических тел. Последние в данном случае представляют собой линейновытянутые участки повышенной распространенности активных разломов и генетически связанных с ними землетрясений. Они охватывают территории, более широкие, чем межплитные границы, т.е. частично распространяются и на внутриплитные пространства. Области динамического влияния крупных межплитных границ, структурно выраженные интенсивной деструкцией литосферы, можно рассматривать как тектонические области, формирование которых отражает одну из стадий структурного развития литосферных плит – основного понятия и образа плитной тектоники.

**3.2. Тектонофизические исследования района Саяно-Шушенской ГЭС (Западные Саяны).** Комплекс тектонофизических исследований, включающих структурную съемку, линеаментный анализ рельефа, реконструкцию регионального и локальных полей тектонических напряжений и математическое моделирование, был проведен в практических целях для оценки сейсмической опасности района Саяно-Шушенской ГЭС в Западном Саяне. Составлены схема линеаментов (рис. 5, а), а также карта локальных полей напряжений и потенциальной сейсмической опасности (рис. 5, б). Места резкого изменения характера поля напряжений

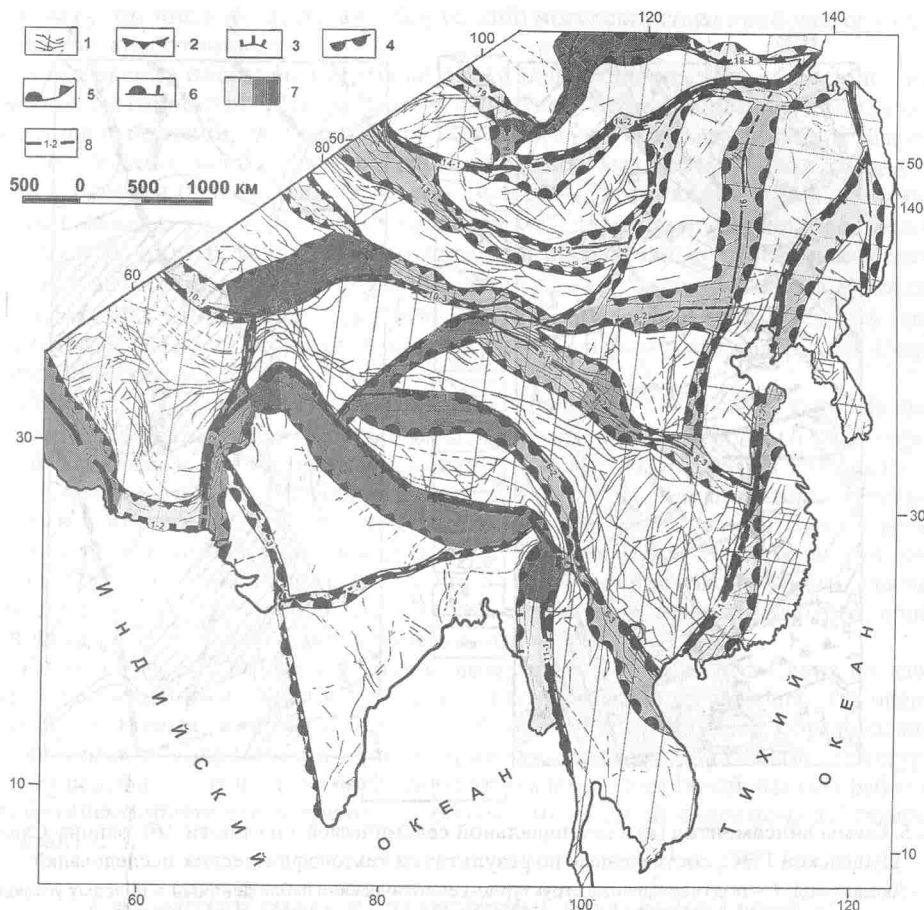


Рис. 4. Карта блоковой делимости и деструктивных зон Центральной Азии

1 – разломы; 2–6 – деструктивные зоны: 2 – сжатия; 3 – растяжения; 4 – сдвига; 5 – сжатия со сдвигом; 6 – растяжения со сдвигом. 7 – Сегменты зон с разной активностью; 8 – главные разломы деструктивных зон и их порядковые номера

в подавляющем большинстве случаев совпали с выделенными линеаментами, которые, таким образом, являются активизированными сегментами древней разломной сети, часть из которых сейсмоопасны.

Из анализа всех собранных материалов следует, что наиболее крупные северо-восточные разломы района Саяно-Шушенской ГЭС заложены в венде–раннем кембрии как взбросы (или надвиги) при сжатии земной коры в направлении СЗ–ЮВ. Поперечные размеры зон влияния главных разломов территории – Кандатского и Борусского, – определенные по распространенности в их крыльях соответствующим образом ориентированных трех примерно перпендикулярных систем трещин, составили, соответственно, 6 и 7 км.

В позднем палеогене разломная структура района была вовлечена в активизацию в сдвиговом региональном поле напряжений. Зоны динамического влияния наиболее крупных – Кандатского и Борусского – разломов активизировались как левосторонние сдвиги в отдельных сегментах их главных сместителей. Локальные разломы проявились в основном за счет правосторонних подвижек по

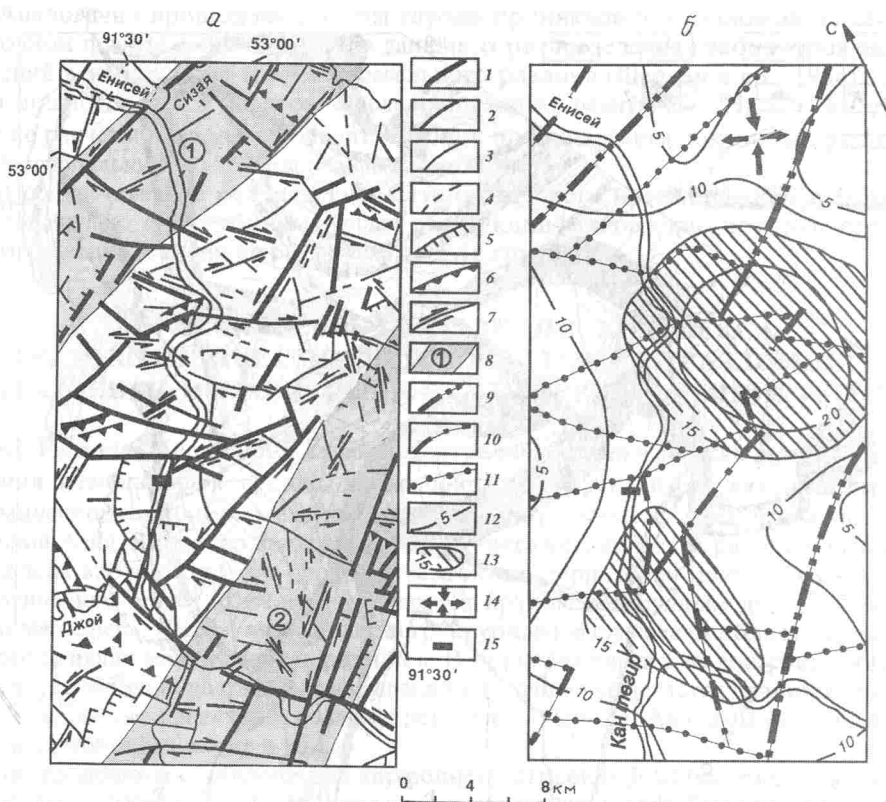


Рис. 5. Схемы линеаментов (а) и потенциальной сейсмической опасности (б) района Саяно-Шушенской ГЭС, составленные по результатам тектонофизических исследований

1–4 – Линеаменты: 1 – подтвержденные структурно-геологическими наблюдениями в полевых условиях; 2 – подтвержденные структурно-геоморфологическими наблюдениями; 3 – подтвержденные дешифрированием крупномасштабных топокарт; 4 – предполагаемые по косвенным признакам; 5–7 – Характер смещения крыльев у линеаментов: 5 – сбросовый; 6 – взбросовый; 7 – сдвиговый. 8 – Зоны влияния Кандатского и Борусского разломов. 9–11 – Разломы, потенциальная активность которых в соответствии с результатами математического моделирования является высокой (9), средней (10) или низкой (11); 12 – изолинии значений показателя  $P$  (пояснения см. в тексте); 13 – участки с аномально высокими значениями показателя  $P$ ; 14 – ориентировка регионального поля напряжений; 15 – створ плотины Саяно-Шушенской ГЭС.

плоскостям СЗ простирания и левосдвиговых – по перпендикулярным сместителям. Разнонаправленные сдвиги зафиксированы по меридиональным локальным разломам, а взбросонадвиговые – по широтным. Итогом тектонической активизации стало формирование ярко выраженной разломно-блоковой структуры (см. рис. 5), причем вновь приложенная нагрузка распределяется между серией блоков так, что их деформация происходит в различных по типу полях напряжений, однородных в центре и испытывающих вариации при приближении к активным разломным границам.

Для оценки степени устойчивости выявленной разломно-блоковой структуры применялся метод математического моделирования, опирающийся на аппарат механики разрушения. Он дал возможность разделить разломы на три группы с разными коэффициентами потенциальной тектонической активности ( $K$ ), зависящими от ранга, типа подвижки и положения разрыва в региональном поле напряжений. Из рис. 5, б видно, что в пределах изучаемой территории лишь три



разлома (в том числе Кандатский и Борусский) могут считаться наиболее опасными в сейсмическом отношении.

Для создания площадной картины, отражающей степень потенциальной тектонической активности, обусловленной вероятной активизацией разломной сети территории, полученная в результате моделирования схема подверглась дальнейшей обработке с использованием способа экспертных оценок. Была построена карта плотности разломов и мест их сочленения в изолиниях (см. рис. 5, б), причем каждый объект участвовал как слагаемое (с коэффициентом пропорциональным  $K$ ) в вычислении для единицы площади показателя потенциальной тектонической активности  $P$ . Несмотря на известные ограничения, карта позволила на достаточно обоснованном качественном уровне сделать выводы об относительной степени сейсмической опасности отдельных участков района Саяно-Шушенской ГЭС.

Отчетливо выделяются два максимума значений показателя  $P$ , которые представляют наибольшую опасность в смысле проявления различного вида деформаций, включая и сейсмогенные. Наличие в пределах первого из них Джойской палеосейсмодислокации увеличивает степень доверия к проведенным построениям. Участок с плотной ГЭС находится между максимумами и поэтому на региональном уровне может считаться сравнительно неопасным в сейсмическом отношении. Однако окончательное решение данного вопроса может быть принято только после осуществления аналогичного описанному комплексу работ, проведенного для створа ГЭС в более крупном масштабе.

Таким образом, на примере одного из регионов Западного Саяна показана эффективность применения комплекса тектонофизических методов для оценки степени тектонической активности и сейсмической опасности, обусловленной активизацией в современном поле напряжений древней разломной структуры. Анализ подобного типа должен быть неотъемлемой составной частью работ по оценке сейсмоопасности территорий с объектами высокой народно-хозяйственной значимости.

#### **4. ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ В СМЕЖНЫХ ОТРАСЛЯХ ЗНАНИЙ**

Основные результаты работ сотрудников лаборатории тектонофизики ИЗС СО РАН, проведенных в свете развития идей М.В. Гзовского, отражены в трехтомной монографии (Шерман и др., 1991, 1992, 1994) и серии последующих статей. Эти работы помогли наметить пути дальнейших исследований процесса деструкции литосферы с тектонофизических позиций, а также закономерностей его взаимосвязи с другими геолого-геофизическими процессами, особенно с сейсмичностью.

При изучении собственно процессов разломообразования особое внимание необходимо уделить реологической изменчивости среды с глубиной, ее влиянию на внутреннюю структуру разломов и изменению их свойств (псевдовязкости и др.) как пограничных структур. Важно уточнить соотношения параметров для крупных (трансрегиональных) разломов литосферы. Длины таких разломов, размеры областей их динамического влияния, многократно повторяемые подвижки и накопленные амплитуды смещений связаны между собою сложными нелинейными зависимостями. При их оценке фактор геологического времени является одним из определяющих параметров. Фактическим материалом при этих работах должны явиться детальные полевые исследования на нескольких тектонотипах разрывов в сочетании с физическим моделированием на многослойных моделях с использованием материалов различной вязкости.

В центре внимания должны находиться проблемы дальнейшего развития представлений о деструктивных зонах литосферы. Здесь необходимо, во-первых, продолжить выявление аналогичных структур на разных иерархических уровнях организации вещества в регионах с отличающимися геодинамическими режимами и, во-вторых, исследовать особенности их внутреннего строения на основе сопоставления с установленными закономерностями формирования крупных разломов литосферы. Особый акцент должен быть сделан на изучении характера взаимодействия ДЗЛ и граничащих с ними блоков, что в значительной степени предопределяет пути активизации разрывной структуры и, как следствие этого, закономерности проявления сейсмичности.

Следующий этап разработки проблемы динамики разломных зон видится в скрупулезном качественном и количественном изучении влияния отдельных природных факторов на проявление главных закономерностей разломообразования, т.е. в приложении теоретических результатов к конкретным природным ситуациям. При этом знание наиболее общих особенностей динамики структурообразования в разломных зонах (стадийность развития, зональность внутреннего строения, пространственно-временная неравномерность развития и др.) должно быть отправной точкой исследований подобного типа. В конечном итоге выявленные теоретические закономерности разломообразования в литосфере станут реальным инструментом решения прикладных вопросов формирования структуры природных регионов.

Нельзя считать полностью исчерпанными методические проблемы тектонофизики. Перспективы полевого изучения разломно-блоковой структуры земной коры связаны с дальнейшей разработкой способов ее картирования на основе выявления трещинных парагенезисов с целью создания единой, полностью формализованной методики. Это позволит разработать ее компьютерную версию для широкого внедрения в практику геолого-разведочных работ.

Закономерности деформации литосферы во времени и пространстве тесно связаны с другими синхронно протекающими процессами, в частности с сейсмичностью. В ближайшей перспективе ставится задача комплексными тектонофизическими методами определять критерии современной активизации разломов или их фрагментов, следствием которой является сейсмичность. При этом комплекс тектонофизических методик, используемый для оценки тектонической активности и сейсмической активности территорий народно-хозяйственного освоения, планируется усилить, с одной стороны, за счет вовлечения в анализ количественной информации о движениях земной коры, а с другой – путем проведения физического моделирования конкретных природных обстановок. Это позволит, в конечном итоге, поставить цикл тектонофизических исследований на один уровень значимости с применяемыми в настоящее время способами оценки сейсмоопасности территорий по сведениям об уже прошедших сейсмических событиях.

В последние годы расширилось представление о роли разломов литосферы в формировании природных и природно-техногенных чрезвычайных ситуаций (Лобацкая, Кофф, 1997). Разломы и области их динамического влияния являются фактором, часто вызывающим нарушение геозекологического баланса и возникновение чрезвычайных ситуаций. С этой точки зрения очень важны мониторинговые наблюдения за активными разломными зонами, в области динамического влияния которых находятся социально важные объекты. Назрела необходимость разработать специальные дополнительные требования к строительным нормам и правилам, а также пересмотреть некоторые критерии сейсмических шкал с целью внесения в них дополнений о требованиях при строительстве в областях влияния активных разломов.

Физическое и математическое моделирование будет подчинено этим же целям. Планируется более детальное изучение процессов сегментации разломов и дроб-

ления блоков в тесной связи последних с тектоническими режимами и сейсмическим процессом. Расширение диапазона применения математического моделирования в тектонофизических исследованиях связывается с построением моделей эволюции во времени деструкции литосферы. При этом главной задачей является оценка периода подготовки условий для перестройки существующих структурных комплексов в новые. Это связано с тем, что любая перестройка вызывает отклик в других геофизических процессах и в первую очередь в сейсмических. Вот почему включение фактора "время" в математические модели становится актуальной задачей тектонофизики.

Тектонофизическое изучение разломов и разломно-блоковых структур литосферы, начатое М.В. Гзовским и продолженное его учениками и последователями, к которым, в частности, относятся и сотрудники лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН, позволило сделать качественный скачок в знаниях о закономерностях развития этих структур: от пространственных и временных геологических факторов развития к квантификации параметров и физическим закономерностям деструкции литосферы. Это явилось теоретической основой перехода в изучении разломной тектоники от геологического картирования разломов и блоков, через проведение тектонофизического анализа, к пониманию основополагающих законов процесса деструкции литосферы.

## ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А.Н. Анализ перехода систем фрагментов деструкции в магистральный шов // Изв. РАН. Физика Земли. 1997. № 8. С. 65–69.
- Бабичев А.А. О некоторых принципиальных вопросах использования теории подобия при моделировании трещин и разрывов // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 36–42.
- Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 26–44.
- Борняков С.А. Методические аспекты количественного анализа параметров разломов (на примере результатов физического моделирования) // Количественный анализ геологических явлений. Иркутск, 1985. Ч. 1. С. 45–50.
- Борняков С.А. Динамика развития деструктивных зон межплитных границ: (Результаты моделирования) // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 3–10.
- Борняков С.А. Количественный анализ параметров разномасштабных сдвигов (по результатам моделирования) // Там же. 1990. № 9. С. 34–42.
- Борняков С.А. Количественный анализ популяций амплитуд смещения в сдвиговой зоне // Геологическая среда и сейсмический процесс. Иркутск, 1997. С. 69.
- Борняков С.А. Закономерности структурно-динамического развития сдвиговой зоны и их отражение во фрактальных размерностях // Теория диссипативных структур в геологическом анализе. Петрозаводск, 1998. С. 18–20.
- Буддо В.Ю., Бабичев А.А. Методика эксперимента по изучению поля сдвиговых деформаций в объеме упруговязкопластичной модели // Физ.-техн. пробл. разраб. полез. ископаемых. 1990. № 1. С. 38–44.
- Гзовский М.В. Волнистость простираения крупных тектонических разрывов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1953. № 2. С. 101–114.
- Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Там же. 1954а. № 5. С. 390–410.
- Гзовский М.В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов // Там же. 1954б. № 6. С. 527–545.
- Гзовский М.В. Основные вопросы классификации тектонических разрывов // Сов. геология. 1954в. № 41. С. 131–169.
- Гзовский М.В. Механизм формирования сложнопостроенных тектонических разрывов // Разведка и охрана недр. 1956а. № 7. С. 1–14.
- Гзовский М.В. Соотношения между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Там же. 1956б. № 11. С. 7–22.

Гзовский М.В. Метод моделирования в тектонофизике // Сов. геология. 1958. № 4. С. 53–72.

Гзовский М.В. Моделирование тектонических процессов // Проблемы тектонофизики. М.: Изд-во АН СССР, 1960а. С. 315–344.

Гзовский М.В. Физическая теория образования тектонических разрывов // Там же. 1960б. С. 78–96.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 3/4. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.

Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 240 с.

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

Гзовский М.В., Черткова Е.И. Моделирование волнистости простирания крупных тектонических разрывов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1953. № 6. С. 481–499.

Григорьев А.С. Вопросы математического моделирования в тектонофизике // Экспериментальная тектоника: (Методы, результаты, перспективы). М.: Наука, 1989. С. 31–46.

Крылов С.В. О глубинах Байкальских землетрясений и сейсмоконтролирующих факторах // Геология и геофизика. 1980. № 5. С. 97–112.

Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.

Лобацкая Р.М., Кофф Г.Л. Разломы литосферы и чрезвычайные ситуации. М.: Рос. экол. фед. информ. агентство; Ин-т литосферы РАН, 1997. 196 с.

Осокина Д.Н. Иерархические свойства тектонического поля напряжений // Экспериментальная тектоника: (Методы, результаты, перспективы). М.: Наука, 1989. С. 197–208.

Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. 256 с.

Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. 184 с.

Ребецкий Ю.Л., Гущенко О.И. Уравнения состояния и особенности эволюции деформационной анизотропии слоистых массивов в процессе складкообразования: (Математическое моделирование) // Изв. РАН. Физика Земли. 1995. № 8. С. 13–31.

Саврук М.П. Двумерные задачи теории упругости для тел с трещинами. Киев: Наук. думка, 1981. 324 с.

Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829–831.

Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 102 с.

Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск, 1986. 130 с. Деп. в ВИНТИ, № 5762–В86.

Семинский К.Ж. Общие закономерности динамики структурообразования в крупных сдвиговых зонах // Геология и геофизика. 1990. № 4. С. 14–23.

Семинский К.Ж. Пространственно-временные взаимоотношения между тектоническими нарушениями в разрывных зонах // Там же. 1991. № 3. С. 74–84.

Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Там же. 1994. № 9. С. 112–130.

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

Семинский К.Ж., Гладков А.С. Особенности деформаций земной коры на периферии Байкальской зоны деструкции // Там же. 1997. № 9. С. 1512–1519.

Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Там же. 1983. № 10. С. 1–19.

Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.

Шерман С.И. Эксперимент в тектонике и теория подобия // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 17–19.

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. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. и др. Моделирование механизма образования сейсмоактивных разломов в упруговязкой среде // Геология и геофизика. 1985. № 10. С. 9–18.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 157 с.

Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ: Неотектоника. Новосибирск: Наука, 1984. 208 с.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Новосибирск: Наука. Т. 1. 1991. 262 с.; Т. 2. 1992. 228 с.; Т. 3. 1994. 263 с.

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

Шерман С.И., Черемных А.В., Адамович А.Н. Разломно-блоковая делимость литосферы: Закономерности структурной организации и тектонической активности // Геодинамика и эволюция Земли: Материалы к науч. конф. РФФИ. Новосибирск, 1996. С. 74–77.

Sherman S.I. Faults and tectonic stresses of the Baikal rift zone // Tectonophysics. 1992. Vol. 208. P. 297–307.

Sherman S.I. Faulting in zones of lithospheric extension: Quantitative analysis of natural and experimental data // PAGEOPH. 1996. Vol. 146, № 3/4. P. 421–446.